

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**Interpretação climática do registro isotópico e da
acumulação em testemunho de firn antártico do Setor do
Mar de Weddell**

ANDRESSA MARCHER DE OLIVEIRA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

Porto Alegre, 2022

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**Interpretação climática do registro isotópico e da
acumulação em testemunho de firn antártico do Setor do
Mar de Weddell**

ANDRESSA MARCHER DE OLIVEIRA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Norberto Dani – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dr. Filipe Gaudie Ley Lindau – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dr. Luciano Marquetto – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para a obtenção
do título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre, 2022

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos André Bulhões Mendes

Vice-reitora: Patrícia Pranke

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Vice-diretora: Tatiana Silva

CIP - Catalogação na Publicação

de Oliveira, Andressa Marcher
Interpretação climática do registro isotópico e da
acumulação em testemunho de firn antártico do Setor do
Mar de Weddell / Andressa Marcher de Oliveira. --
2022.
232 f.
Orientador: Jefferson Cardia Simões.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2022.

1. Isótopos estáveis de água. 2. Acumulação de
neve. 3. Testemunho de firn. 4. Eventos meteorológicos
extremos. 5. Variabilidade climática. I. Simões,
Jefferson Cardia, orient. II. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os
dados fornecidos pelo(a) autor(a).

DEDICATÓRIA

A minha mãe,

Sem você nada disso seria possível...

*Obrigada pelos 26 anos de muito
amor e ensinamentos.*

AGRADECIMENTOS

A minha mãe Carmen Silvia Marcher por todo apoio, amor, educação e por sempre me incentivar a lutar pelos meus maiores sonhos. Meu amor por ti é eterno e mesmo não sabendo quando a dor irá passar agradecerei todos os dias pelos 26 anos de convivência que tivemos. Você foi a peça fundamental para eu ter chegado até aqui, onde quer que eu vá te levarei sempre nos meus pensamentos e no meu coração. Ao meu pai Ronaldo de Oliveira, por todo amor e cuidado — superamos muitas coisas juntos, e tenho certeza de que a tempestade que enfrentamos só fortaleceu ainda mais nossa união. Ao meu irmão, Ronaldo Filho, pelos conselhos e sábias palavras em momentos difíceis. Sua força me inspira e suas atitudes me ensinam muito. Aos meus avós por me proporcionarem um ambiente acolhedor e feliz para que eu pudesse finalizar meu trabalho. Que bom que no final tudo ficou bem entre nós. A prima Myrian, por ter nos ajudado quando tudo começou a desmoronar e a morte invadiu a nossa casa. Ao Ronaldo Bernardo, por ser incansável comigo. Obrigada por toda atenção, paciência, pelo incentivo, por me ouvir e acolher nos momentos de crise e dor, e por todos os conselhos e até mesmo castigos merecidos. Você é um exímio educador e com certeza você foi um Norte para mim, sem você também não teria chegado até aqui. Gratidão pela amizade, pela confiança e por todos os ensinamentos. Ao Isaías Thoen, pelas análises de IC e pela oportunidade de participar dessa etapa. Agradeço também por todos ensinamentos. Gratidão por todas as trocas (acadêmicas e não acadêmicas) e pela sua positividade e incentivo. Obrigada pelo acolhimento quando eu pensei que fosse desmoronar e por todas as vezes que você parou seus inúmeros afazeres para me ouvir. Ao meu Orientador, Jefferson Simões, por todas oportunidades e investimento no meu crescimento. Obrigada por sempre estar disponível, pelo incentivo, ensinamentos e por todas as correções. Gratidão pela paciência com os meus atrasos. Você me inspira. Ao Professor Francisco Aquino, por compartilhar sua experiência de campo no sítio Criosfera 1 e pela disponibilidade. Agradeço também a você e a Venisse pela ajuda, carinho e apoio final para concluir o meu trabalho. Obrigada por me fazer enxergar que estava tudo bem com meu trabalho. Os problemas realmente eram outros eu só estava transferindo e misturando as coisas. Aos meus colegas do CPC, em especial Renné e Pedro. Pedro obrigada por me fazer enxergar o valor do meu trabalho e por ter me ajudado a organizar meus pensamentos na reta final, a tristeza e a ansiedade

não estava mais permitindo que eu avançasse. Não teria conseguido me acalmar sem sua ajuda. Aos meus amigos, em especial a Maysa e Jaqueline. Minha eterna gratidão a vocês que me disseram sempre que: “Vai ficar tudo bem”... “Vai dar certo”. Gratidão pelas boas vibrações. Obrigada Jaque por ter segurado a minha mão até o final. A CAPES, pelo apoio financeiro. Ao CPC/UFRGS, pela infraestrutura. Ao PPGGEO/UFRGS, pela oportunidade.

EPÍGRAFE



Cartunização da foto tirada por Ronaldo Torma Bernardo

07 de Janeiro de 2015, Antártica Ocidental.

*Science is not only compatible with spirituality; it is a
profound source of spirituality.*

Carl Sagan

RESUMO

O presente estudo teve como foco o registro de isótopos estáveis de água – $\delta^{18}\text{O}$, δD e excesso de deutério ($d = \delta\text{D} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$) – e de acumulação do sítio Criosfera 1 (CR1; $84^\circ 00' 00.00''$ S; $79^\circ 29' 39.00''$ W; 1285 m de altitude), situado na bacia de drenagem glacial da corrente de gelo Möller, no Setor do Mar de Weddell, próximo a divisão entre Antártica Ocidental e Oriental. O objetivo foi avaliar a história deposicional, verificar a qualidade do sinal climático e se as informações climáticas de curto prazo (século 21) se encontram preservadas nesse sítio. Neste trabalho foi analisado dois testemunhos: o testemunho raso de firn TT01 e os primeiros ~10 metros do testemunho de gelo CR1. O testemunho TT01 ($83^\circ 59' 59,50''$ S, $79^\circ 29' 31,40''$ W; 9,471 m ou 4,097 m eq. H_2O ; ρ : $0,44 \pm 0,07$ g.cm⁻³) foi recuperado durante a Travessia Brasileira à Antártica Ocidental no verão austral de 2015, enquanto o testemunho CR1 ($83^\circ 59' 59,1''$ S, $79^\circ 29' 19,3''$ W; 9,130 m ou 4,093 m eq. H_2O ; ρ : $0,45 \pm 0,08$ g.cm⁻³) foi recuperado na expedição do verão austral de 2012. Ambos testemunhos foram descontaminados e derretidos em um sistema de derretimento contínuo com amostragem discreta subcentimétrica nos Laboratórios Limpos Classe ISO 5 do *Climate Change Institute* (UMAINE/USA). As razões isotópicas foram determinadas pela técnica de espectrometria à laser por cavidade ressonante *ring-down* (WS-CRDS) no Laboratório de Isótopos Estáveis do Centro Polar e Climático (UFRGS/Brasil). No total, cerca de 633 amostras com resolução de 0,03 m foram analisadas e a acurácia das medidas foi melhor que 0,2‰ e 0,9‰ para $\delta^{18}\text{O}$ e δD , respectivamente. Análises de cromatografia por troca iônica foram somente performadas para o testemunho TT01 com intuito de aprimorar a datação. A datação do TT01 foi realizada pelo método de contagem de camadas anuais usando principalmente a variação sazonal dos δs e da razão $\text{nssSO}_4^{2-}/\text{Na}^+$. Na datação do CR1 foi somente utilizado a variação sazonal dos δs . Os 9,471 m do TT01 cobriram 16 anos (1999-2015), com um erro estimado de <5 meses, enquanto os 9,130 m do CR1 cobriram 13 anos (1999-2012) e o erro estimado da datação foi de ~6 meses. O registro de acumulação foi estendido até 2018 com os dados de altura de neve do Módulo Científico Automático Criosfera 1. Para o período de 1999-2018 foi estimada uma taxa de acumulação de $0,24 \pm 0,09$ m eq. H_2O a⁻¹ e observado uma tendência de decréscimo significativa na acumulação anual. Para atender os objetivos, foi explorado as relações dos registros isotópicos e de acumulação com: parâmetros meteorológicos (temperatura, direção e velocidade do vento, pressão média ao nível do mar, concentração de gelo marinho), eventos climáticos extremos de precipitação e de vento e índices climáticos (e.g., índices de variabilidade climática de larga escala (e.g., SAM e ENSO) e da zona climatológica de baixa pressão do mar de Amundsen (ASL)). Este estudo mostra que registro preservado no sítio Criosfera 1 é fortemente tendenciado por eventos extremos de precipitação. Além, ele aponta que tanto o registro da composição isotópica quanto o de acumulação do imprimem variabilidade circulação atmosférica de larga escala, principalmente a influência do SAM, mas também a influência de forçante tropical (e.g., ENSO).

Palavras-chave: Isótopos estáveis de água. Acumulação anual. Testemunho de *firn*. Eventos extremos. Modos de variabilidade climática de larga escala. Criosfera 1. Setor do Mar de Weddell. Antártica.

ABSTRACT

This study investigated the stable water isotopes – $\delta^{18}\text{O}$, δD and d-excess ($d=\delta\text{D}-8\times\delta^{18}\text{O}$) – and snow accumulation records from the Criosfera 1 site (CR1; $84^\circ 00' 00.00''$ S; $79^\circ 29' 39.00''$ W; 1285 m altitude), located in the upper reaches of the Möller Ice Stream basin, Weddell Sea Sector, near to the boundary between West and East Antarctica. The objective was to evaluate the depositional history, verify the quality of the signal stored and if the short-term climate information (~21st century) is preserved at this site. In this work two cores were analyzed: the TT01 shallow firn core and the first ~10 meters of the CR1 ice core. The TT01 core ($83^\circ 59' 59.50''$ S, $79^\circ 29' 31.40''$ W; 9.471 m or 4.097 m H₂O eq.; ρ : 0.44 ± 0.07 g.cm⁻³) was recovered during the Brazilian Crossing to West Antarctica in the austral summer of 2015, while the CR1 core ($83^\circ 59' 59.1''$ S, $79^\circ 29' 19.3''$ W; 9,130 m or 4,093 m eq. H₂O ; ρ : 0.45 ± 0.08 g.cm⁻³) was recovered in the austral summer 2012 expedition. Both cores were decontaminated and melted in a continuous melting system with discrete sub-centimeter sampling at Climate's ISO Class 5 Clean Laboratories Change Institute (UMAINE/USA). The isotopic ratios were determined by ring-down resonant cavity laser spectrometry (WS-CRDS) at the Laboratory of Stable Isotopes of the Centro Polar e Climático (UFRGS/Brazil). In total, about 633 samples with a resolution of 0.03 m were analysed and the accuracy of the measurements was better than 0.2‰ and 0.9‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and δD , respectively. Ion exchange chromatography analyzes were only performed for the TT01 core in order to improve the dating. The TT01 dating was performed by the annual layer count method using mainly the seasonal variation of the δs and the $\text{nssSO}_4^{2-}/\text{Na}^+$ ratio. In the CR1 dating, only the seasonal variation of δs was used. The TT01 cover 16 years (1999-2015), with an estimated error of <5 months, while the CR1 core cover 13 years (1999-2012) and the estimated error of the dating is ~6 months. The accumulation record was extended until 2018 using snow height data from the Criosfera 1 Automatic Weather Station. For the 1999-2018 period, an accumulation rate of 0.24 ± 0.09 m eq. H₂O yr⁻¹ and a significant decreasing trend in annual accumulation was observed. To achieve our objectives, the relationship between isotopic and accumulation records was explored with: meteorological parameters (temperature, wind direction and speed, mean pressure at sea level, concentration of sea ice), extreme weather events of precipitation (EPE) and wind (SWE), and climate indices (e.g., large-scale climate variability indices (e.g., SAM and ENSO) and the Amundsen Sea Low Pressure indices (ASL)). This study shows that the record preserved at the Criosfera 1 site is strongly biased by EPEs. Furthermore, it points out that both the isotopic composition and accumulation records imprint the large-scale atmospheric circulation variability, mainly the influence of SAM but also the tropical forcings (e.g., ENSO).

Keywords: Stable water isotopes. Annual accumulation. Extreme events. Large scale climate variability modes. Shallow *firn* core. Criosfera 1. Weddell Sea Sector. Antarctica.

LISTA DE FIGURAS

	<i>pág.</i>
Figura 01: Fotos do acampamento base da Antarctic Logistics and Expeditions na região das Montanhas Ellsworth	009
Figura 02: Foto dos pesquisadores do CPC/UFRGS na região do Criosfera 1 ..	010
Figura 03: Foto dos pesquisadores do CPC/UFRGS nas Montanhas Ellsworth	011
Figura 04: Mapa da rota da Travessia Brasileira ao manto de Gelo da Antártica Ocidental do verão austral de 2014/2015.....	012
Figura 05: Mapa temático da área de estudo	016
Figura 06: Variação da temperatura média mensal no sítio CR1 e em mais cinco lugares na Antártica	021
Figura 07: Foto mostrando o transporte de trator do Módulo Brasileiro Automático Criosfera 1	023
Figura 08: Fotos da etapa de instalação do Módulo CR1 em 84°S	023
Figura 09: Fotos do Módulo Científico Automático CR1	025
Figura 10: Ilustração do local onde foi perfurado o testemunho raso de firn TT01.....	026
Figura 11: Distribuição das áreas livre de gelo no continente Antártico	029
Figura 12: Mapa do continente antártico e perfis do manto de gelo	037
Figura 13: Variabilidade mensal da extensão do gelo marinho antártico para o período entre 1981-2020.....	043
Figura 14: Mapas de concentração sazonal média do gelo marinho	044
Figura 15: Limites da região Antártica e seus mares	048
Figura 16: Temperatura média anual na superfície do continente antártico.....	052
Figura 17: Esquema da circulação atmosférica meridional entre o Equador e o Polo Sul	057
Figura 18: Modelo conceitual simples da circulação sobre o continente e linhas de fluxo de ar em baixos níveis sobre continente antártico	059
Figura 19: Perfis de média zonal climatológica dos ventos zonais em Janeiro e Julho	061

Figura 20:	Série temporal dos valores sazonais do índice SAM	063
Figura 21:	Perfil estratigráfico típico do manto de gelo polar	078
Figura 22:	Variação do fator de fracionamento em equilíbrio para gelo/vapor e líquido/vapor com a temperatura	087
Figura 23:	Gráfico $\delta^{18}\text{O}$ vs. δD	087
Figura 24:	Esquema de fracionamento Rayleigh	092
Figura 25:	Ilustração dos efeitos geográficos e da sazonalidade sobre a composição isotópica da precipitação de neve polar austral	094
Figura 26:	Etapas de perfuração executadas para a recuperação do testemunho de firn TT01	098
Figura 27:	Sistema de perfuração de testemunhos de gelo Mark III	100
Figura 28:	Sistema de perfuração de testemunhos de gelo FELICS	101
Figura 29:	Fotos dos procedimentos executados na sala fria do CCI/UMAINE ..	103
Figura 30:	Diagrama da placa de fusão do sistema de derretimento	105
Figura 31:	Diagrama do sistema de fusão contínua projetado pelos pesquisadores do CCI/UMAINE	106
Figura 32:	Fotos da sala limpa do CCI/UMAINE	106
Figura 33:	Foto do Laboratório de Isótopos Estáveis do CPC/UFRGS	109
Figura 34:	Fotos mostrando os insumos e ferramentas indispensáveis para o Laboratório de Isótopos Estáveis do CPC.....	112
Figura 35:	Esquema ilustrado da etapa de transferência das amostras para os vials	113
Figura 36:	Esquema ilustrativo da cavidade ressonante ring-down com dois espelhos	115
Figura 37:	Fotos dos dois sistemas PICARRO L2130-i do Laboratório de Isótopos Estáveis do CPC/UFRGS	117
Figura 38:	Esquema ilustrado das etapas realizadas pelo sistema PICARRO....	118
Figura 39:	Gráfico do CRDS Data Viewer	119
Figura 40:	Foto do Laboratório de Glacioquímica do CPC/UFRGS	122
Figura 41:	Sistema de geração de água ultrapura do Lab de Glacioquímica.....	123

Figura 42:	Fotografias da etapa de preparação das amostras para análise do conteúdo iônico na bancada de fluxo laminar Classe 5	124
Figura 43:	Esquema ilustrativo da etapa de preparação da solução padrão de estoque para a construção dos padrões de calibração e checagem	125
Figura 44:	Esquema ilustrado dos principais componentes de um sistema IEC .	126
Figura 45:	Desenho esquemático do mecanismo de separação nas colunas analíticas dos sistemas IEC	127
Figura 46:	Fotografia dos sistemas de cromatografia por troca iônica da Dionex do Laboratório de Glacioquímica	128
Figura 47:	Esquema ilustrativo da válvula de injeção dos sistemas de cromatografia da Dionex	130
Figura 48:	Esquema ilustrativo mostrando o período de maior produção do DMS e sua oxidação na atmosfera para MSA e SO_4^{2-}	133

LISTA DE QUADROS

	<i>pág.</i>
Quadro 01: Parâmetros meteorológicos, físicos e químicos medidos no Módulo/ Laboratório Automático Brasileiro Criosfera 1.	024
Quadro 02: Espécies químicas, parâmetros físicos e materiais biológicos investigados nos testemunhos de gelo	069
Quadro 03: Métodos de datação para testemunhos de gelo	079
Quadro 04: Abundância relativa e número de massa dos nove isotopólogos estáveis de água	082

LISTA DE TABELAS

	<i>pág.</i>
Tabela 01: Localização, profundidade e temperatura à ~10 m dos testemunhos de firn rasos coletados ao longo da Travessia Brasileira ao Manto de Gelo da Antártica Ocidental de 2015	011
Tabela 02: Média, mínimo, e máximo anual da temperatura superficial no sítio CR1 para os anos de 2013, 2014, 2015 e 2016	020
Tabela 03: Dados de área ocupada e de volume de gelo na Antártica Oriental, Ocidental e Península Antártica e nas plataformas de gelo	027
Tabela 04: Área aproximada livre de gelo por região.....	029
Tabela 05: Isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio com suas respectivas massas atômicas e abundâncias relativas	081
Tabela 06: Propriedades físicas dos principais isotopólogos de água	085
Tabela 07: Função e valores de referências de $\delta^{18}\text{O}$ e δD para três padrões Internacionais: GISP, SLAP-2 e VSMOW-2	110
Tabela 08: Planejamento da análise química para as razões de isótopos estáveis de água no Laboratório de Isótopos Estáveis	111
Tabela 09: Composição isotópica dos padrões internos obtidos no processo de calibração do equipamento	121
Tabela 10: Configuração e características dos sistemas IEC utilizados na análise do testemunho de firn TT01	129
Tabela 11: Variáveis extraídas dos produtos ERA5.....	135

LISTA DE ABREVIações

ALE	Antarctic Logistics and Expeditions
ASL	Amundsen Sea Low
AT	Arctic Trucks
AMPS	Antarctic Mesoscale Prediction System
BgPI	Bacia da geleira Pine Island
BcgFA	Bacia das correntes de gelo Foundation e Academy
Bcgl	Bacia da corrente de gelo Institute
BcgM	Bacia da corrente de gelo Möller
CCA	Corrente Circumpolar Antártica
CCI/UMAINE	Climate Change Institute / University of Maine (USA)
CCoA	Corrente costeira da Antártica
CDS	Climate Data Store
CFC	Clorofluorcarbono
CPC/UFRGS	Centro Polar e Climático da Universidade Federal do Rio Grande do Sul
CR1	Criosfera 1
Crio1	Padrão isotópico secundário Criosfera 1
DA	Divergência Antártica
DEPLAT	Padrão isotópico secundário Platô Detroit
DMS	Dimetilsulfeto
DMSP	Dimetil-sulfônico-propionato
ECMWF	European Centre for Medium-Ranged Weather Forecasts
ENSO	El Niño Oscilação Sul
EPES	Extreme Precipitation Events
ERA	European Centre for Medium-Range reanalysis
FPA	Frente Polar Antártica
FS	Frente Subantártica
GISP	Greenland Ice Sheet Precipitation

GLOCHANT	Global Change Research in the Antarctic
GPR	Ground-Penetration Radar
HDPE	Polietileno de alta densidade
LDPE	Polietileno de baixa densidade
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
IAEA	International Atomic Energy Agency
IEC	Cromatografia de troca iônica (Ion Exchange Chromatography)
IGBP	International Geosphere-Biosphere Program
IHO	International Hydrographic Organization
INCT-Criosfera	Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera
INPE	Instituto Espacial de Pesquisas Espaciais
IPO	Interdecadal Pacific Oscillation
ITASE	International Trans-Antarctic Scientific Expedition
LIDAR	Light detection and ranging
LMG	Linha Meteórica Global
LML	Linha Meteórica Local
MJ	Mount Johns / Padrão isotópico secundário Mount Johns
MSA	Ácido metanosulfônico
MRC	Material de Referência Certificado
NASA	National Aeronautics and Space Administration (USA)
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NIST	National Institute of Standards and Technology
NOAA	National Oceanic & Atmospheric Administration (USA)
OA	Oceano Austral
OMM	Organização Meteorológica Mundial (ONU)
OPERANTAR	Operação Antártica
PAGES	Past Global Changes
PE	Polietileno
PEEK	Polyether ether ketone (USA)

PG	Plataforma de Gelo
PGFR	Plataforma de Gelo Filchner-Ronne
PGR	Plataforma de Gelo Ross
PMNM	Pressão média ao nível do mar
PP	Polipropileno
PROANTAR	Programa Antártico Brasileiro
PSA	Padrão Pacífico América do Sul (Pacific-South American pattern)
RA	Rios atmosféricos
RADAR	Radio detection and ranging
READER	Reference Antarctic Data for Environmental Research
SCAR	Scientific Committee on Antarctic Research
SLAP	Standard Light Antarctic Precipitation
SAM	Southern Annular Mode
SMAB	Setor dos Mares de Amundsen e Bellingshausen
SMR	Setor do Mar de Ross
SMW	Setor do Mar de Weddell
SOI	Southern Oscillation Index
SPOLE	Padrão isotópico secundário Polo Sul
TSM	Temperatura média na superfície do mar
UR	Umidade relativa
VSMOW	Vienna Standard Mean Ocean Water
VSMOW-2	Vienna Standard Mean Ocean Water 2
WS-CRDS	Wave scanner cavity ring-down spectroscopy
ZCP	Zona de Cisalhamento Pagano

LISTA DE SÍMBOLOS

δ	delta
δ_0	composição isotópica inicial
δ_{v0}	composição isotópica do vapor recém formado
δ_p	composição isotópica da precipitação
μ	micro
ρ	densidade
Δ	variação
p	nível de significância
r	coeficiente de correlação linear
R^2	coeficiente de determinação
%	percentual
‰	per mil
α_{eq}	coeficiente de equilíbrio
$^2\alpha_{eq}$	coeficiente de equilíbrio
$^{18}\alpha_{eq}$	coeficiente de equilíbrio
α_C	coeficiente de fracionamento de condensação
α_m	coeficiente de equilíbrio em temperatura intermediária
k_δ	fator de fracionamento cinético
ε	fator de separação
D_{dif}	difusividade das moléculas de água
2D	coeficiente de difusividade entre as moléculas pesadas e leves de H
^{18}D	coeficiente de difusividade entre as moléculas pesadas e leves de O
R	razões isotópicas
F	fração de vapor remanescente
ϵ_D	diferença relativa entre as difusividades moleculares
ρ_M	resistência molecular
ρ_T	resistência a turbulência
λ	comprimento de onda

E_L	energia de ligação
k_B	constante de Boltzmann
T	temperatura
v	volume
t_A	tempo de decaimento do feixe de luz na cavidade com amostra
t_v	tempo de decaimento do feixe de luz na cavidade vazia
$\alpha(\lambda)$	perda óptica
$\varepsilon(\lambda)$	coeficiente de extinção
$[C]$	concentração

LISTA DE EQUAÇÕES

	<i>pág.</i>
Equação 01: Fórmula da escala δ	083
Equação 02: Expressão do coeficiente de equilíbrio.....	085
Equação 03: Expressão do coeficiente de equilíbrio na escala δ	085
Equação 04: Expressão do fator de separação isotópico	085
Equação 05: Equação da Linha Meteorica Global	087
Equação 06: Fórmula do excesso de deutério	088
Equação 07: Fórmula logarítmica do excesso de deutério.....	088
Equação 08: Equação da composição isotópica do vapor recém formado sobre o oceano	089
Equação 09: Equação do fator de fracionamento cinético	089
Equação 10: Equação da composição isotópica da precipitação considerando fracionamento em condições de equilíbrio	091
Equação 11: Fórmula da composição isotópica do vapor remanescente na massa de ar	092
Equação 12: Equação modificada de Lambert-Beer	115
Equação 13: Equação do coeficiente de absorção	115
Equação 14: Fórmula do excesso de sulfato	132

SUMÁRIO

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	001
---------------------------------------	------------

PARTE I: Introdução e o Projeto de Pesquisa

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO	002
1.1. CONTEXTUALIZAÇÃO	002
1.2. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA	004
1.3. OBJETIVOS E METAS	006
1.4. JUSTIFICATIVAS E MOTIVAÇÕES	007
CAPÍTULO 2. ÁREA DE ESTUDO	008
2.1. TRAVESSIA BRASILEIRA DO VERÃO AUSTRAL DE 2014/2015	008
2.2. EXPEDIÇÃO CRIOSFERA.....	012
2.3. SETOR DO MAR DE WEDDELL: SÍTIO CRIOSFERA 1	013
2.2.1. Descrição glaciológica e geológica	013
2.2.2. Descrição meteorológica	019
2.2.3. Módulo Científico Brasileiro Criosfera 1	022
2.2.4. Testemunho de <i>firn</i> TT01	025
2.2.5. Testemunho de gelo CR1	026

CAPÍTULO 3. AMBIENTE ANTÁRTICO	027
3.1. A CRIOSFERA E O CONTINENTE ANTÁRTICO	027
3.1.1. Panorama sobre a criosfera, geomorfologia e a geologia do continente antártico.....	030
3.1.2. Formação e variabilidade do gelo marinho antártico	042
3.1.3. O papel da criosfera Antártica na regulação do clima global	044
3.1.3. História evolutiva da Antártica	045
3.2. OCEANO AUSTRAL	047
3.2.1. Definição, limite e mares do oceano Austral	047
3.2.2. Dinâmica da circulação do Oceano Austral e sua importância	049
3.3. ATMOSFERA E CLIMA ANTÁRTICO	051
3.3.1. Climatologia Antártica	051
3.3.2. Circulação atmosférica em larga escala no Hemisfério Sul	057
3.3.2.1. Circulação Atmosférica no Ambiente Antártico	058
3.3.3. Variabilidade climática Antártica	062
CAPÍTULO 4. A CIÊNCIA DOS TESTEMUNHOS DE <i>FIRN</i> E GELO	068
4.1. O REGISTRO AMBIENTAL DOS MANTOS DE GELO.....	068
4.1.1. As informações ambientais asseguradas nos mantos de gelo	068
4.1.2. O processo de captura e preservação das condições ambientais .	072
4.1.2.1. Transferência de massa da atmosfera para a superfície.....	073
4.1.2.2. Transformação da neve em gelo glacial	073
4.2. A BASE TEÓRICA DA CIÊNCIA DOS TESTEMUNHOS DE GELO	076

4.3. A CRONOLOGIA DOS TESTEMUNHOS DE GELO	079
CAPÍTULO 5. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE HIDROGÊNIO E OXIGÊNIO	081
5.1. ABUNDÂNCIA, DEFINIÇÕES E PROPRIEDADES	081
5.2. ESCALA δ	083
5.3. FRACIONAMENTO EM CONDIÇÕES DE EQUILÍBRIO	084
5.4. FRACIONAMENTO EM CONDIÇÕES DE NÃO EQUILÍBRIO.....	088
5.5. PROCESSOS ISOTÓPICOS EM REGIÕES POLARES	090
5.5.1. Modelos de fracionamento isotópico na atmosfera.....	090
5.5.2. Efeitos de Dansgaard	093
5.5.3. Efeitos deposicionais	094
5.5.4. Efeitos pós-deposicionais	095

PARTE III: Materiais e Métodos

CAPÍTULO 6. MATERIAIS E MÉTODOS	096
6.1. METODOLOGIA PRÉ CAMPO	096
6.2. METODOLOGIA DE CAMPO.....	097
6.2.1. Recuperação do testemunho de firn TT01	097
6.2.2. Sistema de perfuração Mark III	099
6.2.3. Recuperação do testemunho de gelo CR1.....	100
6.3. METODOLOGIA PÓS-CAMPO.....	102
6.3.1. Atividades realizadas nos laboratórios do CCI/UMAINE	102
6.3.1.1. Descontaminação dos testemunhos	102
6.3.1.2. Subamostragem dos testemunhos.....	104

6.3.2. Atividades realizadas nos laboratórios do CPC/UFRGS	108
6.3.2.1. Análise de isótopos estáveis	108
6.3.2.1.1. <i>Planejamento e calibração do equipamento</i>	109
6.3.2.1.2. <i>Preparação das amostras para a análise das razões isotópicas</i>	112
6.3.2.1.3. <i>Espectroscopia por cavidade ressonante ring-down</i>	113
6.3.2.1.4. <i>Calibração dos resultados isotópicos</i>	120
6.3.2.2. Análise do conteúdo iônico	121
6.3.2.2.1. <i>Controle de contaminação do laboratório</i>	122
6.3.2.2.2. <i>Preparação das amostras e dos padrões de checagem</i>	123
6.3.2.2.3. <i>Cromatografia de Troca Iônica</i>	125
6.3.3. Processamento dos dados glaciológicos	131
6.3.4. Datação dos testemunhos	132
6.3.5. Determinação da acumulação anual	134
6.3.6. Dados meteorológicos	134
6.3.3.1. Dados do Módulo Científico Criosfera 1	134
6.3.3.1. Dados de reanálise.....	135
6.3.3.1. Índices climáticos	135
REFERÊNCIAS	137

PARTE IV: Artigo

CAPÍTULO 7. ARTIGO	158
7.1. CARTA DE SUBMISSÃO DO ARTIGO	158
7.2. ARTIGO	159

7.3. MATERIAL COMPLEMENTAR	205
----------------------------------	-----

PARTE V: Fechamento e Considerações Finais

CAPÍTULO 8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	216
--	------------

PARTE VI: Complementos

APÊNDICE A.....	217
------------------------	------------

APÊNDICE B.....	224
------------------------	------------

APÊNDICE C.....	225
------------------------	------------

APÊNDICE D.....	226
------------------------	------------

APÊNDICE E.....	227
------------------------	------------

APÊNDICE F.....	229
------------------------	------------

ANEXO I.....	230
---------------------	------------

RESUMOS SUBMETIDOS A CONGRESSOS	231
--	------------

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em 1 artigo submetido a periódico classificado nos estratos Qualis-CAPES como A1. A sua organização compreende as seguintes partes:

Parte I: Introdução ao Projeto de Pesquisa e a Área de Estudo

Nesta primeira parte do trabalho é feita uma breve contextualização e exposição do tema e problema de pesquisa no capítulo introdutório (Capítulo 1); seguida por uma descrição detalhada da travessia brasileira à Antártica em que foi coletado o material utilizado neste trabalho e da área específica de estudo — sítio do Criosfera 1, Setor do Mar de Weddell (Capítulo 2).

Parte II: Referencial Teórico

Aqui é apresentado os alicerces do tema de pesquisa. Para tal finalidade, esta parte foi dividida em três capítulos: um capítulo que faz uma revisão mais profunda sobre o Ambiente Antártico (Capítulo 3); outro que aborda a ciência dos testemunhos de gelo (Capítulo 4); e o último que traz uma revisão sobre isótopos estáveis, com foco no registro e aplicação na Antártica (Capítulo 5).

Parte III: Materiais e Métodos

Apresentação das atividades e metodologias pré-campo e de campo e, também, das atividades e metodologias empregadas no pós campo (Capítulo 6).

Parte IV: Artigo

O artigo que compõem esta dissertação: The stable water isotopes and snow accumulation from Weddell Sea sector imprint the large-scale atmospheric circulation variability. Submetido para a Cryosphere em 04 de agosto de 2022 (Capítulo 7).

Parte V: Fechamento e considerações finais

Nesta parte são apresentadas as principais conclusões desse trabalho e as recomendações para trabalhos futuros (Capítulo 8).

Parte VI: Complementos

Os complementos compreendem apêndices (A, B, C, D, E e F), um anexo e um artigo adicional desenvolvido pela pós-graduanda durante o período de mestrado.

Capítulo 1. Introdução

Ice-isotopic records constitute the heart of ice core analysis; no other measurement gives a high-resolution view of climate history along most of a core.

Cuffey, K. M. & Paterson, W. S. B. (2010)

1.1. CONTEXTUALIZAÇÃO

A acumulação e preservação de neve, ano após ano, sobre as altas montanhas e as terras em altas latitudes cria um registro inestimável sobre as condições ambientais e climáticas do passado — *i.e.*, dá vida a geleiras e mantos de gelo que asseguram uma gama de assinaturas químicas, físicas e biológicas capazes de reconstruir parte da história do Quaternário. Ao executar perfurações sobre esses dois componentes da criosfera¹ podemos recuperar testemunhos de gelo, que são nada mais que amostras de gelo cilíndricas e, constituem uma importante ferramenta para extrair cada uma dessas assinaturas. Dentre todos os arquivos naturais², os testemunhos de gelo polares se destacam por conter o registro mais contínuo e de alta resolução; sendo o alcance temporal dos testemunhos de gelo da Antártica (estimado em até $\sim 1,5 \times 10^6$ anos) maior que os da Groenlândia (estimado em até um pouco mais que 2×10^5 anos).

¹ O termo criosfera deriva da palavra grega *kryos*, que significa frio, e se refere a todo gelo e neve existente na superfície terrestre. Os principais componentes que integram a criosfera são: as geleiras de montanhas, calotas de gelo, mantos de gelo, o gelo marinho, o gelo de água doce, a cobertura de neve sazonal e o permafrost (Simões, 2004).

² Para acessar informação sobre a variabilidade climática e mudanças ambientais ocorridas nos últimos séculos, milênios e milhares de anos é necessário a análise de arquivos naturais – como, testemunhos de sedimentos de lago e oceânicos, testemunhos de gelo, amostras de corais bandados, pólen, anéis de crescimento de árvores, depósitos de cavernas (e.g., estalagmites, estalactites etc.) e registros arqueológicos (Bradley, 2015).

Uma das assinaturas que mais efetivamente atesta tal destaque é o conteúdo isótopos estáveis de água ($\delta^{18}\text{O}$, δD , excesso de deutério (ou d) etc.³). A água é um dos compostos mais importantes da Terra tanto por exercer um papel importante no sistema climático, quanto por esculpir paisagens e sustentar a vida no planeta. Ao viajar pelos diferentes compartimentos da Terra, a água passa por diversas interações e transformações (*i.e.*, mudança no estado físico), as quais promovem alterações em sua composição isotópica (*i.e.*, cria uma marca/assinatura característica de cada interação e dos processos que a induziu a tais transformações). Em especial a viagem do vapor de água para as regiões polares faz das razões de isótopos de hidrogênio e oxigênio (dadas por $\delta^{18}\text{O}$ e δD) da precipitação, neve, *firn*⁴ e do gelo polar, um conveniente e apropriado *proxy* para reconstrução da temperatura atmosférica.

A construção da ciência dos isótopos estáveis de água data desde o início da década de 1930 com os estudos de Harold C. Urey e colaboradores (como revisado por Urey, 1947; Epstein & Mayeda, 1953). Entretanto, foi só na década de 1950, com os trabalhos de Samuel Epstein e colaboradores e de Willi Dansgaard, que a distribuição dos δ s nos diferentes compartimentos da hidrosfera e da criosfera começaram a ser mapeadas, bem como, o entendimento da mudança isotópica da água ao longo do ciclo hidrológico começou a ser delimitado (Epstein & Mayeda, 1953; Dansgaard, 1953; Dansgaard, 1954). Nessa mesma época o potencial dessas razões como “paleotermômetro” começou a ser estudado e aplicado em amostras de água e gelo (Epstein, 1956; Epstein et al., 1963). Em sequência, foi observado uma relação linear global entre os δ s de precipitação, e o coeficiente linear dessa relação, o d, foi apontado como um importante *proxy* para complementar a interpretação climática extraída dos δ s e para rastrear as potenciais fontes de umidade (Craig, 1961). Entre a década de 1960 e 1970 todo esse conhecimento adquirido — sobre os controles da distribuição global do conteúdo de isótopos estáveis, o seu potencial para estudos de

³ Há também o $\delta^{17}\text{O}$ e o excesso de ^{17}O – uma relação logarítmica entre $\delta^{17}\text{O}$ e o $\delta^{18}\text{O}$. As relações com o isótopo de oxigênio-17 são assinaturas fundamentais para complementar a interpretação do d, pois também são rastreadoras de fonte de umidade. A diferença entre essas assinaturas está no fato de que as relações com ^{17}O não são influenciadas pela história de resfriamento das massas de ar, sendo uma assinatura isotópica exclusiva da fonte, enquanto o d é influenciado (Jouzel, 2013a).

⁴ O termo *firn* refere-se ao estágio intermediário entre a neve e o gelo. O limite entre a neve e o *firn* não é bem definido, geralmente é marcado quando cristais soldados uns aos outros começam a aparecer no registro, contudo, sem perder a permeabilidade. Já o limite *firn*-gelo é marcado pelo fechamento da conexão entre os poros (*i.e.*, nível em que a permeabilidade passa a ser zero), e ocorre quando a densidade alcança $0,83 \text{ g cm}^{-3}$ (Simões, 2004).

paleoclimatologia, bem como, sua aplicação na glaciologia para datação do gelo e reconstrução da acumulação anual — foi amarrado e explanado no trabalho de Dansgaard (1964) e no de Dansgaard e colaboradores (1973).

As campanhas de amostragem da neve e do gelo polar surgiram e evoluíram junto com os estudos dos isótopos estáveis de água. No início com uma amostragem em níveis mais rasos (amostragem em trincheiras), nas décadas de 1930 e 1940, após em níveis mais intermediários à profundos (amostragem de testemunhos), no final da década de 1950 (por conta do entusiasmo do Ano Internacional Geofísico de 1957/1958) (Langway Jr., 2008; Jouzel 2013b). Na Groenlândia a primeira recuperação de testemunho de gelo foi executada em Site 2 (noroeste da Groenlândia) entre 1956 (alcançando 305 m de profundidade) e 1957 (411 m), enquanto na Antártica a primeira recuperação ocorreu na Estação Byrd (Antártica Ocidental; 309 m de profundidade) em 1957/1958 (Langway Jr., 2008). Hoje muitos países (incluindo o Brasil), seja por iniciativas isoladas ou em parcerias e grandes consórcios entre países, se esforçam para recuperar testemunhos de *firn* (rasos) e de gelo (profundos) nas regiões polares; e, por conta do valor e da variedade de informações que podem ser extraídas do conteúdo isótopos estáveis, a obtenção de séries temporais dessas assinaturas é sempre o principal alvo nessas campanhas.

1.2. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

Apesar da reconhecida importância da aplicação do conteúdo de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$, δD , d etc.) em estudos paleoclimáticos em regiões polares, ainda há algumas dificuldades na interpretação dessa assinatura. Tal dificuldade advém dos múltiplos controles por trás da determinação do conteúdo de isótopos estáveis em um dado sítio amostral. Isto é, além da história de resfriamento das massas de ar, desde sua área fonte até o sítio de precipitação, outros fatores deposicionais (como intermitência de precipitação, caminho de transporte, variações na cobertura do gelo marinho, mudanças na área fonte de umidade ou troca de área fonte) e pós-deposicionais (como sublimação, erosão causada pelo vento, formação de superfícies de *glaze ice* e *depth hoar*, a troca isotópica vapor-neve entre dois eventos de precipitação) também exercem considerável influência sobre o sinal isotópico (Masson-Delmotte et al. 2008, Touzeau et al. 2016).

Tratando-se de Antártica, ainda há uma escassez de dados de isótopos estáveis em muitos setores o que torna mais desafiante as interpretações de caráter climático sobre o registro isotópico. Além disso, essa falta de dados também afeta a aquisição de outras informações indiretas que são fornecidas pela avaliação do sinal isotópico, como a acumulação anual *in situ* — a qual é crucial para reconstituições do balanço de massa superficial (do inglês, *surface mass balance*; SMB), além de ter potencial para reconstruir a variabilidade de padrões climáticos (sobretudo quando usada juntamente com o sinal isotópico e outros *proxies* químicos). Estes desafios e a escassez de dados destacam a importância de avaliar como os sinais climáticos são preservados em diferentes regiões da Antártica no tempo recente por meio da comparação do sinal químico com o registro instrumental moderno para transpor tais dificuldades e performar reconstruções climáticas cada vez mais robustas.

Dado ao que foi exposto, o presente trabalho tem como proposta explorar os registros de conteúdo de isótopos estáveis e de acumulação de neve do sítio do Módulo Automático Científico Brasileiro Criosfera 1 — localizado no Setor do Mar de Weddell (daqui para frente, SMW), na divisão entre Antártica Ocidental e Oriental — usando como ferramenta dois testemunhos: o testemunho raso de *firn* TT01 (84°00'00" S; 79°29'31" W; 9,47 m) e os primeiros ~9 m do testemunho de gelo CR1 (83°59'59" S; 79°29'19" W; 9,13 m). O foco desse estudo é responder as seguintes questões:

- Os testemunhos rasos de *firn* cobrem quantos anos? Há alguma tendência no sinal do conteúdo de isótopos estáveis ou este permanece estável?
- Quanto de neve acumula anualmente nesse sítio? Há alguma tendência no padrão de acumulação no período abrangido pelos testemunhos? Quais fatores influenciam mais a acumulação no período estudado?
- Há alguma correspondência entre o sinal isotópico e de acumulação do sítio Criosfera 1 e o de outros locais do SMW?
- Variações em algum parâmetro ou padrão climático podem explicar o sinal isotópico e o padrão de acumulação?
- Qual a contribuição dos processos pós-depositivos no sítio estudado?
- Qual o potencial desse sítio para futuras reconstruções paleoclimáticas?

1.3. OBJETIVOS E METAS

O presente trabalho tem como objetivo avaliar e entender o significado ambiental e climático da variabilidade do conteúdo de isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio e da acumulação preservada no sítio Criosfera 1. A fim de atingir este objetivo, tem-se as seguintes metas:

- Meta I. Datar os testemunhos de *firn* (testemunho raso de *firn* TT01 e os primeiros ~9 m do testemunho de gelo CR1).
- Meta II. Determinar a acumulação local.
- Meta III. Avaliar a variabilidade do sinal isotópico local.
- Meta IV. Avaliar a variabilidade da acumulação de neve anual local.
- Meta V. Analisar a influência da intermitência da precipitação e a influência de eventos extremos de precipitação sobre o registro isotópico e a acumulação anual de neve.
- Meta VI. Averiguar de qual setor vem os eventos com maior taxa de precipitação de neve que atingem a região do sítio do Criosfera 1.
- Meta VII. Comparar o registro isotópico com parâmetros meteorológicos do Módulo Científico Criosfera 1.
- Meta VIII. Comparar o registro isotópico com parâmetros meteorológicos de reanálise e de concentração de gelo marinho.
- Meta IX. Comparar o registro composto isotópico e de acumulação do sítio Criosfera 1 com o de outros registros de mesma idade do SMW.
- Meta X. Correlacionar o sinal isotópico com índices de variabilidade climática.
- Meta XI. Correlacionar o sinal de acumulação anual com índices de variabilidade climática.

1.4. JUSTIFICATIVA E MOTIVAÇÕES

O presente trabalho se justifica por: (1) ser a primeira avaliação do registro isotópico preservado no sítio do Módulo Científico Criosfera 1; (2) ser um trabalho com potencial para auxiliar nas futuras interpretações do testemunho de gelo Criosfera 1, por se tratar de um registro que abrange a época instrumental⁵; (3) confrontar dados prévios de amostras de neve superficial (Bezerra, 2016; Oliveira, 2019; Marcher et al., 2022)⁶; (4) fornecer mais dados isotópicos para a parte ocidental do SMW⁷, os quais são cruciais para o aprimoramento dos modelos isotópicos; (5) fornecer dados recentes de acumulação anual para o sítio Criosfera 1.

Ademais, o sítio Criosfera 1 situa-se na em uma região de transição entre o manto de gelo ocidental e o oriental da Antártica, o que o torna uma região interessante a ser estudada pois: enquanto o manto de gelo da Antártica Ocidental (e, também, as calotas da Península Antártica) vem perdendo cada vez mais massa desde o início do século XXI, principalmente devido ao aumento da descarga de gelo ocasionado por mudanças na atmosfera e no oceano (dado de confiança muito alta, segundo o *Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*; Pörtner et al., 2019), o manto de gelo da Antártica Oriental tem se mantido estável. Logo, é necessário investigar se o conteúdo isotópico e a acumulação dessa região de transição marca alguma intensificação dos *inputs* de calor, provindos de incursões de massas de ar relativamente mais quentes (oceânicas), nas últimas décadas; ou se tais *inputs* de calor ainda não foram suficientes para causar alguma tendência no sinal isotópico da região.

⁵ Enquanto dados paleoclimáticos extraídos dos testemunhos de gelos profundos são fundamentais para refinar as projeções acerca das mudanças climáticas futuras, por meio da inserção deles em modelos climáticos, dados de testemunhos de gelo raso nos oferecem a possibilidade de calibração com o registro instrumental moderno e, assim, promovem o refinamento das interpretações do registro profundo.

⁶ Qualidade e significado do sinal frente a presença de campos de sastrugi, a possibilidade de sublimação, e trocas entre vapor e a neve.

⁷ De modo geral foi produzido menos trabalhos sobre a variabilidade do conteúdo de isótopos estáveis na Antártica Ocidental do que no platô da Antártica Oriental (Masson-Delmotte, 2008). Especificamente no SMW, são pouquíssimos trabalhos abordando como foco principal os δs (e.g., Dahe et al., 1994, Lindau et al., 2016, Marquette et al., 2015; Oliveira, 2019; Hoffmann et al., 2020; Marcher et al., in press), e para dados de excesso de deutério é ainda muito mais crítico, havendo até o momento apenas quatro trabalhos que abordam tal parâmetro (a listar: Dahe et al., 1994; Oliveira, 2019; Hoffmann et al., 2020; Marcher et al., 2022).

Capítulo 2. Área de estudo

2.1. TRAVESSIA BRASILEIRA DO VERÃO AUSTRAL DE 2014/2015

A Travessia Brasileira ao Manto de Gelo da Antártica Ocidental ocorreu no verão austral de 2014/2015, no âmbito da 32^o Operação Antártica Brasileira (OPERANTAR XXXII). Esta travessia foi realizada entre os dias 04 e 21 de janeiro de 2015 e contou com a participação de uma equipe de pesquisadores brasileiros — Prof. Dr. Jefferson C. Simões (coordenador da expedição), o Mestre Ronaldo T. Bernardo, e os então doutorandos Filipe G. L. Lindau e Luciano Marquette — mais dois motoristas da Arctic Trucks (AT) e um montanhista da *Antarctic Logistics and Expeditions* (doravante, ALE). Esta travessia foi um grande marco para as pesquisas Antárticas brasileiras, pois foi a primeira travessia genuinamente brasileira realizada no interior continente antártico, além disso, essa avançou ainda mais a área de atuação do Brasil para dentro do continente (Oliveira, 2019). Ela também está ligada ao programa ITASE (ver **Apêndice A**).

Na travessia foi percorrido um circuito de ~1700 km ao longo das bacias de drenagem glacial Institute, Möller e Pine Island com dois veículos Toyota Hylux AT-44 6X6 (modificados para rodar em regiões polares) fretados da AT. O ponto de partida e chegada da travessia foi o acampamento base da Geleira Union, pertencente à ALE, localizado na região das Montanhas Ellsworth (79° 46'S; 82° 50'W). No dia 04 de janeiro os pesquisadores desembarcaram vindo de Punta Arenas (Chile) na pista de pouso de gelo azul (acampamento da ALE). Ali eles permaneceram organizando o material e a carga nos veículos para partida no dia seguinte em direção ao Módulo Científico Automático Criosfera 1 (84° 00' 00" S; 79° 29' 39" W). A figura abaixo (**Figura 1.**) compõe algumas fotos do acampamento base da ALE e do avião fretado (Ilyushin L76, Air Almaty) que levou e buscou os pesquisadores para a expedição.



Figura 1. Fotos do acampamento base da ALE na região das Montanhas Ellsworth. **(a)** Foto geral do acampamento. **(b)** Foto dos pesquisadores do CPC/UFRGS organizando os materiais para a travessia. **(c)** Foto do avião Ilyushin L76, Air Almaty na pista de pouso de gelo azul. **(d)** Foto dos pesquisadores do CPC/UFRGS preparando as caminhonetes Toyota Hylux para iniciar a travessia. Fonte: Banco de fotos do CPC/UFRGS.

A área do módulo Científico Criosfera 1 foi alcançada dia 06 de janeiro (**Figura 2**). Nela foi realizada a primeira amostragem de neve superficial (amostra S01) e a recuperação de um testemunho de *firm* raso (9,471 m; TT01, testemunho estudado neste trabalho). Os pesquisadores permaneceram trabalhando na região do módulo até o dia seguinte, quando partiram em direção a região onde foi recuperado o testemunho de gelo Mount Johns (MJ) na expedição do verão austral de 2008/2009 (próximo ao divisor de drenagem da bacia Pine Island, Setor dos Mares de Amundsen e Bellingshausen (daqui para frente, SMAB)) (**Apêndice A**). Do Criosfera 1 ao Mount Johns, uma rota inexplorada foi percorrida e ao longo dela foram coletadas mais 56 amostras de neve a cada ~10 km (S02-S57), 7 testemunhos de *firm* rasos (variando de ~5 a ~20 m de comprimento; TT02-TT07 mais um para análise de *black carbon* (TT07-BC)) e amostras de trincheira glaciológica (~2m) sob condições ultra limpas —

sendo que a amostragem em trincheira e de dois testemunhos (os TT07) foram realizadas no sítio do MJ.



Figura 2. (a) Foto da chegada na região do Criosfera 1. (b) Foto dos quatro pesquisadores brasileiros no Módulo Científico Brasileiro Criosfera 1. Fonte: Banco de fotos do CPC/UFRGS.

A partir do MJ, um transecto exploratório de ~110 km foi percorrido no sentido à jusante da bacia da geleira Pine Island, alcançando as coordenadas 79° 07' 23,3" S, 96° 22' 30,6" W. Ao alcançar este ponto os pesquisadores retornaram ao MJ amostrando mais 11 amostras de neve (S58-S68) e um testemunho de firn raso (TT08). Por fim, retornaram ao acampamento base da ALE, percorrendo uma rota aproximadamente sobre o divisor das bacias Pine-Institute. Ao longo desse último trecho amostras de neve superficial foram coletadas (S69-S92) e um metro de gelo azul (próximo ao acampamento da ALE; **Figura 3**). A chegada da equipe no acampamento base ocorreu no dia 16 de janeiro (**Figura 3**).

Ao todo foram completadas 269 horas de trabalhos de campo sob condições de céu limpo em quase todos os dias, e temperatura variando em torno de -20°C, o que facilitou o processo de amostragem. A

Tabela 1 mostra a localização e a profundidade dos testemunhos de *firn* coletados ao longo da rota da travessia, como também, dados de temperatura à ~10 m para os furos que alcançaram esta profundidade.

Detalhes sobre o processo de amostragem desses testemunhos são explanados no **Capítulo 6**. Informações sobre as amostras de neve superficial foram descritas em trabalhos anteriores (Oliveira, 2019; Marcher et al., 2022). O mapa

temático abaixo (**Figura 4**) mostra a rota percorrida na travessia, os sítios de amostragem, bem como os locais onde foram instalados os acampamentos para os pernoites.

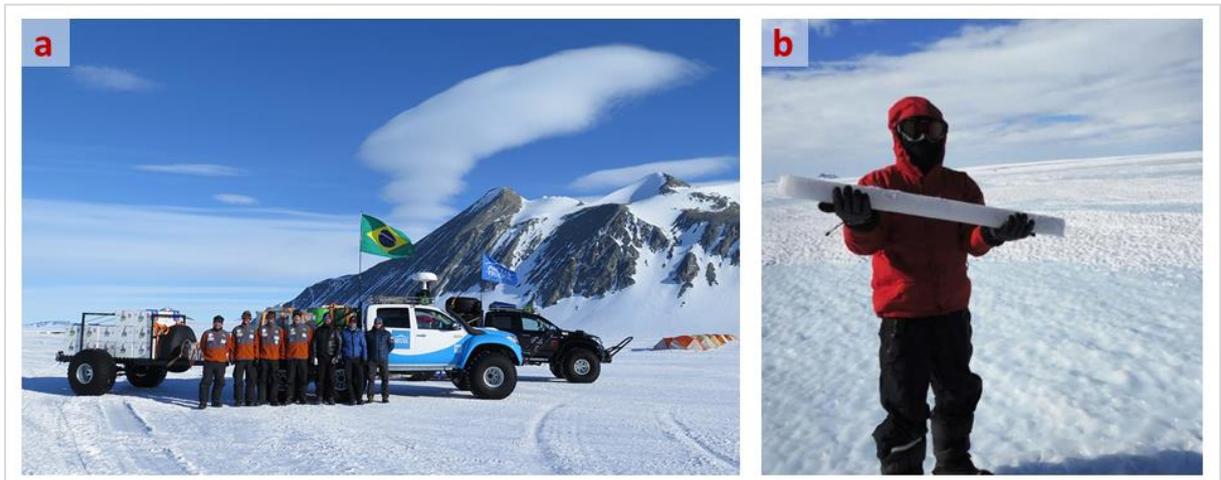


Figura 3. (a) Foto da chegada ao acampamento base nas Montanhas Ellsworth. (b) Pesquisador segurando um testemunho de gelo azul recuperado próximo as Montanhas Ellsworth. Fonte: Banco de fotos do CPC/UFRGS.

Tabela 1. Localização (latitude, longitude e altitude), profundidade e temperatura à ~10 m (quando alcançada) dos testemunhos de firn rasos coletados ao longo da Travessia Brasileira ao Manto de Gelo da Antártica Ocidental de 2015.

Testemunhos de firn	Coordenadas (Lat. e Long.)	Altitude	Profundidade	Temperatura (~10 m)
TT01	84°00'00,0" S; 79°29'31,4" W	1285 m	9,471 m	-32°C
TT02	83°27'13,5" S; 85°10'01,5" W	1448 m	5,155 m	-
TT03	82°51'20,0" S; 88°59'32,8" W	1621 m	17,494 m	-33°C
TT04	82°10'18,4" S; 92°49'52,9" W	1858 m	4,835 m	-
TT05	81°22'18,9" S; 94°41'33,6" W	2083 m	19,995 m	-34°C
TT06	80°24'54,9" S; 94°41'03,2" W	2248 m	4,945 m	-
TT07	79°55'34,6" S; 94°21'13,3" W	2122 m	19,125 m	-33°C
TT07-BC	79°55'34,6" S; 94°21'13,3" W	2122 m	20,220 m	-33°C

TT08 79°07'23,3" S; 96°22'30,6" W 1870 m 4,980 m -

Fonte: dados extraídos das cadernetas e do relatório de campo da Travessia Brasileira de 2015.

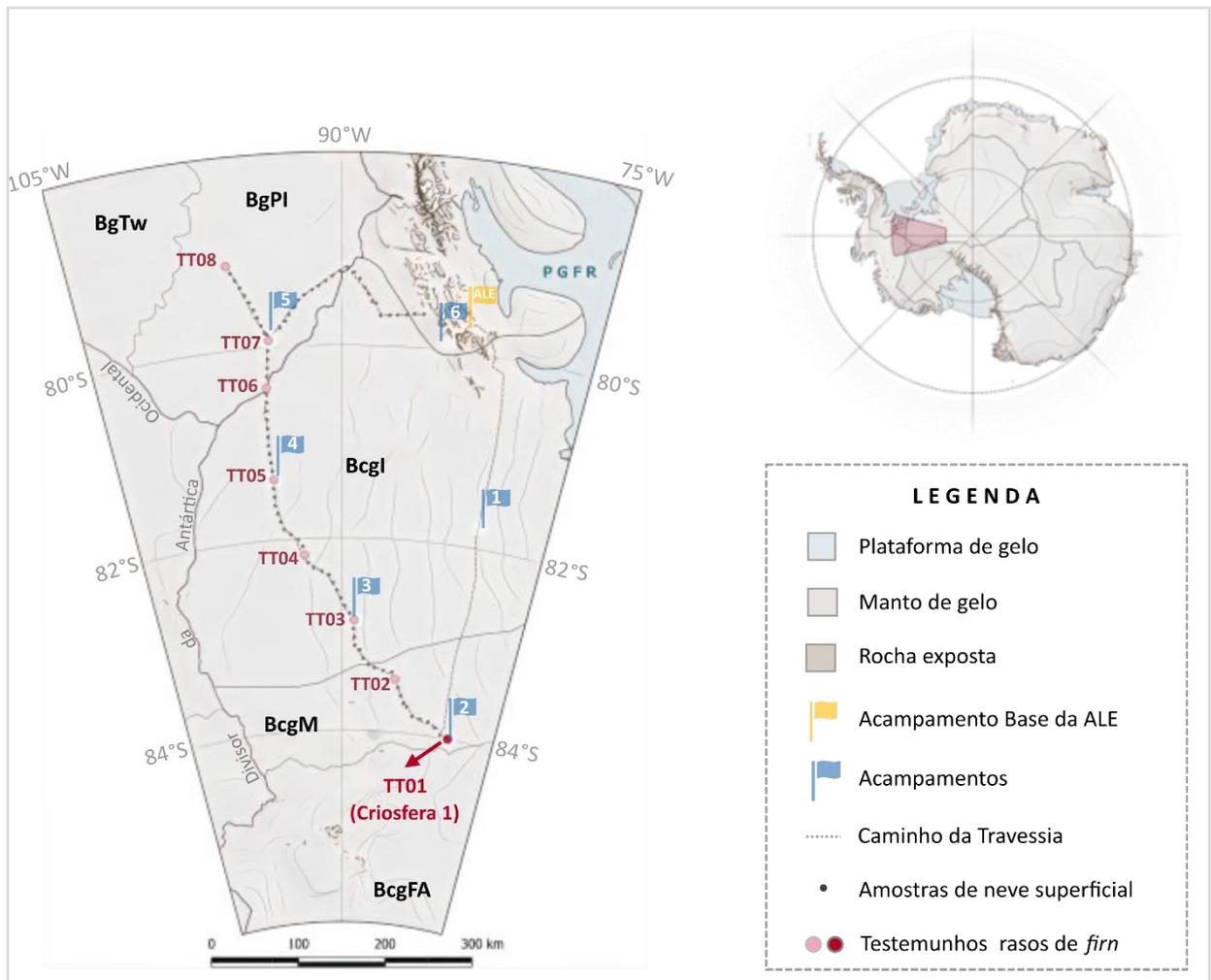


Figura 4. Mapa da rota da Travessia Brasileira ao Manto de Gelo da Antártica Ocidental do verão austral de 2014/2015. Bandeiras azuis indicam os acampamentos dos pernoites. Bandeira amarela indica o acampamento da ALE. Ponto vermelho indica onde foi perfurado o TT01 (testemunho deste trabalho). Pontos rosas indicam os locais onde os outros testemunhos foram perfurados. Pontos cinzas menores indicam a localização dos lugares onde foram coletadas as amostras de neve superficial. Abreviações: **PGFR** – Plataforma de Gelo Filchner Ronne; **BgTw** – Bacia da geleira Thwaites; **BgPI** – Bacia da Geleira Pine Island; **Bcgl** – Bacia da corrente de gelo Institute; **BcgM** – Bacia da corrente de gelo Möller; **BcgFA** – Bacia das correntes de gelo Foundation e Academy. Feitos em QGIS usando os dados do Quantarctica Project (Matsuoka et al., 2021). Fonte: da Autora.

2.2. EXPEDIÇÃO CRIOSFERA 1

A Expedição Criosfera 1 ocorreu no verão austral de 2011/2012, no âmbito da 29ª Operação Antártica Brasileira (OPERANTAR XXIX). Nessa expedição ocorreu a instalação do Módulo Científico Criosfera 1 (conforme explanado no tópico 2.3.3.) e a perfuração do testemunho CR1 (outro testemunho utilizado nesse trabalho). A

perfuração ficou sob reponsabilidade dos pesquisadores do CPC/UFRGS e do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE). A perfuração foi feita em 83° 59' 59,1" S e 79° 29' 19,3" W em 1285 m de altitude.

2.3. SETOR DO MAR DE WEDDELL: SÍTIO CRIOSFERA 1

2.3.1. Descrição Glaciológica e Geológica

O sítio do Módulo Científico Automático Criosfera 1 (doravante, CR1) é a área alvo de estudo desse trabalho⁸. Este sítio encontra-se em uma área à montante da bacia da corrente de gelo Möller (doravante, BcgM)⁹, próximo a divisão com a bacia da corrente de gelo Foundation e geleira Academy (BcgFA; *i.e.*, próximo da fronteira com a Antártica Oriental) e à ~670 km do Polo Sul Geográfico (**Figura 5**). Na área do CR1 a espessura de gelo é de 1869 m (BEDMAP 2, Fretwell et al. 2013) e o limite *firn* e gelo encontra-se aproximadamente à 50,50 m de profundidade (Ligtenberg et al., 2011) — também confirmada pelas medidas de densidade do testemunho de 100 metros perfurado no sítio CR1 na expedição de instalação do módulo no verão de 2011/2012 (ver **Apêndice B**) (**Figura 5**).

A BcgM compreende uma área estimada de ~63.108,10 km² e faz parte da Região Ocidental do Embaiamento de Ronne (SMW; **Figura 5**) — região drenada por geleiras e correntes de gelo que alimentam à Plataforma de Gelo Filchner-Ronne (doravante, PGFR). A fração do manto de gelo que compõem a BcgM está ancorada sobre um substrato que se encontra predominantemente abaixo do nível médio do mar (BEDMAP 2, Fretwell et al. 2013)¹⁰. Tal substrato é basicamente composto por

⁸ Este sítio começou a ser estudado por pesquisadores brasileiros desde o verão austral de 2011/2012 quando o módulo/laboratório científico brasileiro (que dá o nome ao sítio) foi instalado.

⁹ É descrita como uma corrente de gelo uma zona em um manto de gelo onde as velocidades de deslocamento do gelo podem atingir centenas de metros por ano devido ao maior deslizamento sobre o embasamento rochoso. Ela não necessariamente precisa fluir na mesma direção do gelo circundante, mas geralmente se estende por centenas de quilômetros e tem milhares de metros de largura. Suas margens podem ser fraturadas e as fendas podem estar expostas. Com frequência, uma corrente de gelo está associada a uma depressão profunda na topografia subglacial (Simões, 2004).

¹⁰ Somente uma pequena área próxima à divisa com o Setor do Mar de Ross não se encontra submersa (Fretwell et al., 2013).

montanhas (áreas rugosas), depressões preenchidas por sedimentos (áreas suaves) e por amplos canais subglaciais subparalelos (Siegert et al., 2019).

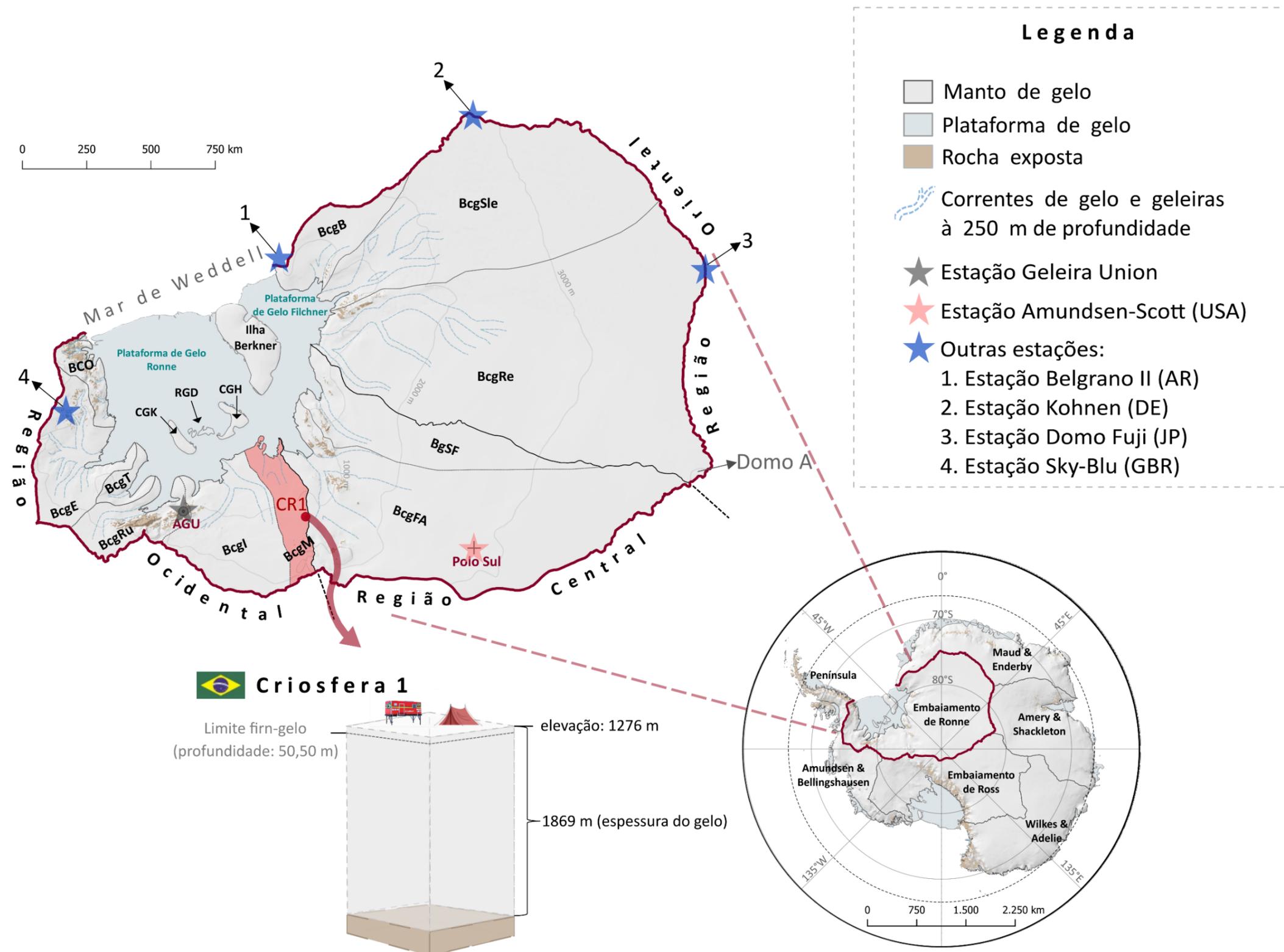


Figura 5. Mapa temático da área de estudo. Em destaque a área bacina da corrente de gelo Möller (BcgM; área em vermelho) e o sítio CR1 (ponto vermelho e bloco diagrama). Significado das demais siglas presentes nesse mapa encontra-se no **Apêndice C**. Fonte: Os mapas foram feitos em QGIS utilizando os dados do Quantarctica Project (Matsuoka et al. 2021). Da Autora.

Há poucas áreas com afloramento de rocha na bacia BcgM, os únicos pontos são o *nunatak* Pagano¹¹ (83° 41'S; 87° 40'W) e as colinas Hart (83° 43'S; 89° 5' W) e Stewart (84° 12'; 86 0' W) (Craddock & Webers, 1977; Craddock, 1883, Jordan et al. 2013, Siegert et al., 2019). Na colina Stewart o que aflora são metassedimentos deformados de idade Paleozóica (~ 508 Ma), que a literatura associa ao Orógeno de Ross (Craddock & Webers, 1977). Enquanto na colina Hills aflora um quartzo-gabro deformado de idade Jurássica envolvido por metassedimentos deformados de idade Paleozóica (Craddock & Webers, 1977; Craddock, 1883; Jordan et al. 2013). O *nunatak* Pagano (situado à ~15 km leste da colina Hart) consiste num plúton de granito deformado de idade Jurássica (Jordan et al. 2013). Em resumo, todas estas rochas desses três afloramentos citados acima fazem parte do Domínio Tectônico Marginal (domínio que marca a transição entre a Antártica Ocidental e a Oriental no SMW; Jordan et al. 2013) — que compreende uma região denominada de Bacia Marginal e de Transição e a Zona de Cisalhamento Pagano (doravante, ZCP; uma zona de cisalhamento de movimento lateral esquerdo e orientação NW-SE) (Jordan et al. 2013; Siegert et al., 2019).

A BcgM ocupa quase que inteiramente esse Domínio Marginal e tem a sua corrente de gelo (a Möller) encaixada na ZCP — em uma área deprimida mais próxima da Plataforma Ronne (Jordan et al. 2013, Siegert et al., 2019). O limite da BcgM com as bacias vizinhas é marcado, em profundidade, pelas intrusões graníticas Jurássicas no lineamento NW-SE da borda da ZCP (com a Bcgl) e pelas mais altas elevações na borda da Antártica Oriental¹² (com a BcgFA) (Jordan et al. 2013). Em outras palavras, os limites da BcgM são puramente estruturais e a geologia e topografia de fundo controlam a dinâmica do fluxo de gelo através de toda a extensão da bacia (Siegert et al., 2019).

¹¹ Nunataks são rochedos, muitas vezes o topo de uma montanha, circundados por uma geleira, calota ou manto de gelo (Simões, 2004).

¹² Montanhas Pensacola.

Com respeito as correntes de gelo da parte Ocidental do Embaiamento de Ronne (SMW, Antártica Ocidental), a Möller é consideravelmente menor e mais lenta que a sua vizinha (a Institute) e é alimentada principalmente pelo gelo vindo de áreas a montante da Bcgl (Siegert et al. 2019)¹³. Atualmente a corrente de gelo Möller encontra-se estável (assim como todas as geleiras e correntes de gelo do Embaiamento de Ronne), contudo, modelos apontam que num cenário de aquecimento futuro e de mudanças no transporte de calor nos oceanos, esta corrente de gelo, juntamente com a Institute, seriam as mais afetadas do SMW (Siegert et al., 2019).

Na superfície do manto de gelo, uma característica marcante da BcgM é a presença de campos de *sastrugis*¹⁴ (Marcher et al., 2022). De acordo com dados de campo de expedições brasileiras, ao redor do módulo CR1, os *sastrugi* possuem uma altura de 20-40 cm e ocorrem sobre em ampla extensão (Marcher et al., 2022). A presença desses campos, além de indicar que esta é uma região afetada por ventos catabáticos, justifica o fato da neve e *firn* da região possuir uma dureza¹⁵ relativamente maior comparado as áreas mais altas ao norte (em direção ao SMAB) — pois, como é entendido na literatura, o vento é responsável pela formação de camadas ou lentes duras de pequenos grãos de neve arredondados¹⁶ em áreas abrigadas (*i.e.*, áreas de sotavento) nos campos de *sastrugi* (Lachlan-Cope, 2010; Domine, F., 2011a; Domine, F., 2011b), logo, certamente, tais pacotes de neve dura ocorrem na estratigrafia da neve e *firn* da BcgM, embora ainda não tenham sido devidamente investigados e descritos.

¹³ As áreas a montante da BcgM são parcialmente drenadas pela corrente de gelo Foundation (Siegert et al., 2019).

¹⁴ *Sastrugi* são cristas afiadas e irregulares de neve dura, com alguns metros de extensão, formada pela ação do vento. As cristas são paralelas à direção do vento predominante (Simões, 2004).

¹⁵ A dureza representa a resistência da neve/*firn* à penetração de um objeto. Ela é definida como a resistência oferecida pela neve/*firn* à penetração de um cone de metal dada a aplicação de uma força conhecida (Singh & Singh, 2001).

¹⁶ Estes grãos foram arredondados pelo vento enquanto ainda estavam suspensos no ar, portanto, a sua densidade (ρ) e dureza depende da velocidade do vento que os formou, por exemplo, a ρ pode variar entre 0,3 e 0,6 g/cm³ (Domine, F., 2011a; Domine, F. 2011b).

Outro fenômeno que ocorre na BcgM, que foi observado no sítio CR1, é a formação de “finos espelhos de água momentâneos e descontínuos”, devido ao derretimento superficial no período de verão, que dão origem a finas lentes de gelo¹⁷ (Aquino, comunicação pessoal, janeiro de 2021) — observadas na estratigrafia do sítio CR1. Este fenômeno também pode ser em parte responsável pela densificação e maior dureza do pacote de neve-*firn* do sítio CR1.

O que vai na contramão do efeito de densificação causado por processos conduzidos pelo vento e pela formação das lentes de gelo no sítio CR1 são os *depth hoar*¹⁸ (também observados no pacote de neve-*firn* nesse sítio). Por possuírem densidade menor, os *depth hoar* acabam compensando este efeito de densificação do pacote de neve-*firn* superficial (Domine, F., 2011b).

2.3.2. Descrição Meteorológica

Uma primeira descrição de alguns parâmetros meteorológicos (radiação solar, temperatura superficial, umidade relativa do ar, pressão reduzida à superfície, velocidade e direção do vento) no sítio CR1 foi feita no trabalho de Pinto (2017). Nesse trabalho, o autor realizou uma primeira análise estatística com os dados do módulo CR1 medidos entre o período de janeiro de 2012 e junho de 2017. Aqui destacaremos as observações e dados compilados do seu trabalho:

Por estar situado muito mais próximo do Polo Sul do que do Círculo Polar Antártico (66° 33' 39" S), o ciclo da insolação anual no sítio CR1 é bem-marcado — com quase nenhuma ou nada de radiação solar sendo detectada entre os meses de abril e setembro e o máximo de radiação sendo detectada em dezembro (*i.e.*, com uma longa noite polar no inverno e dias praticamente sem noite no período de verão) (Pinto, 2017).

¹⁷ Uma camada de gelo descontínua no meio da neve ou do *firn* (Simões, 2004).

¹⁸ Cristais de gelo grandes formados pelo alto gradiente de temperatura no pacote de neve-*firn* que induz o fluxo de vapor de água ascendente e, em sequência, deposição deste vapor (Simões, 2004; Domine, F. 2011a).

Com respeito a temperatura, a média anual na superfície do sítio CR1 fica em torno de $-31,52 \pm 0,52^{\circ}\text{C}^{19}$, com mínimos e máximos anuais de $-52,96 \pm 1,40^{\circ}\text{C}$ e $-7,05 \pm 1,25^{\circ}\text{C}$, respectivamente. A Erro! Autoreferência de indicador não válida. traz os dados, de média anual, mínimo e máximo de temperatura registrados no sítio CR1 entre 2013-2016²⁰.

Tabela 2. Média, mínimo, e máximo anual da temperatura superficial no sítio CR1 para os anos de 2013, 2014, 2015 e 2016.

Temperatura			
Ano	Média (anual)	Mínimo (anual)	Máximo (anual)
2013	-30,75°C	-54,69°C	-6,99°C
2014	-31,71°C	-52,74°C	-7,80°C
2015	-31,77°C	-53,12°C	-8,09°C
2016	-31,85°C	-51,28°C	-5,31°C

Fonte: dados extraídos de Pinto (2017)

Assim como o bem-marcado ciclo da insolação, a presença de *coreless winter* (*i.e.*, pouca ΔT média mensal entre abril e setembro), junto com mínimos ao redor de -52°C , também denotam condições meteorológicas mais continentais no sítio CR1 (**Figura 6**). Contudo, é inegável que a influência de massas de ar oceânicas exerça um papel importante sobre as condições meteóricas e no clima na região do CR1 pois a curva de variação da média mensal da temperatura do CR1 é relativamente mais próxima da curva de Halley do que a do Polo Sul, embora o CR1 esteja mais próximo polo (**Figura 6**). Ademais, a maior variabilidade da temperatura e umidade relativa do ar ocorre no inverno (Pinto, 2017). E, como sabemos dos trabalhos de Nicolas & Bromwich (2009, 2011), incursões de massas de ar oceânicas são recorrentes nos períodos sem insolação na Antártica Ocidental e atuam fortemente na modulação da temperatura superficial, fração de nuvens e precipitação nesta região.

¹⁹ Coincide com a temperatura medida no furo do TT01 (ver Tabela 1). Calculada para: 2013-2016.

²⁰ Dados dos quatro anos que tiveram seu registro analisado por completo. Pinto só conseguiu avaliar metade do registro de 2017(o restante ainda não tinha sido medido) e de 2012 (devido a falha no sistema de baterias do módulo, dados não foram medidos entre junho e dezembro desse ano).

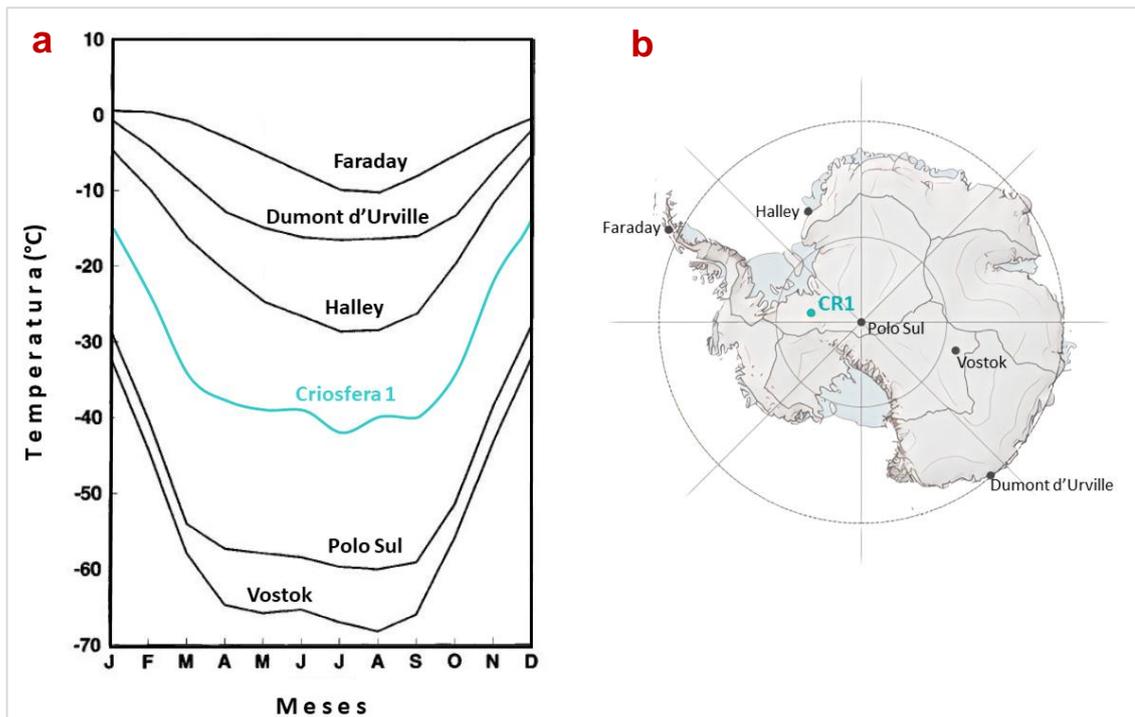


Figura 6. (a) Variação da temperatura média mensal para o sítio CR1 e em mais cinco lugares na Antártica: Estação Faraday/Vernadsky (Península Antártica), Estação Dumont d'Urville e Halley (ambas na costa da Antártica Oriental); Polo Sul e Vostok (Platô da Antártica Oriental). **(b)** Mapa mostrando a localização das estações. Fonte: gráfico modificado de King & Turner (1997; p. 85), dados do CR1 foram compilados de Pinto (2017). Mapa feito em QGIS usando os dados do Quantarctica Project (Matsuoka et al. 2021).

Em relação ao regime de vento no sítio CR1, o fluxo de ar superficial vem predominantemente do quadrante Sul, entre 170° – 210° , e as velocidades mais frequentes estão entre 10–15 m/s (Pinto, 2017). Esporadicamente a velocidade do vento pode ultrapassar 20 m/s (Pinto, 2017). De fato, o Embaiamento de Ronne como um todo é afetado pelos fortes ventos catabáticos advindos do Platô Antártico²¹ ²² (Bromwich & Parish, 2007), devido a configuração do relevo — elevação variando de ~ 4.000 m a ~ 3.700 m entre o Domo A e o Domo Fuji (**Figura 5**), o que, por consequência, gera um gradiente topográfico expressivo em direção a costa do SMW. Trabalhos anteriores (Bromwich et al., 2004; Lenaerts & van den Broeke, 2012; Grazioli et al., 2017) estimam por meio de modelos uma perda da neve anual depositada de até 20% por sublimação induzida por esses ventos no sítio CR1.

²¹ Embora não de forma tão expressiva como a costa da Antártica Oriental, onde as velocidades do vento são maiores devido a maior declividade da topografia (Bromwich & Parish, 2007).

²² Como mostrado no Capítulo 3, subseção 3.3.1 – Parte do Referencial Teórico.

2.3.3. Módulo Científico Brasileiro Criosfera 1

O Módulo/Laboratório Científico Brasileiro CR1 foi uma conquista importante para ciência antártica brasileira, que só foi alcançada graças a verbas do projeto “*O Papel dos Aerossóis nos Processos Biogeoquímicos e nas Alterações Climáticas no Trecho Atlântico Sul – Península Antártica*” (Nº do processo: 556971/2009-4) submetido e aprovado na Chamada: Edital MCT/CNPq nº 23/2009 – PROANTAR, e por recursos do INCT-Criosfera. Atualmente ele é administrado e assegurado por sete instituições públicas brasileiras — INCT-Criosfera, INPE, CPC/UFRGS, Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ), Laboratório de Radioecologia e Mudanças Globais (LARAMG), CNPq e pelo Ministério da Ciência e Tecnologia, Inovações e Comunicações (MCTIC) — além de receber colaboração de mais instituições e órgãos brasileiros (ver site do CR1, <https://www.criosfera1.com/>).

Quanto a construção do módulo, a estrutura superior (contêiner vermelho) foi projetada e fabricada por uma empresa Sueca (BERCO; endereço eletrônico: <https://www.berco.se/>) e adquirida pelo Brasil em 2011. Já a instalação dos instrumentos meteorológicos do módulo, como também, do sistema de geração de energia limpa (baterias conectadas a uma rede de turbinas eólicas e painéis solares) e da estrutura inferior do módulo (aquela que o sustenta sobre o manto de gelo) ficou aos encargos do INPE.

Em novembro de 2011, o módulo CR1 foi transportado de Porto Alegre (Brasil) para Punta Arenas (Chile) por via terrestre e, então, foi novamente transportado por via aérea em um cargueiro russo (UP-I7601) da Base Aérea de Punta Arenas (Chile) até a pista de pouso gelo azul da ALE. Após, foi rebocado sobre trenós acoplados a um trator polar (**Figura 7**) até seu sítio de instalação em 84° 00' 00" S e 79° 29' 39" W. Tanto o transporte e a instalação do módulo CR1 tiveram também o apoio de cientistas chilenos. A **Figura 8** mostra algumas fotos da equipe trabalhando na instalação do módulo CR1. Demais informações sobre toda a logística de transporte do módulo podem ser encontradas no site <https://www.criosfera1.com/>.



Figura 7. Foto mostrando o transporte do Módulo Brasileiro Automático Criosfera 1 para o seu sítio de instalação. Fonte: Foto extraída do site do CR1 (endereço eletrônico: <https://www.criosfera1.com/>).

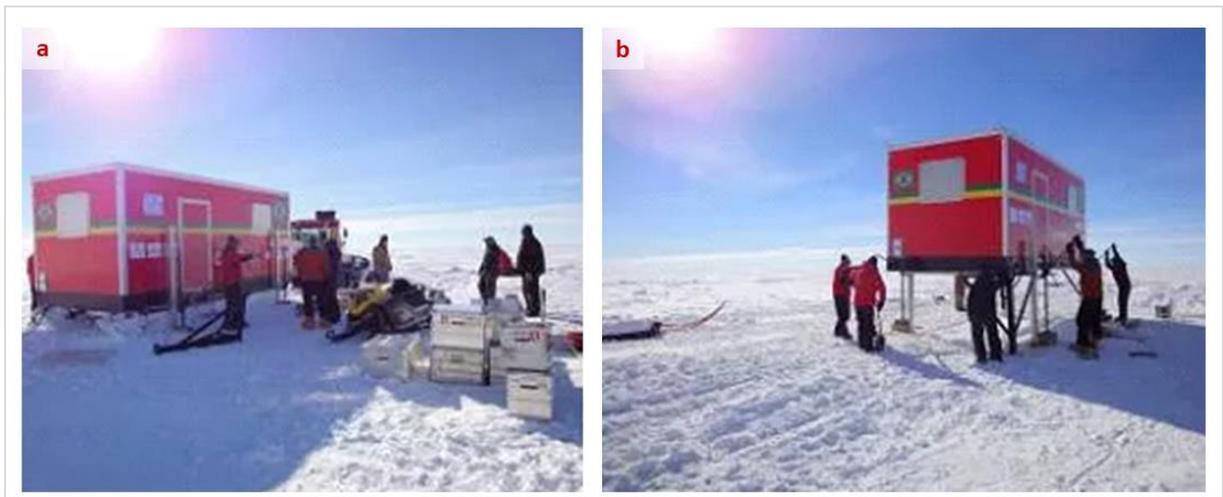


Figura 8. Fotos da etapa de instalação do Módulo CR1 a 84°S. (a) Módulo recém tirado do trator, ainda não conectado a sua estrutura inferior (b) Equipe erguendo o módulo à ~1,70 m acima do manto de gelo. Fonte: Fotos extraídas do site do CR1 (endereço eletrônico: <https://www.criosfera1.com/>).

O módulo CR1 opera de forma totalmente autônoma oficialmente desde o dia 9 de janeiro de 2012, medindo vários parâmetros meteorológicos, ambientais e cósmicos (Pinto, 2017). O sítio do módulo CR1 recebe expedições anuais no período de verão (geralmente em novembro/dezembro) para realização de manutenção do módulo/laboratório. O quadro a seguir (**Quadro 1**) lista os parâmetros medidos com suas respectivas resoluções. Maiores informações sobre o CR1 podem ser encontradas no seu endereço eletrônico (<https://www.criosfera1.com/>) e no trabalho de Pinto (2017).

Quadro 1. Parâmetros meteorológicos, de química atmosférica e cósmicos medidos no Módulo/Laboratório Automático CR1.

Parâmetro	Resolução	Unidade	Equipamento / Resolução / etc.
Temperatura do ar	hora	°C	Sensor modelo BetaTherm 100K6A1A Thermistor, da <i>Campbell Scientific Inc.</i> Resolução: ±0.2°C Sensor tipo termopar modelo TMC20-HD. Resolução: ±0.2°C
Temperatura da neve/firn	hora	°C	Informação não divulgada.
Pressão atmosférica	hora	hPa	Sensor modelo PTB101B da <i>Vaisala</i> . Faixa de medição: 600 - 1060hPa.
Umidade Relativa do ar	hora	%	Probe modelo HMP45C-L da <i>Campbell Scientific Inc.</i> , contendo um sensor HUMICAP H-chip da <i>Vaisala</i> . Faixa de medição: 0,8 – 100 %
Acumulação de neve	hora	m	Sensor sônico modelo SR50A da <i>Campbell Scientific Inc.</i>
Velocidade do vento	hora	m/s	Sensor modelo 05103-45-L da <i>R.M. Young</i> . Faixa de medição: 0,8 – 100 Faixa de medição: 0 – 100 m/s Acurácia: ± 0,3 m/s
Direção do vento	hora	°	Sensor modelo 05103-45-L da <i>R.M. Young</i> . Faixa: 0° - 360° Acurácia: ± 3°
Radiação solar	hora	W/m ²	Piranômetro da modelo SP-LITE-L da <i>Campbell Scientific, Inc.</i> Sensibilidade: 10µV W ⁻¹ m ² Faixa de medição: banda entre 400 e 1100 nm.
Coleta de aerossóis	mensal	Depende do tipo da análise química	12 sistemas para coleta mensal de aerossóis, contendo inlets (parte externa, para captura de partículas) e filtros do tipo nuclepore 47 mm (parte interna, para a filtragem das partículas).
Gases estufas (CO ₂)	tempo real	ppm	Sensor modelo Carbon Dioxide Probe GMP343 da <i>Vaisala</i> .
Radiação cósmica	tempo real	MeV ou GeV	Detector de raios cósmicos apelidado de CRE@AT (Cosmic Ray Experiment in Antarctica).

Fonte: informações extraídas do site do CR1 (endereço eletrônico: <https://www.criosfera1.com/>) e do trabalho de Pinto (2017).

A figura abaixo (**Figura 9**) mostra fotos da parte frontal e detrás do módulo destacando alguns de seus componentes (como, sistemas de geração de energia e alguns instrumentos de medição de parâmetros meteorológicos).

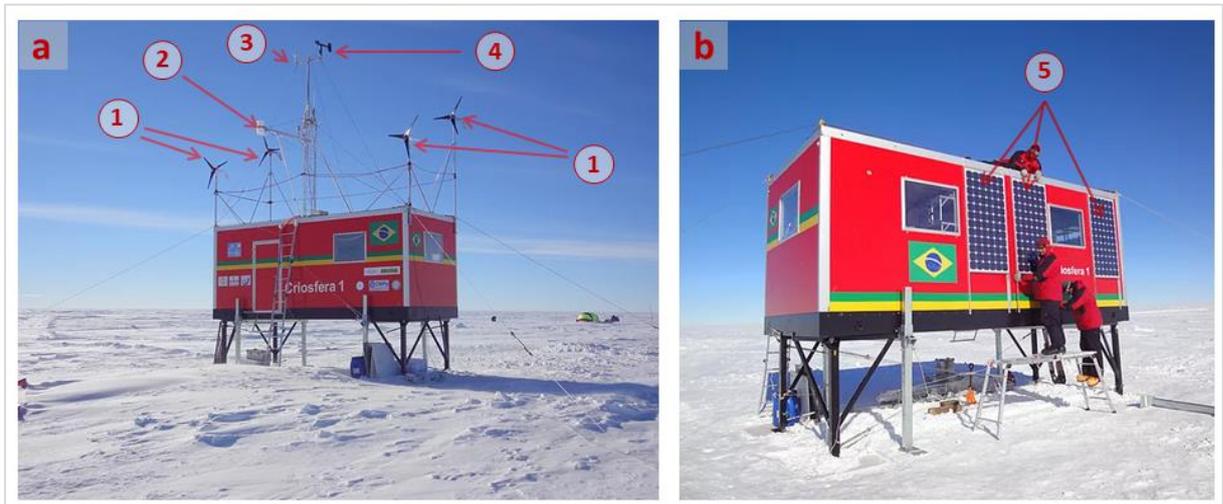


Figura 9. Fotos do Módulo Científico Automático CR 1. **(a)** Foto da parte da frente do módulo. Em destaque as turbinas eólicas para a geração de energia (1), o *inlet* para coleta de gases estufa (2); os medidores de velocidade (3) e direção do vento (4). **(b)** Foto da parte detrás do módulo. Em destaque os painéis solares (5). Fonte: Fotos extraídas do site do CR1 (endereço eletrônico: <https://www.criosfera1.com/>).

2.3.4. Testemunho raso de *firn* TT01

O testemunho de *firn* TT01 foi recuperado a aproximadamente 30 m a leste do módulo científico CR1 (**Figura 10**) no dia 07 de janeiro de 2015. A escolha do local de perfuração foi baseada em três motivos:

- (1)** Maior proximidade do módulo CR1 o que permite uma comparação mais robusta com os dados meteorológicos registrados;
- (2)** Estender o registro do testemunho de gelo de 100 m perfurado neste sítio na expedição ocorrida no verão de 2011/2012 (recuperado à ~70 m do módulo CR1; ver **Apêndice D**).
- (3)** Local com superfície relativamente plana (apenas com ondulações de neve), alguns metros fora do proeminente campo de *sastrugi*.

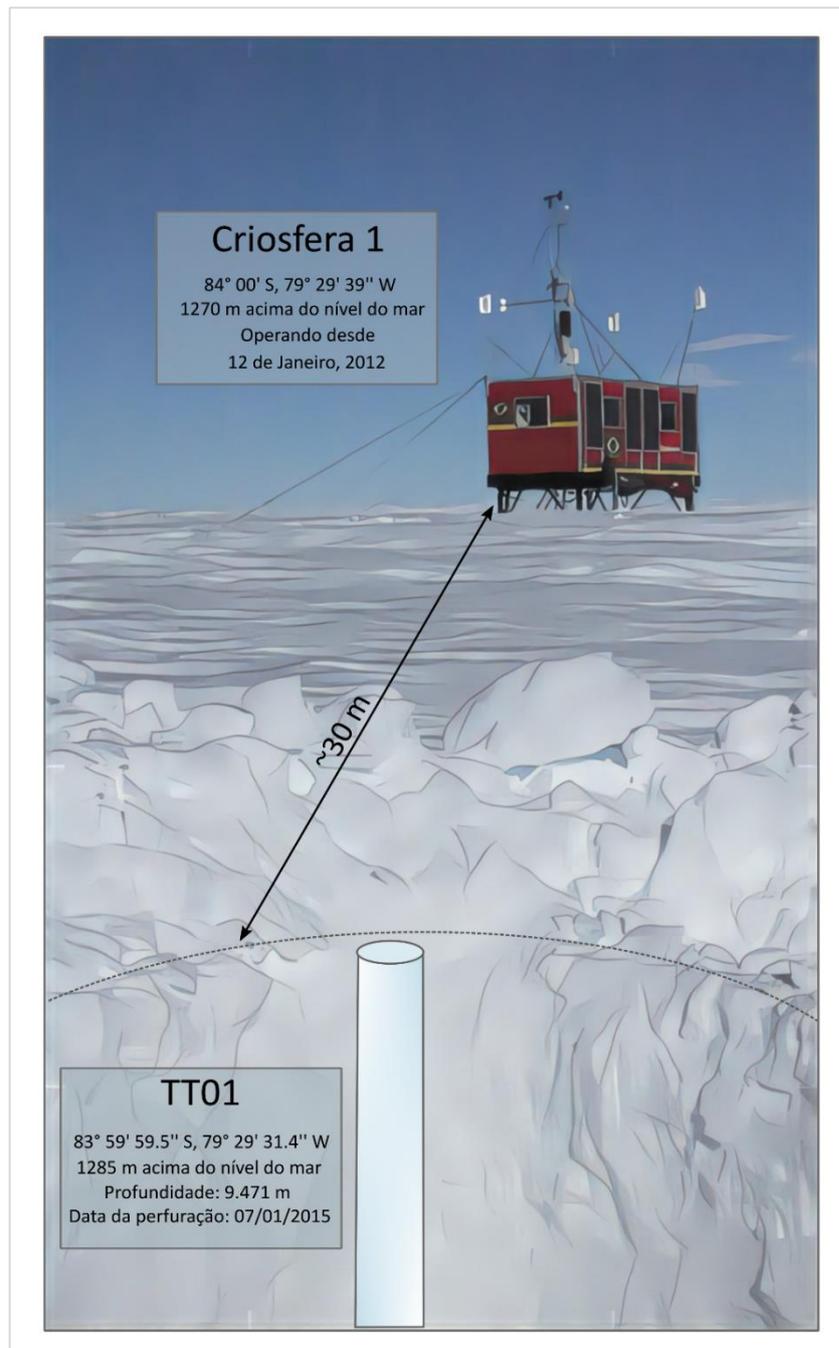


Figura 10. Ilustração do local onde foi perfurado o testemunho raso de firn TT01.

Fonte: da Autora.

2.3.5. Testemunho de gelo CR1

O testemunho de gelo CR1 foi recuperado a 70 m leste do módulo CR1 entre os dias 02 e 10 de janeiro de 2012. A perfuração foi realizada com o intuito de recuperar a informação climática passada, isto é, do período anterior a instalação do módulo.

Capítulo 3. Ambiente Antártico

3.1. A CRIOSFERA E O CONTINENTE ANTÁRTICO

O continente antártico e suas ilhas ($\sim 14 \times 10^6 \text{ km}^2$) asseguram $\sim 90\%$ da massa fixa da criosfera do planeta²³ – um total de $\sim 25,4 \times 10^6 \text{ km}^3$ de gelo, o que faz da Antártica o principal reservatório de água doce da Terra²⁴ (Simões, 2011a; Benn & Evans, 2014; Bockheim, 2015, Shepherd et al. 2018). O gelo cobre cerca de 99,6% da área do continente e encontra-se distribuído sobre suas três províncias, sendo elas: Antártica Oriental, Antártica Ocidental e Península Antártica. Dentre essas três regiões, a Antártica Oriental é responsável por conter a maior parte do volume da criosfera Antártica no seu manto de gelo, cerca de 85,4%. Já a segunda maior fração está no manto de gelo da Antártica Ocidental ($\sim 11,8\%$). As geleiras e calotas de gelo²⁵ da Península Antártica contém apenas $\sim 0,4\%$ do volume total de gelo. Além, uma fração de gelo sete vezes maior que a da Península Antártica ($\sim 2,8\%$) se encontra nas plataformas de gelo ao redor do continente (**Tabela 3**).

Tabela 3. Dados de área ocupada e de volume de gelo sobre a Antártica Oriental, Ocidental e Península Antártica e das plataformas de gelo.

	Área (km ²)	Volume (km ³)
Manto de Gelo Oriental	$10,35 \times 10^6$ (a)	$21,7 \times 10^6$ (b; c)
Manto de Gelo Ocidental	$1,97 \times 10^6$ (a)	$3,0 \times 10^6$ (b; c)
Geleiras e calotas de gelo sobre a Península	$0,12 \times 10^6$ (c)	$0,10 \times 10^6$ (c)
Plataformas de gelo	$1,5 \times 10^6$ (c)	$0,7 \times 10^6$ (c)

Fonte: Dados compilados de: a) Convey et al. (2009); b) Benn & Evans (2014) e c) Simões (2011a).

²³ A parte fixa corresponde àquela que não sofre variação sazonal (ou considerável variação sazonal) – como, mantos de gelo, geleiras, calotas de gelo etc. Não considerado o gelo marinho.

²⁴ Cerca de 70% das reservas de água doce mundiais (Bockheim, 2015; Shepherd et al. 2018).

²⁵ Calotas de gelo são menores em área (até 50.000 km²) do que mantos de gelo. Contudo, assim como os mantos de gelo, uma calota pode ter vários domos, correntes de gelo e geleiras de descarga. (Simões, 2004; Benn & Evans, 2014).

Um outro componente da criosfera no Ambiente Antártico é o gelo marinho. A cobertura e volume do gelo marinho varia de acordo com a estação do ano — de $\sim 0,003 \text{ km}^3$ à $\sim 0,018 \times 10^6 \text{ km}^3$ (Simões, 2011a), a depender das condições que influenciam o crescimento e o espessamento do gelo marinho ao longo do ano. Diferentemente do Ártico, o gelo marinho da Antártica possui uma considerável variação sazonal, isso ocorre principalmente porque não há continentes para restringir o crescimento do gelo (Mata, 2011).

Com respeito as áreas sem gelo, (rochas e solos expostos) estas correspondem somente $\sim 0,35\%$ ($\sim 49.500 \text{ km}^2$) da área do continente (Barry & Gan, 2011; Bockheim, 2015). Elas variam bastante em extensão (de $<1 \text{ km}^2$ à um pouco mais que $\sim 10^4 \text{ km}^2$; Lee et al., 2017) e encontram-se na periferia do continente, na Terra de Ellsworth e ao longo da região das Montanhas Transantárticas e Pensacola — que cortam o continente desde a Terra de Oates e Victória até a Terra da Rainha Elizabeth (na BcgFA; SMW) e marcam o limite entre o Manto de Gelo Ocidental e o Oriental (Bockheim, 2015). As áreas livres de gelo compreendem majoritariamente *nunataks*, vales sem gelo e encostas rochosas, mas, também, depósitos de sedimentos, oásis costeiros e ilhas. Estas áreas são verdadeiros refúgios para quase toda a biodiversidade do continente. Em um cenário de considerável aquecimento até o final deste século, estima-se que haverá o surgimento dentre 2.100 km^2 à 17.000 km^2 de novas áreas sem gelo, sendo que é previsto que a maior expansão dessas áreas ocorra na região da Península Antártica (Lee et al., 2017). A **Figura 11** mostra a distribuição (em porcentagem) das áreas livres de gelo no continente Antártico e a **Tabela 4** apresenta uma estimativa das áreas livre de gelo por região.

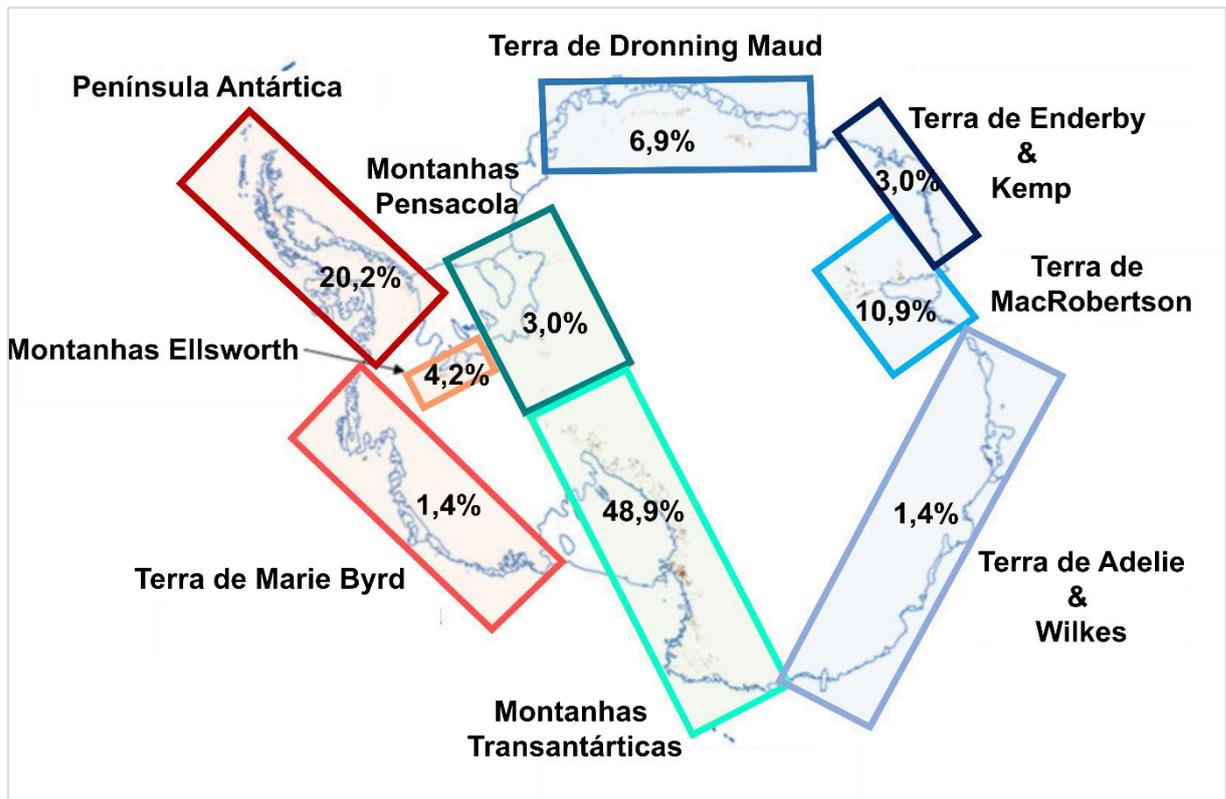


Figura 11. Distribuição (em porcentagem) das áreas livre de gelo no continente Antártico. Fonte: modificado de Bockheim (2015).

Tabela 4. Área aproximada livre de gelo por região. Em negrito as regiões que têm maior exposição de rocha e solo.

Região	Área aproximada (km ²)
Terra de Marie Byrd	700
Península Antártica	10.000
Montanhas Ellsworth	2.100
Montanhas Pensacola	1.500
Montanhas Transantárticas	24.200
Terra de Dronning Maud	3.400
Terra de Enderby & Kemp	1.500
Terra de MacRobertson	5.400
Terra de Adélie & Wilkes	700

Fonte: dados extraídos de Bockheim, 2015.

Nos tópicos a seguir, será mais bem explanado sobre a criosfera que encobre o continente antártico — mantos de gelo e calotas de gelo e suas geleiras, correntes de gelo e plataformas de gelo anexas — de forma integrada com a geologia do continente (tópico 3.1.1.). Separadamente, será abordado sobre a formação e variabilidade do gelo marinho (3.1.2.). Ademais, também será abordado o papel da criosfera antártica na regulação do sistema climático global (3.1.3.) e a história geológica do continente e dos mantos de gelo (3.1.4.).

3.1.1. Panorama sobre a criosfera, geomorfologia e a geologia do continente antártico

O Manto de Gelo da Antártica Oriental tem espessura média de 2.200 m (Simões, 2011a) e está predominantemente ancorado sobre uma crosta continental espessa (~24-56 km) e estável, que incluem desde grandes bacias subglaciais preenchidas por unidades sedimentares até escudos cristalinos e cadeias de montanhas antigas — muitas inteiramente cobertas pelo gelo (Waddington & Lingle, 2013; Baranov et al., 2021). Esta crosta é composta principalmente por terrenos pré-cambrianos (>600 Ma) (Simões, 2011b; Accardo et al., 2014), que constituem um segmento cratônico do supercontinente Gondwana (Dalziel, 1992). O substrato rochoso sotoposto pelo manto gelo oriental está em sua maior parte acima do nível médio do mar, apesar da considerável carga de gelo²⁶ (Ainley et al., 2009; Simões, 2011a; Waddington & Lingle, 2013, Bell & Seroussi, 2020). Na região do setor Atlântico e Índico da Antártica Oriental ocorre as áreas onde o manto de gelo descansa essencialmente sobre planaltos e cinturões montanhosos (Perfil A-A', C-C', D-D' e E-E'; **Figura 12**) (Fretwell et al. 2013). Já no setor Pacífico é onde ocorre a maioria das áreas em que o manto de gelo oriental se ancora abaixo ou próximo ao nível do mar, em função do relevo subglacial ser composto mais por bacias (e.g., Bacia Aurora, Wilkes, entre outras) do que por cadeias de montanhas (ver Perfil E-E'; **Figura 12**) (Fretwell et al. 2013).

²⁶ O peso dos mantos gelo causa depressão da litosfera e, conseqüentemente, migração das rochas viscosas da astenosfera para fora da região que está sob efeito da pressão da carga de gelo (Waddington & Lingle, 2013).

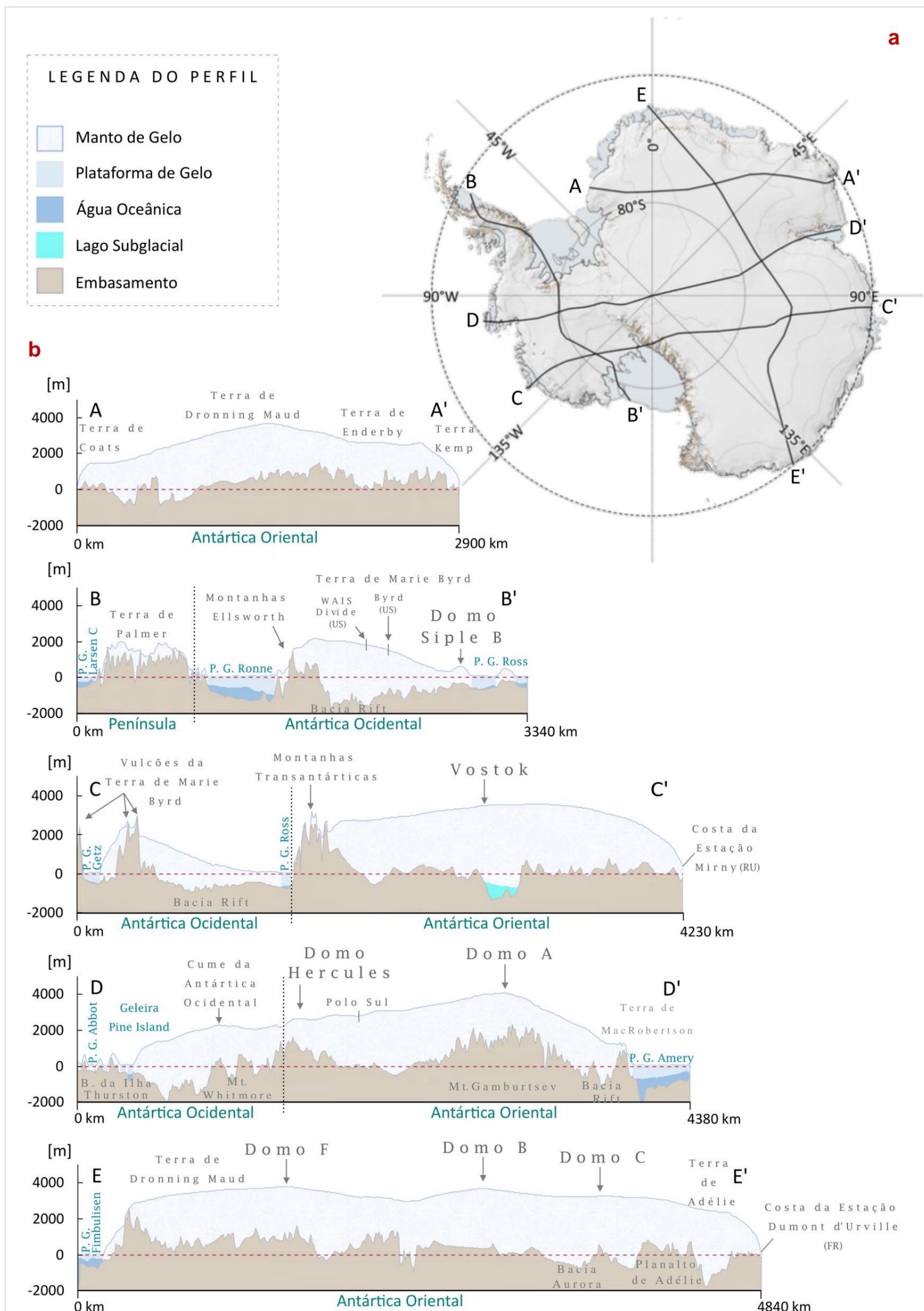


Figura 12. (a) Mapa do continente antártico mostrando os cortes dos perfis. **(b)** Perfis mostrando a variação da espessura de gelo, elevação do manto de gelo e do substrato rochoso nos três domínios geomorfológicos da Antártica (Península Antártica, Antártica Ocidental e Oriental), mais o Lago Subglacial Vostok e algumas plataformas de gelo (P.G. Larsen C, Filchner-Ronne, Ross, Getz, Abbot, Amery e Fimbulisen). O nome de algumas regiões e feições geomorfológicas é apontado. Algumas cadeias de montanhas, províncias vulcânicas, bacias rift e blocos crustais também são destacados. Fonte: perfis construídos com os dados do BEDMAP 2 (Fretwell et al., 2013), mapa feito em QGIS utilizando os dados do Quantarctica Project (Matsuoka et al., 2021).

Do ponto de vista geomorfológico, o Manto de gelo da Antártica Oriental se mostra como um perfil parabólico mais achatado no topo (*i.e.*, há um platô no seu centro) e de inclinação crescente em direção as bordas (*i.e.*, encostas íngremes em direção ao oceano) (Perfil A-A', C-C', D-D' e E-E', **Figura 12**) (Bindschadler, 2006). O seu platô central é substancialmente elevado (altitude predominantemente > 2500 m), e contém alguns domos — como Domo Argus (ou Domo A; 80° 22'S, 77° 32'E), Domo Fuji (ou Domo F; 77° 19'S, 39° 42'E), Domo Concórdia (Domo C; 74° 39'S, 124° 10'E) e o Domo B (77° 05'S, 94° 55'E) (Perfil D-D' e E-E', **Figura 12**), entre outros. De todos os domos do platô da Antártica Oriental, o Domo A é o mais elevado (~4093 m de altitude), por isso, é também conhecido como a crista da Antártica Oriental (Ainley et al., 2009). Além, ele está localizado aproximadamente no centro da Antártica Oriental e encobre parte de uma cadeia de montanhas subglaciais denominada Gamburtsev (~1.200 km de comprimento) (Perfil D-D'; **Figura 12**) (Simões, 2011b; Waddington & Lingle, 2013; Bell & Seroussi, 2020). Já o segundo e o terceiro maior domo são o Domo F e o Domo B, respectivamente. O Domo F possui 3810 m de altitude e situa-se na Terra de Dronning Maud (Perfil E-E', **Figura 12**). O domo B tem 3650 m de altitude e encontra-se direcionado as Terras de Wilhelm II, da Rainha Mary, e da Princesa Elizabeth (Perfil E-E', **Figura 12**). O Domo C, comparado aos outros domos citados previamente, é o que possui menor elevação (3240 m de altitude) e está voltado em direção à Terra de Adelie e de Wilkes (Perfil E-E', **Figura 12**). Foi nele que foi recuperado o gelo mais antigo até agora (~800.000 anos; EPICA, 2004; Jouzel et al., 2007) e é próximo a ele, com uma perfuração em um outro local dentro da Bacia Aurora, que se espera obter nos próximos anos um gelo ainda mais antigo (~1.500.000 anos) (Perfil E-E', **Figura 12**) (The Guardian, 2021).

Ao contrário do manto de gelo oriental, o Manto de gelo da Antártica Ocidental tem uma espessura consideravelmente menor (espessura média de ~1.300 m; Simões, 2011a) e repousa sobre uma crosta continental afinada (12-38 km, espessura média de ~20 km; Baranov et al., 2021) que se encontra predominantemente abaixo do nível do mar — por isso, é intitulado de “*manto de gelo marinho*” (Bindschadler, 2006; Ainley et al., 2009; Simões, 2011a; Bindschadler, 2013; Bell & Seroussi, 2020). Tal substrato é composto por uma série de blocos crustais montanhosos discretos (Montanhas Ellsworth e Whitmore), uma província vulcânica intraplaca (Terra de Marie Byrd) e por um bloco crustal de ilhas (Bloco da Ilha Thurston). Além, entre estes três blocos, há uma larga bacia rift (largura: 750-1000 km; comprimento: ~3000 km), inativa

ou de extensão muito lenta, contendo sequências sedimentares marinhas e glacio-marinhas (Perfil B-B', C-C', D-D'; **Figura 12**) (Dalziel, 1992; Bindschadler, 2013; Accardo et al. 2014). Esta complexa assembleia de terrenos que compõem a Antártica Ocidental data desde o neoproterozóico até o cenozóico (Baranov et al., 2021). O bloco das Montanhas Ellsworth e Whitmore, por exemplo, corresponde a um segmento Neoproterozóico-Paleozóico da margem do Gondwana deformada na Orogenia de Gondwanide (Permo-Triássica) que, com a quebra do supercontinente, transladou e rotou consideravelmente no sentido anti-horário em relação a sua posição original (Craddock et al., 2017). Apesar da história de migração desse bloco até sua atual posição ainda ser incerta, sabe-se que este foi intrudido no Jurássico, no decorrer desse processo de migração, por uma suíte ígnea bimodal (Craddock et al., 2017). Diferentemente, Marie Byrd e Thurston são terrenos de *forearc* e de arco magmático formados entre o Paleozóico e o Mesozóico na margem continental ativa do Gondwana (Dalziel, 1992). Além, atualmente, ao longo desses dois blocos, há uma série de vulcões subglaciais intraplaca que estão em atividade desde o Eoceno (~36,6 Ma)²⁷ (Wilch et al., 2021).

No que se refere a forma do manto de gelo ocidental, esta é um reflexo direto da configuração do seu relevo subglacial. Por exemplo, o manto de gelo, tanto no Setor do Mar de Ross (doravante, SMR) quanto no SMW, possui um perfil convexo no seu interior que reverte para um perfil côncavo no declive em direção a costa do continente e, então, para uma superfície plana nas áreas de plataformas de gelo (Perfil B-B', C-C'; **Figura 12**) (Bindschadler, 2006) devido em grande parte por ocupar grandes bacias subglaciais (bacia rift no SMR e a bacia de Weddell no SMW) e por ter suas terminações nessas bacias. Distintivamente, no SMAB o perfil se assemelha um pouco ao perfil do manto de gelo oriental, apresentando uma forma mais parabólica (Perfil C-C', D-D'; **Figura 12**), em função de ter sua terminação sobre blocos continentais (bloco de Marie Byrd e o de Thurston).

²⁷ Embora a maioria dos vulcões da Antártica estejam concentrados na Terra de Marie Byrd, é na Ilha de Ross (no estreito de McMurdo, separada do bloco de Marie Byrd pela bacia *riff*) que está um dos vulcões mais ativo do mundo, o Monte Erebus (77° 31' 47"S, 167° 09' 12"E).

A elevação máxima do manto de gelo ocidental é ~2.200 m acima do nível do mar (no cume central do Manto de Gelo da Antártica Ocidental e no domo de Marie Byrd; Perfil C-C', D-D'; **Figura 12**). Contudo, tal elevação não constitui a mais alta cota da Antártica Ocidental, sendo o ponto mais elevado o Monte Vinson (~4,9 km; 78° 31' 32" S, 85° 37' 02" W) localizado nas Montanhas Ellsworth²⁸. Na Antártica Ocidental as amostras de gelo mais antigo (~68.000-80.000 anos) foram obtidas na região ao redor das estações científicas americanas na Terra de Marie Byrd (Byrd e WAIS Divide; Perfil B-B'; **Figura 12**) (Johnsen et al. 1972; WAIS Divide Project Members 2013).

Em contraste a Antártica Oriental e Ocidental, a Península Antártica apresenta a cobertura de gelo com menor espessura média (~ 500 m) (Perfil B-B'; **Figura 12**) (Simões, 2011a). Nesta região as calotas de gelo e geleiras de vale sobrepõem um embasamento composto por rochas vulcânicas e plutônicas. Este embasamento é relativamente mais jovem (idade predominantemente: Mesozóica à Cenozóica) que o de outros setores do continente e, tanto sua conformação estrutural bem como a maior parte das rochas que o compõem foram formadas na Orogenia Andina do Cenozóico (Simões, 2011b).

A maior fração de gelo da Península encontra-se no seu platô central, localizado majoritariamente na porção meridional²⁹, na Região de Palmer (ou Terra de Palmer – San Martín). Este platô central chega a mais de 1.500 m acima do nível do mar (Perfil B-B'; **Figura 12**) e possui uma área coberta de gelo estimada em ~120.000 km² (Simões, 2011b). Ao redor da Península há várias ilhas contendo massas de gelo menores, como o arquipélago das Shetlands do Sul e Ilha Joinville, ao norte, Ilha James Ross, à leste (no SMW), Ilha Anvers I e Alexander I³⁰, à oeste (Setor do Mar de Bellingshausen), entre outras. Na Ilha de James Ross foi obtido o gelo mais antigo da Península Antártica até agora, cerca de 15.000 anos (Mulaney et al., 2012).

²⁸ O Monte/Maçiço Vinson (~4.9 km) é também o ponto mais alto da Antártica, pois supera a elevação do Domo A (~4,1 km).

²⁹ A Península Antártica é dividida em duas partes principais: Terra de Graham, ao norte, e Terra de Palmer, ao sul.

³⁰ A maior ilha da Antártica; área estimada em ~49.000 km².

Comparando os mantos de gelo e calotas de gelo dessas três províncias da Antártica, o Manto de Gelo da Antártica Ocidental e as calotas da Península, por serem relativamente mais quentes³¹, são mais dinâmicos que o Manto de Gelo da Antártica Oriental, que é mais frio. Isto é, a velocidade do fluxo de gelo da região do continente antártico situado no lado Ocidental é maior e o gelo nessa região é mais facilmente deformado, enquanto no lado Oriental o fluxo é mais lento e restringido (Ainley et al., 2009; Bindschadler, 2013; Waddington & Lingle, 2013).

Ambos os domínios antárticos têm seu gelo drenado por geleiras e correntes de gelo que escoam em direção à costa, embora na Antártica Oriental um escoamento em direção ao Manto de Gelo Ocidental também ocorra. Contudo, poucas geleiras e correntes de gelo fluem diretamente para o oceano, a maior parte delas alimenta as plataformas de gelo na borda do continente. Ao todo, há mais de 300 plataformas de gelo ao redor da Antártica (Shepherd et al., 2018) e, além das descargas das geleiras e correntes de gelo, estas são também alimentadas pela acumulação de neve *in situ* (Simões, 2011a). As duas maiores plataformas estão situadas nos enormes embaixamentos do continente, sendo elas: a Plataforma de Gelo Ross (doravante, PGR; $0,49 \times 10^6$ km²; Barry & Gan, 2011) no SMR e a PGFR ($0,45 \times 10^6$ km²; Barry & Gan, 2011) no SMW. Tanto a PGR quanto a PGFR recebem o gelo drenado dos dois mantos de gelo antárticos — Oriental e Ocidental. A terceira maior plataforma de gelo é a Amery (~60.000 km²; Galton-Fenzi et al., 2008). Situada em uma reentrância fusiforme da Antártica Oriental, no Setor Índico, a P.G. Amery recebe parte do manto de gelo nesse setor e é alimentada pelas geleiras Lambert, Mellor, Fisher e Charybdis (Galton-Fenzi et al., 2008). A P.G. Larsen C (46.465 km²; Larour et al. 2021) é quarta maior do continente e a maior da Península Antártica. Esta plataforma é alimentada pelas geleiras de vale e correntes de gelo que drenam tanto a parte norte quanto a parte sul da Península. Nas últimas décadas, a P.G. Larsen C vem sofrendo consideráveis retrações, sendo cogitada a sumir nos próximos anos, assim como suas “plataformas irmãs” (a Larsen A e a Larsen B).

Uma característica interessante abaixo dos mantos de gelo da Antártica Oriental e Ocidental é a presença de lagos subglaciais, que ocorrem tanto interligados entre si e, também, a rede de drenagem do manto de gelo (aqueles que ocorrem mais afastados dos divisores de drenagem), quanto isolados (aqueles localizados abaixo

³¹ Mantos de gelo podem ser classificados quanto a sua temperatura interna (se próxima ou substancialmente menor que a temperatura de fusão) (Benn & Evans, 2014).

ou próximos dos divisores de drenagem, ou ainda em regiões de baixa velocidade de gelo) (Siegert, 2000; Rignot et al. 2011; Simões, 2011a). Estes lagos exercem um papel importante na dinâmica do manto de gelo, pois interferem diretamente tanto na resistência do gelo ao movimento, como na velocidade do fluxo de gelo. Até 2012 foram detectados 379 lagos subglaciais (Wright & Siegert, 2012), sendo a grande maioria deles formados pelo derretimento do basal devido ao gelo em profundidade estar acima do ponto de fusão sob pressão ou por alcançar o ponto de fusão mais facilmente, como em áreas onde o gradiente térmico é mais elevado (e.g., na Antártica Ocidental). O maior lago subglacial conhecido já detectado e, também, o mais famoso é o Lago Vostok (Perfil C-C', **Figura 12**), situado abaixo da Estação Russa de Vostok, no Platô Antártico (Simões, 2011a; Benn & Evans, 2014). Este lago, cuja história diverge em opiniões na comunidade científica, possui dimensões de ~240 km x 50 km e uma área estimada de aproximadamente 14.000 km². Além, ele ocupa uma grande bacia na qual provavelmente tem origem tectônica (Benn & Evans, 2014).

3.1.2. Formação e variabilidade do gelo marinho antártico

O gelo marinho é formado pelo congelamento das águas de superfície do oceano, sendo este processo complexo e fortemente dependente do regime de ventos e por mudanças na densidade ($\Delta\rho$) — que, por sua vez, reflete mudanças na salinidade. Por exemplo, ventos catabáticos expõem a superfície oceânica a uma perda de calor significativa, desencadeando uma intensa produção de gelo marinho, especialmente nas áreas de polínias³² costeiras (Thompson et al. 2020). Já as mudanças na salinidade local interferem diretamente na temperatura de congelamento³³. Considerando uma salinidade média da água de ~35 ‰, o ponto de congelamento da superfície do mar fica em torno de -1,8 °C (Masson-Delmotte, 2013).

Quanto a variabilidade do gelo marinho, a sua extensão anual³⁴ varia de 3×10^6 km², alcançado em meados fevereiro, a 18×10^6 km², atingido no final de setembro ou início de outubro (**Figura 13**) (Masson-Delmotte, 2013; Shepherd et al. 2018). A maior

³² Qualquer área aberta, com forma não linear, no meio da banquisa ou do gelo fixo (Simões, 2004).

³³ Quanto maior é salinidade mais negativo é o ponto de congelamento da água.

³⁴ Extensão do gelo marinho corresponde a área do oceano com no mínimo 15% de concentração de gelo marinho.

retração e diminuição da concentração do gelo³⁵ ocorre no verão (**Figura 14a**), o crescimento inicia no outono (**Figura 14b**) e as maiores concentrações são obtidas no inverno e primavera (**Figura 14c e d**) quando o gelo marinho se expande até as proximidades da zona da Corrente Circumpolar Antártica (Shepherd et al. 2018).

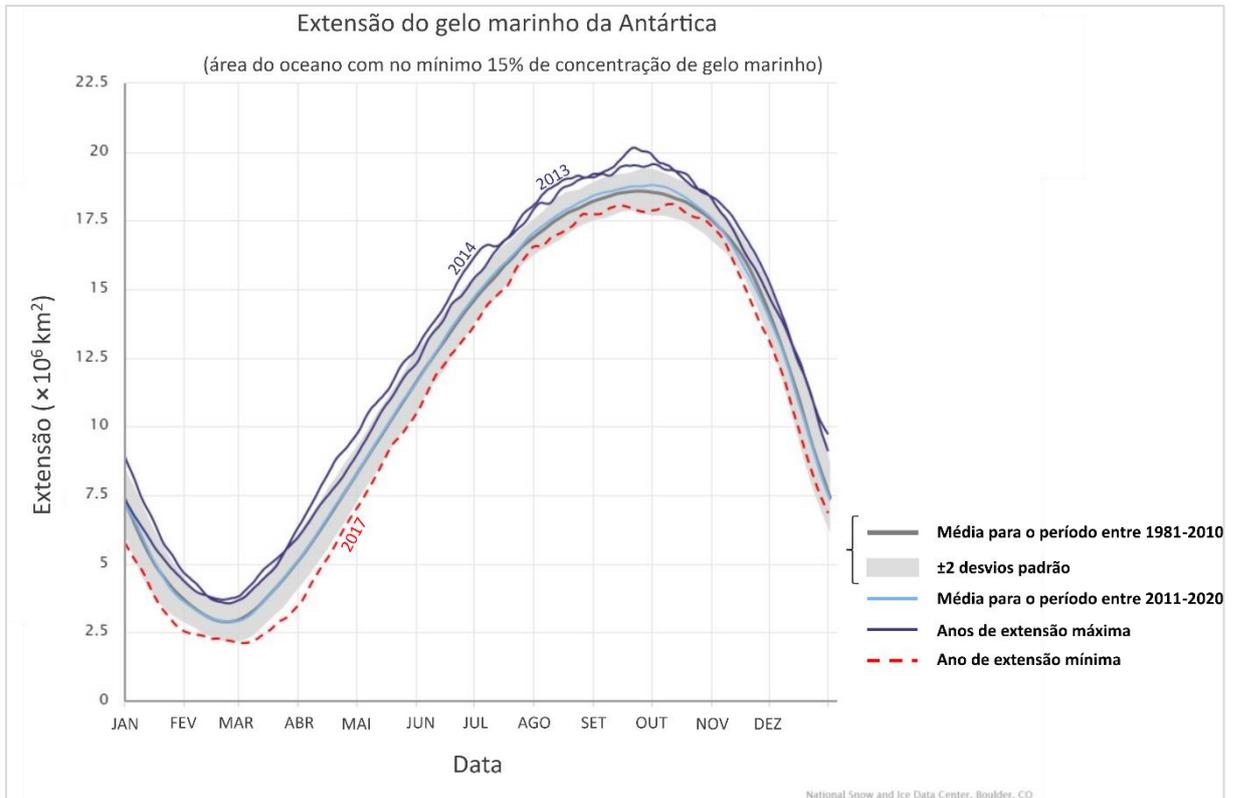


Figura 13. Variabilidade mensal da extensão do gelo marinho antártico para o período entre 1981-2020. Fonte: Dados extraídos do NSIDC, 2020.

Todo conhecimento que se tem sobre a variabilidade do gelo marinho é para o período da Era dos satélites (1979-presente). Por meio dos dados obtidos nesse período sabemos que, diferente da Groenlândia, a média anual da extensão do gelo marinho antártico está em um *trend* crescente ($\sim 1,0 \pm 0,5$ % por década; maiores médias ocorreram em 2014 e 2013), embora tenha sofrido uma brusca queda nos últimos 5 anos (2016-2020), alcançando a menor média anual já registrada em 2017 ($10,7 \times 10^6$ km²; **Figura 13**; Parkinson, 2019).

³⁵ Concentração de gelo marinho corresponde a quantidade de pixels de gelo sobre pixels de água em uma dada área.

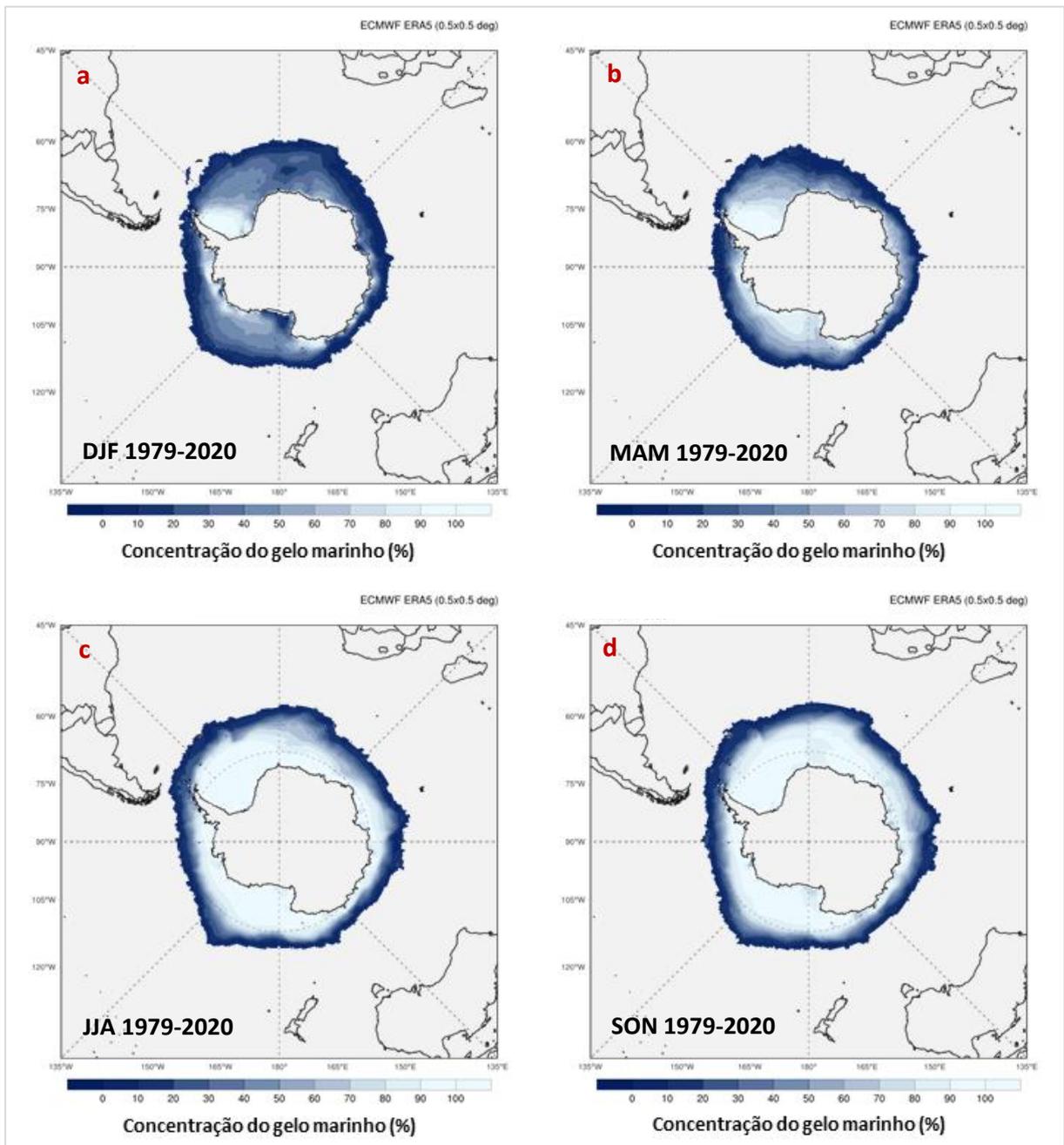


Figura 14. Concentração média do gelo marinho para o período de verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d) entre 1979-2020. Fonte: Dados de ERA-5 extraídos do Climate Reanalyzer, CCI/UMAINE, 2020 (endereço eletrônico: <https://climatereanalyzer.org/>).

3.1.3. O papel da criosfera Antártica na regulação do clima global

A criosfera Antártica é um componente indissociável dos outros sistemas terrestres, portanto, tem o seu papel na regulação do clima local e global. A presença de uma enorme e elevada massa de gelo continental centrada na região polar austral

faz da Antártica um preponderante sumidouro de calor que afeta fortemente o clima terrestre, em especial a circulação no Hemisfério Sul (King & Turner, 1997; Lachlan-Cope et al., 2001). Isto se deve principalmente ao fato de que o gelo tem maior refletividade (*i.e.*, maior albedo) do que os outros substratos — como a água, vegetação e solo e rochas — o que propicia uma intensificação do resfriamento. Ainda, mantos de gelo estocam uma grande quantidade de água doce, logo, numa escala de tempo longa (centenas de milhares de anos a milhões de anos), variações no seu volume (Δv) desencadeiam modificações no ciclo hidrológico global, circulação oceânica (por conta do *input* de água doce no oceano), topografia (devido ao movimento isostático) e na cobertura vegetal; fatores que, por sua vez, também afetam o clima (Vizcaíno et al. 2010). Plataformas de gelo funcionam como barreiras que inibem descargas dos mantos de gelo diretamente no oceano e participam da formação da Água Antártica de Fundo (juntamente com a geração de gelo marinho) (King & Turner, 1997).

O gelo marinho, por ocupar algumas áreas ao norte do Círculo Polar Antártico, exerce um papel ainda mais notório na regulação do clima planetário, pois amplifica a perda de energia no inverno e primavera (período de maior cobertura; como descrito no tópico 3.1.2.). Adicionalmente, a cobertura anual de gelo marinho da Antártica influencia a circulação atmosférica, precipitação local e ciclos biogeoquímicos pois regula as trocas de calor, momentum, umidade e gases (*e.g.*, CO₂) entre a atmosfera e o oceano (Thomas et al., 2019). Além disso, também, intervém na circulação oceânica meridional, porque atua na formação das massas de água da Antártica — a destacar a Água Antártica de Fundo, cuja uma parcela considerável é formada através da rejeição do sal da estrutura cristalina do gelo no decorrer do processo de congelamento da água do mar (King & Turner, 1997; Mata, 2011).

3.1.4. História Evolutiva da Antártica

Por estar quase inteiramente coberta por espessa cobertura de gelo, a evolução da geológica da Antártica ainda é um mistério a ser desvendado. Grande parte do que sabemos sobre a história geológica da Antártica provém das poucas áreas descobertas, aquelas mencionadas no início dessa seção (**tópico 3.1**) e, mais recentemente, de estudos geofísicos (*e.g.*, Jordan et al. 2013), que ainda são

escassos, o que torna as interpretações muito restritas e limitadas. Apesar das incertezas e limitações, sabe-se que a Antártica é resultado de quatro eventos tectônicos principais, a listar: (1) evento de estabilização de crátons arqueanos para blocos paleoproterozóicos (>1,6 Ga); (2) evento Greenvilliano que está associado com a formação do supercontinente Rodínia (1.1 Ga) e com a sua posterior quebra (900-800 Ma); (3) o evento Pan Africano-Ross que está ligado a formação do Gondwana (600-500 Ma) e a sua quebra (160-100 Ma) — que resultou na formação de bacias oceânicas e sistemas de rift na Antártica Oriental e Ocidental (revisado por Baranov et al., 2021); (4) evento de abertura da Passagem de Drake (34-30 Ma), que marca o isolamento total da Antártica dos demais continentes e a formação do Oceano Austral (Lawver & Gahagan, 2003; Livermore et al., 2005).

A abertura da Passagem de Drake no Eoceno Superior/Oligoceno Inferior tem sido apontada como gatilho para o início do crescimento dos mantos de gelo (Barker, 2001; Livermore et al., 2005). Contudo, alguns estudos destacam a diminuição do CO₂ atmosférico juntamente com as forçantes orbitais como fator de maior importância (de Conto & Pollard, 2003a; revisado por Siegert & Florindo, 2009). Independente do gatilho, é aceito que a glaciação no continente Antártico teve início nesse mesmo período, e que a nucleação do manto de gelo começou pelas áreas das áreas montanhosas da Antártica — Montanhas Gamburtsev, Transantárticas, Maciços montanhosos da Península e Antártica Ocidental, e na costa de Dronning Maud (de Conto & Pollard, 2003b; revisado por Bo et al. 2009). O crescimento dos mantos de gelo austral não se deu de forma linear, ou seja, ao longo do seu crescimento sofreu vários eventos de ablação e passou por períodos com mais e outros menos aporte de umidade para o seu crescimento. Além, no início os mantos de gelo eram menos espessos e mais dinâmicos (respondiam mais as forçantes orbitais o que resultava em Δv expressivas e maior poder de erosão; de Conto & Pollard, 2003b; Naish et al. 2001; revisado por Bo et al. 2009). Entretanto, por volta de ~14 Ma, o manto de gelo Antártico já estava estabilizado numa forma similar à que conhecemos hoje, sofrendo menor influência dos ciclos orbitais (*i.e.*, menor Δv e menos erosivos; Lewis et al. 2007; revisado por Bo et al. 2009).

3.2. O OCEANO AUSTRAL

3.2.1. Definição, limites e mares do Oceano Austral

O Oceano Austral (doravante, OA) é o oceano geologicamente mais jovem e o único atual que possui circulação circunglobal (Mata, 2011) — *i.e.*, o OA flui ao redor do continente na zona latitudinal entre 56°S – 58°S (Rintoul, 2018). Ele ocupa uma área estimada de $\sim 31,8 \times 10^6$ km², caso considerado a zona da Frente Polar Antártica (doravante, FPA) como seu limite norte (Mata, 2011). A FPA é a zona onde ocorre o afundamento das águas de superfície da Antártica (frias e densas), que se deslocam no sentido norte, sob as águas Subantárticas (relativamente mais quentes) (King & Turner, 1997, Simões, 2011a). Ela representa o limite do Ambiente Antártico mais aceito³⁶. Contudo, pode-se dizer que tal limite é relativo, pois a FPA não é uma zona fixa; ao contrário, ela oscila longitudinalmente entre 47-62°S e muda sua posição de acordo com as estações do ano (King & Turner, 1997; Simões, 2011; Mata, 2011).

Próximo à costa do continente antártico o OA é subdividido em doze mares, sendo eles: Mar de Ross, Amundsen, Bellingshausen, Weddell, Lazarev, Riiser-Larsen, Cosmonauts, Cooperation, Davis, Mawson, Dumont d'Urville e Somov (último relatório publicado pela IHO – International Hydrographic Organization; 4° ed. 2002)³⁷. Os quatro primeiros mares citados são os maiores em área e circundam predominantemente a Antártica Ocidental. Lazarev, Riiser-Larsen e Cosmonauts são mares da costa da Terra de Dronning Maud (Setor Atlântico e Índico da Antártica Oriental). Cooperation, Davis e Mawson são mares da Terra de Enderby, Amery e Shackleton (Setor Índico e Pacífico da Antártica Oriental). Somov e Dumont d'Urville são mares que envolvem a costa da Terra de Adelie e Oates (Setor Pacífico da Antártica Oriental). Nos meses de inverno e de primavera, a superfície desses mares encontra-se quase que totalmente congelada (tópico 3.1.2.).

Além desses mares, a IHO (4° ed.) define mais três áreas dentro do AO: (1) a área do Estreito Bransfield entre a Península e a Ilhas Shetland do Sul, (2) do Golfo de Tryoshnikova no Mar de Davis e (3) a da Passagem de Drake entre as Ilhas da

³⁶ Ressalva: alguns oceanógrafos consideram a Zona de Convergência Subtropical (30°-40°S) e o SCAR considera a Frente Subantártica (42°-58°S) como limite (Ainley et al., 2009; Mata, 2011).

³⁷ Ressalva: a IHO define como limite do Oceano Austral a área ao sul da latitude 60°S.

Península e ponta da América do Sul. A figura abaixo (**Figura 15**) mostra a localização de cada um destes mares e do limite relativo da região Antártica.

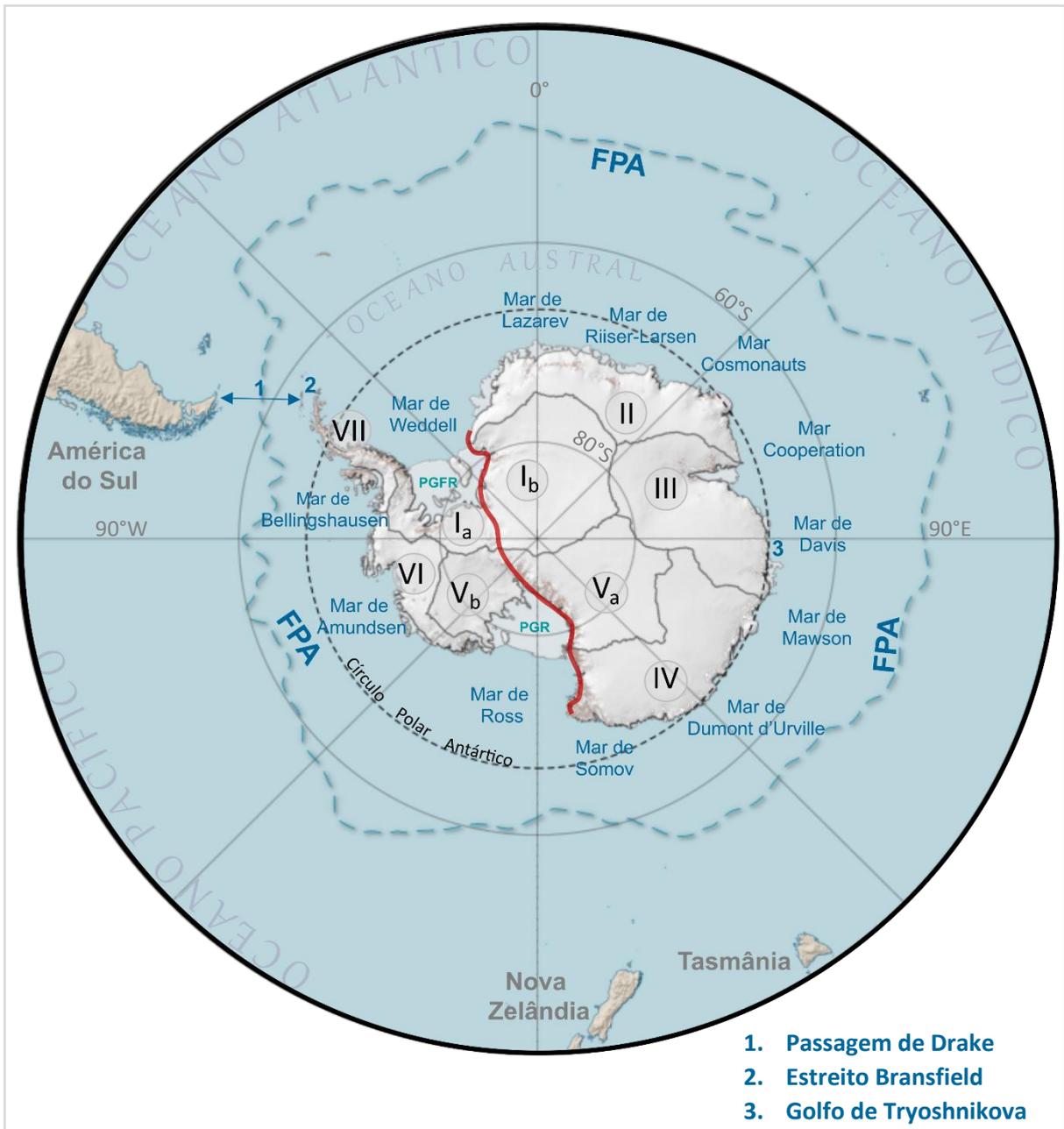


Figura 15. Limites da região Antártica e seus mares. A FPA (linha azul tracejada) representa a posição média da Zona da Frente Polar Antártica. A linha vermelha marca o limite entre a Antártica Oriental e Ocidental. Note as áreas (Ia e Ib) Embaiamento de Ronne, (II) Terra de Dronning Maud E Enderby (III) Amery e Shackleton, (IV) Terra de Adelle e Oates, (Va e Vb) Embaiamento de Ross, (VI) Amundsen e Bellingshausen e (VII) Península Antártica; (PGFR) Plataforma de gelo Filchner-Ronne e (PGR) Plataforma de Gelo Ross. Numeração indica: (1) Passagem de Drake, (2) Estreito de Bransfield e (3) Golfo de Tryoshnikova. Fonte: Feito em QGIS utilizando os dados do Quantarctica Project (Matsuoka et al., 2021).

3.2.2. Dinâmica da circulação do Oceano Austral e sua importância

O OA possui uma função crucial na regulação da circulação oceânica global e do clima, como também, nos ciclos biogeoquímicos e no Manto de Gelo Antártico (Rintoul & Garabato, 2013; Rintoul, 2018). Por meio da sua forte circulação para leste, denominada de Corrente Circumpolar Antártica (CCA), o OA interliga as águas das bacias oceânicas do Pacífico, Índico e Atlântico nas altas latitudes do Hemisfério Sul (Mata, 2011; Rintoul & Garabato, 2013) e reduz o transporte de calor meridional através do oceano, o que auxilia a manter o continente antártico congelado.

A CCA é conduzida pelos fortes ventos de oeste que sopram sobre o OA e é considerada a corrente oceânica mais forte do mundo (Mayewski et al. 2009, Ainley et al., 2009). Ela encontra-se confinada aproximadamente entre duas barreiras de fluxo de água meridional: a Frente Subantártica (FS) e a Divergência Antártica (DA). A FS é uma zona de convergência oceânica que separa a zona da FPA, ao sul, da zona subantártica, ao norte. E a DA é uma zona de divergência oceânica, onde as águas salinas e profundas vindas do norte ressurgem e misturam-se na superfície com águas menos salinas (Ainley et al., 2009; Mata, 2011). Além da CCA uma outra corrente oceânica, influenciada pelos ventos de leste, com sentido de fluxo oposto (para oeste) e não circumpolar, ocorre ao sul da DA — a Corrente costeira Antártica (CCoA). A CCoA se conecta com a CCA através dos giros³⁸ de movimento horário, a destacar aqueles da região dos embaiamentos do continente antártico — o Giro de Weddell e o de Ross.

Devido a instabilidades na dinâmica de fluxo na zona da CCA, ocorre a formação e o desprendimento de *eddies*³⁹ de mesoescala, os quais tem um papel fundamental no transporte de calor para o sul, especialmente em áreas onde o transporte meridional é relativamente mais tênue (Ainley et al., 2009). A frequência e intensidade desses *eddies* são fortemente dependentes da tensão de cisalhamento do vento (Viebahn & Eden 2010). Alguns estudos mostram que os *eddies* afetam localmente o vento superficial, a cobertura de nuvens e a precipitação sobre o OA, a

³⁸ Giros são circulações espiraladas, quilométricas, margeadas por grandes correntes oceânicas permanentes (Woods Hole Oceanographic Institution; www.whoi.edu/).

³⁹ Enquanto *eddies* são redemoinhos oceânicos, menores e temporários, que viajam longas distâncias antes de se dissipar (Woods Hole Oceanographic Institution; www.whoi.edu/).

dependem do sentido da sua rotação (se de movimento horário ou anti-horários) (e.g., Frenger et al. 2013).

O OA conecta as camadas profundas e superficiais do oceano através da circulação de revolvimento meridional (mais fraca) (Rintoul & Garabato, 2013; Rintoul, 2018). Tal circulação resulta do regime de ventos (ventos de leste e de oeste) e de uma transformação das massas de água (leia-se $\Delta\rho$) próximo ao continente Antártico devido a interações veementes entre a atmosfera-oceano-criosfera (Rintoul, 2018). A $\Delta\rho$ das massas de água gera e conduz uma circulação de revolvimento com “duas células”: (1) uma célula superior que transporta as águas que ressurgiram ao sul da CCA para o norte em superfície (Água Superficial Antártica) e, em sequência, em profundidades intermediárias (Água Intermediária Antártica); (2) uma célula inferior que transporta a água densa, formada próxima à costa do continente pela produção do gelo marinho em polínias e pelo derretimento basal das plataformas de gelo, e parte das águas que ressurgiram para o fundo oceânico e depois para longe do continente Antártico em profundidade abissal (Água Antártica de Fundo) (Mata, 2011; Rintoul & Garabato, 2013; Rintoul, 2018).

Como revisado por Rintoul (2018), a circulação de revolvimento meridional é essencial não só para sustentação da produção primária nas altas latitudes do Hemisfério Sul, com o aporte e exportação de nutrientes no AO por meio da célula de revolvimento superior, mas também pela ventilação e sequestro de calor e carbono. Com relação a ventilação, o afundamento das águas superficiais nos ramos descendentes das duas células dessa circulação transporta água rica em oxigênio para o interior do oceano (Mata, 2011; Rintoul, 2018). Já a absorção global de calor e carbono pelos oceanos domina ao sul de 40°S, sendo a captura do último (CO₂) fortemente influenciada pela liberação natural de carbono na zona de ressurgência (Rintoul, 2018).

3.3. A ATMOSFERA E O CLIMA AUSTRAL

Indubitavelmente a Antártica é o continente mais frio, ventoso e seco da Terra. A razão disso está relacionada a alguns de fatores que acabam afetando a temperatura e a circulação atmosférica nas altas e médias latitudes do Hemisfério Sul (*i.e.*, o regime de ventos no continente antártico e o transporte de calor e umidade do oceano para o continente). A seguir, será apresentado uma descrição da climatologia Antártica (tópico 3.3.1), e, em sequência, será explanado sobre a circulação atmosférica em larga escala (3.3.2.). Dentro desse tópico será abordado sobre a dinâmica do fluxo de ar sobre o continente (subtópico 3.3.2.1.). Por fim, será comentado sobre a variabilidade climática no Ambiente Antártico (tópico 3.3.3).

3.3.1. Climatologia Antártica

As menores temperaturas médias anuais na superfície ocorrem no interior do continente Antártico (~ -24 à -60°C ; **Figura 16**), e as maiores na costa do continente ($> -16^{\circ}\text{C}$; **Figura 16**) (King & Turner, 1997; Ainley et al., 2009). Dentre todas as regiões do continente Antártico, a Península se destaca por experimentar as maiores temperaturas médias anuais ($> -20^{\circ}\text{C}$; King & Turner, 1997), sendo que na maior parte dessa região a temperatura média é $> -8^{\circ}\text{C}$ e em alguns lugares próxima aos 0°C (**Figura 16**) (King & Turner, 1997; Ainley et al., 2009). Além do mais, nessa região a temperatura média da costa leste chega a ser até 7°C menor do que a costa oeste, para uma mesma latitude (King & Turner, 1997). Tal diferença é justificada pelo fato de que a costa leste da Península tem seu clima modulado pelas massas de ar continentais, mais frias e secas, vindas do interior do continente; enquanto a costa oeste recebe maior influência das massas de ar oceânicas carregadas pelos ventos de oeste, relativamente mais quentes e úmidas, vindas de áreas mais ao norte no Pacífico (King & Turner, 1997). Depois da região da Península, a Antártica Ocidental se destaca por ser relativamente mais quente que a Antártica Oriental (**Figura 16**) por conta da sua topografia menos elevada, o que propicia uma maior susceptibilidade a receber incursões de massas oceânicas e um resfriamento adiabático menor (Nicolas & Bromwich, 2011).

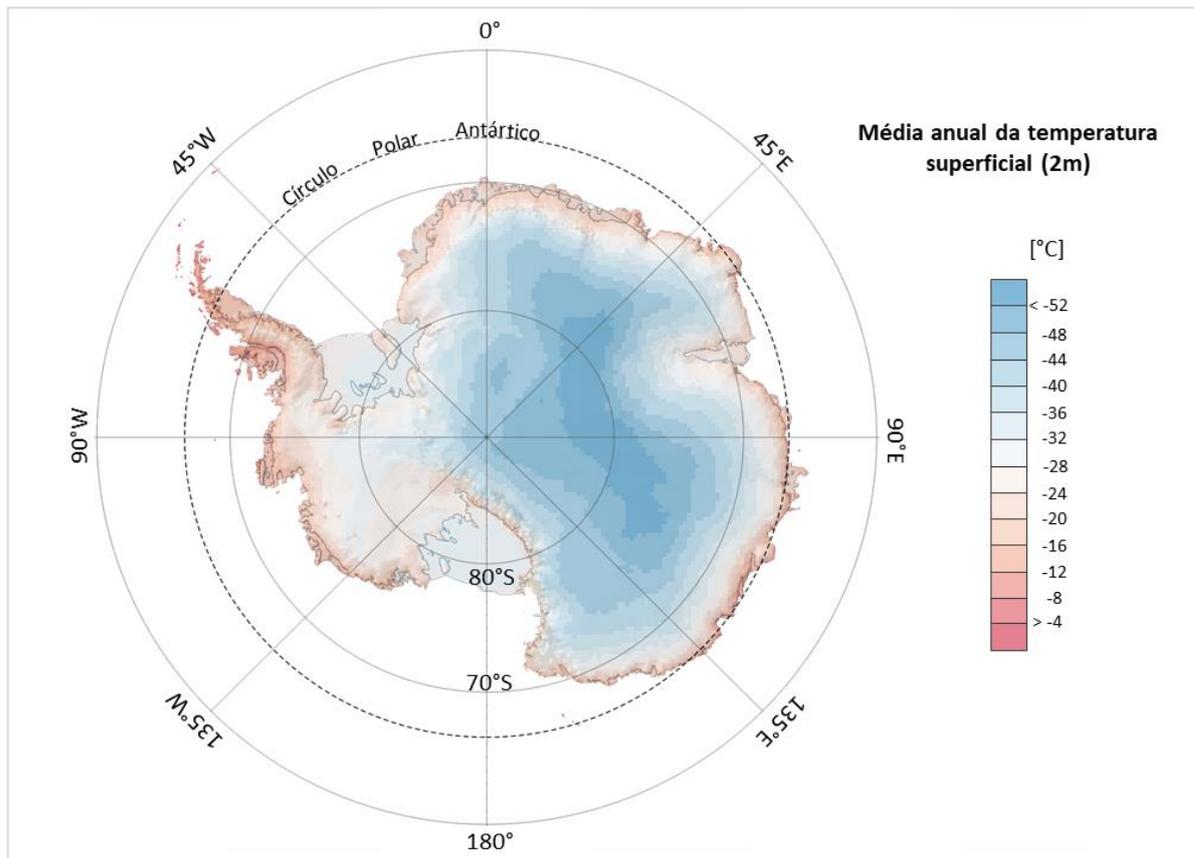


Figura 16. Temperatura média anual na superfície (2 m) do continente antártico. Note que as maiores médias anuais estão no lado ocidental (Antártica Ocidental e Península) e as menores sobre o Platô da Antártica Oriental, a destacar a região que abrange o Domo A e a Estação Vostok (média anual <math>< -52^{\circ}</math>). Fonte: Dados de temperatura à 2 m extraídos do modelo RACMO 2.3 (van Wessem et al. 2014). Mapa feito em QGIS.

Considerando as temperaturas médias mensais, as maiores amplitudes sazonais são encontradas no interior do continente, com diferença podendo chegar à $>30^{\circ}\text{C}$ entre o inverno e o verão. As menores amplitudes sazonais da temperatura são encontradas na região costeira. O padrão da variação da temperatura média mensal também é distinto para as diferentes regiões do continente. No interior as temperaturas médias no verão alcançam um máximo em dezembro e janeiro e nos demais meses dessa estação variam abruptamente (com *trend* crescente entre setembro e dezembro e decrescente entre janeiro e abril). Enquanto as médias no inverno são aproximadamente constantes, o que é denominado de *coreless winter* (cf. explanado no tópico 2.2.2.; **Figura 6**). Por outro lado, quanto mais próximo à costa, a curva de variação da temperatura média mensal ao longo do ano se torna cada vez mais suave, não apresentando um patamar de estabilidade no inverno (ver **Figura 6**) (King & Turner, 1997).

A menor temperatura já registrada no continente foi medida na Estação Vostok da Rússia (localizada no Platô Antártico; **Figura 12**) no dia 21 de julho de 1983. Nesse dia os termômetros da estação registraram uma temperatura de $-89,2^{\circ}\text{C}$ (Ainley et al., 2009). Em contrapartida, os dois recordes oficiais de maiores temperaturas já registradas no continente antártico na última década foram medidos na Base de Esperanza da Argentina (Península Antártica; $63^{\circ} 24' 00''$ S, $57^{\circ} 00' 00''$ W): $17,5^{\circ}\text{C}$ no dia 24 de março de 2015 e $18,3^{\circ}\text{C}$ no dia 06 de fevereiro de 2020 (segundo a Organização Meteorológica Mundial; OMM (ONU)).

Algo característico da baixa troposfera Antártica é a inversão da temperatura. Tal camada de inversão é mais proeminente no interior do continente (no Platô Antártico) do que em áreas mais próximas à costa, sobretudo nos meses de inverno (King & Turner, 1997; Hudson & Brandt, 2005). A camada de inversão existe por conta de diferenças de emissividade entre a neve e a atmosfera e pela ininterrupta subsidência do ar centrada no interior do continente (King & Turner, 1997; Hudson & Brandt, 2005), ambos fatores que favorecem a estabilização de uma camada mais fria (densa) em contato com o manto de gelo. Ela é responsável tanto por inibir a transferência turbulenta de calor da superfície para os níveis mais altos da atmosfera e vice-versa (processo que é enfraquecido e até mesmo superado nas áreas de vento forte) (Hudson & Brandt, 2005; Owens & Zawar-Reza, 2015), quanto por influenciar o fluxo dos ventos superficiais catabáticos em direção à costa (Hudson & Brandt, 2005; Pietroni et al., 2014).

O regime de ventos catabáticos do continente Antártico são um dos mais persistentes da Terra (King & Turner, 1997; Parish & Bromwich, 2007) e tem sua velocidade proporcional a inclinação do terreno e direção de acordo com a orientação do terreno (Parish & Bromwich, 2007). A direção desses ventos praticamente não muda ao longo do ano. Ao contrário, sua velocidade é bastante variável, mas de forma geral eles são relativamente fortes desde o outono até a primavera (de março a novembro) e são mais fracos nos meses de verão (dezembro a fevereiro) (Parish & Bromwich, 2007). Ao escoar sobre o continente, os ventos catabáticos interagem com a superfície, formando campos de *sastrugi* (King & Turner, 1997) e superfícies de *glaze ice* (*i.e.*, uma superfície de gelo polida pelo vento) (Scambos et al., 2012).

Em virtude da temperatura atmosférica extremamente baixa, o ar sobre o continente tem dificuldade em reter umidade, o que caracteriza a Antártica como o continente mais seco do planeta. Na maior parte do tempo, o ar próximo à superfície

encontra-se saturado, com exceção do verão, onde condições de insaturação podem ser alcançadas favorecendo a sublimação nesse período. Obviamente, a umidade total na coluna atmosférica é maior próximo à costa, pela proximidade em relação ao oceano e pelas maiores temperaturas, e reduz abruptamente em direção ao continente (King & Turner, 1997).

Quanto ao grau de nebulosidade, no decorrer do ano a maior fração de nuvens na região Antártica está sempre sobre o OA, sendo menor sobre o continente (Lachlan-Cope, 2010; Bromwich et al., 2012; Listowski et al., 2019). Contudo, a maior variabilidade sazonal fração de nuvens ocorre sobre o Platô Antártico, com máxima fração de nuvens nos meses de inverno (~52%) e mínima no verão (~30%). Sobre o OA a variabilidade sazonal é um pouco menos expressiva e possui um padrão oposto ao do platô (máximo no verão (~85%) e mínimo no inverno (~70%)). Já a cobertura de nuvens sobre a Antártica Ocidental é quase constante ao longo do ano — de março a setembro mantém-se em ~70%, diminuindo levemente no final da primavera e chegando aos ~60% em janeiro e dezembro (Listowski et al., 2019). Há também diferenças nas propriedades microfísicas das partículas que compõem as nuvens através da região Antártica. No Platô Antártico as nuvens são formadas quase que inteiramente por gelo⁴⁰ com partículas de tamanho médio <30 μm (Lachlan-Cope, 2010; Listowski et al., 2019). No entanto, sobre o OA e a Antártica Ocidental nuvens formadas por partículas líquidas super-resfriadas também são importantes, especialmente no verão, e o tamanho médio das partículas são muito variados (~10 μm até ~200 μm) (Lachlan-Cope, 2010; Listowski et al., 2019). Durante o inverno e o início da primavera, nuvens podem se formar na baixa estratosfera antártica, as quais desempenham um papel significativo na depleção do ozônio estratosférico na presença de clorofluorcarbono (CFC) (Bromwich et al., 2012; Tritscher et al., 2021).

A distribuição da precipitação varia tanto meridionalmente quanto zonalmente através do continente antártico (Bromwich, 1988). Sobre o platô antártico precipita menos de 5 cm eq. água a^{-1} (Giovinetto & Bentley, 1985) — *i.e.*, trata-se de um cenário mais árido que muitos desertos das regiões subtropicais, *e.g.*, Mojave na América do Norte (~8-25 cm a^{-1}) e Sahara no norte da África (~8 cm a^{-1}). Além, nessa região uma parcela significativa da precipitação cai na forma de “pó de diamante” sob condições

⁴⁰ No verão há uma diminuta parcela de nuvens com partículas líquidas super-resfriadas.

de céu limpo⁴¹ (Bromwich, 1988; King & Turner, 1997). Já a zona costeira e as regiões de encostas íngremes do continente são as áreas em que ocorrem precipitações relativamente mais altas (~20 - 100 cm eq. água a⁻¹; Giovinetto & Bentley, 1985), com destaque para a região da Península e da costa da Antártica Ocidental que recebem mais precipitação que a costa da Antártica Oriental. Nessas áreas, grande parte da precipitação de neve está associada a sistemas de tempestades. Especificamente no noroeste da Península, chuva pode ocorrer no verão por conta do seu regime de temperatura (King & Turner, 1997).

A explicação para as variações meridionais da precipitação é que estas estão relacionadas ao efeito da elevação orográfica sobre depleção das massas de ar oceânicas que penetram o continente (Bromwich, 1988). Em contrapartida, variações zonais tem conexão com a atividade de fenômenos de escala sinóptica, como ciclones e frentes, na zona do cinturão de baixa pressão ao redor do continente (Bromwich, 1988; King & Turner, 1997), com fortes bloqueios atmosféricos no OA (Bromwich, 1988; Turner & Pendlebury, 2004; Russel & McGregor, 2009; Wille et al., 2021) e, também, com a maior facilidade de penetração de massas de ar oceânicas em alguns setores do continente antártico (Parish & Bromwich, 2007; Nicolas & Bromwich, 2011).

Além das diferenças espaciais, há também diferenças na distribuição temporal (anual e interanual) da precipitação através do continente. Em muitas áreas do continente, mais de 40% da precipitação anual total pode vir de eventos extremos de precipitação (EPES; do inglês, *Extreme Precipitation Events*), isto é, eventos de precipitação de neve pesada que ocorrem em curto período (horas até poucos dias) (Turner et al., 2019). Como apontado por Turner et al. (2019), sabe-se que alguns desses EPES tem ligação com os “rios atmosféricos” (RA) — *i.e.*, corredores longos e estreitos de fluxo de vapor de água na atmosfera, responsáveis pela maior parte do transporte anual de umidade dos trópicos para as regiões polares, embora sejam eventos raros (Zhu & Newell, 1998; Nash et al., 2018). Na região de Dronning Maud Land são identificados nos eventos de maior precipitação a assinatura desses RA (Gorodetskaya et al., 2014). Ademais, os RA também são associados com eventos de derretimento superficial em muitos setores da Antártica, tanto no período de verão quanto no inverno (Wille et al., 2019) e, podem exercer impacto negativo na

⁴¹ Precipitação de pó de diamante é um processo de deposição de pequenos cristais de gelo, comumente de hábito prisma hexagonal (colunar) ou de placas hexagonais, que se encontram suspensos na baixa atmosfera. Eles são formados quando as baixas camadas da atmosfera atingem a condição de supersaturação com relação ao gelo (King & Turner, 1997; Lachlan-Cope, 2010).

concentração e espessura de gelo marinho, propiciando eventos de polínias — *e.g.*, recentemente foi mostrado que o gatilho inicial de alguns eventos de abertura de polínia no setor leste do Mar de Weddell foi conduzido por incursões de RA (Francis et al., 2020). Independentemente do tipo de evento de precipitação e sua intensidade, sabe-se que a maior ocorrência de precipitação acontece nos meses de outono e/ou inverno devido ao fortalecimento dos centros de baixa pressão ao redor do continente, intensificação do fluxo meridional e pela redução da capacidade da atmosfera em segurar umidade, por conta das mais baixas temperaturas nesses meses (Bromwich, 1988; van Lipzig et al., 2002; Monaghan et al., 2006, Van de Berg et al., 2006).

A respeito da acumulação na Antártica, há mais de um parâmetro de ganho de massa — *e.g.*, precipitação de neve e de poeira de diamante, a deposição de neve pelo vento, e o crescimento de cristais diretamente na superfície pela deposição de vapor (Bromwich, 1988; King & Turner, 1997; Gallet et al., 2014). Porém, nem toda a neve e cristais de gelo depositados em dado local permanecem ali acumulados, pois os ventos superficiais além de atuarem como agente de deposicional, podem também remover uma fração considerável da neve superficial por sublimação e remobilização (Ekaykin et al., 2002; Grazioli et al., 2017). Por conseguinte, a tarefa acessar o peso de cada um desses parâmetros sobre a acumulação anual em dado local pode ser um tanto complexa.

De modo geral, a grande maioria das áreas do continente tem acumulação positiva. Entretanto, em algumas áreas a acumulação pode ser negativa, caso a sublimação ou remobilização exceder as variáveis de ganho de massa. Também, há áreas relativamente grandes no continente em que não acumula neve. Um exemplo dessa situação ocorre nos Vales Secos, localizados costa ocidental de McMurdo (Terra de Victoria, Antártica Oriental) (Owens & Zawar-Reza, 2015). Nessa área a precipitação é rara, sendo quase equiparável as condições de precipitação do deserto do Atacama no Chile, e o pouco que eventualmente precipita é removido pelos fortes ventos catabáticos. Além, em algumas regiões no continente a acumulação anual pode refletir somente um parâmetro de ganho de massa; *e.g.*, nas áreas de megadunas no Platô Antártico, onde a acumulação pode ser somente um resultado do retrabalhamento da neve pelo vento (Palm et al., 2017; Listowski et al., 2019), por infreqüentemente receber eventos de precipitação de neve ao longo do ano e devido a precipitação de céu limpo ser mínima (Palermo et al., 2014).

3.3.2. Circulação em larga-escala no Hemisfério Sul

A principal força que conduz a circulação atmosférica planetária é a energia solar. Ao atingir a Terra, os raios solares aquecem mais a região tropical do que as regiões polares, gerando um excesso de energia sobre as baixas latitudes (entre 35°N e 35°S) e um déficit de energia em médias a altas latitudes (>35°). Isso ocorre por conta da combinação do efeito do ângulo de incidência da radiação solar, da obliquidade do eixo de rotação e do albedo terrestre — os quais fazem com que a energia radiante recebida nos trópicos supere a energia que essa região é capaz de emitir, e nas regiões polares o contrário. Tal desequilíbrio energético entre essas regiões, juntamente com a taxa de rotação, produz os cinturões de ventos que circundam o planeta, os quais integram três células convectivas em cada hemisfério (Célula de Hadley, Ferrel e Polar), e os sistemas meteorológicos; sendo ambos responsáveis pela redistribuição de calor em excesso através da atmosfera terrestre na tentativa de reequilibrar o *déficit* de energia nos polos⁴². A figura abaixo (**Figura 17**) mostra um esquema da circulação atmosférica para o Hemisfério Sul (daqui para frente, HS) com suas principais feições.

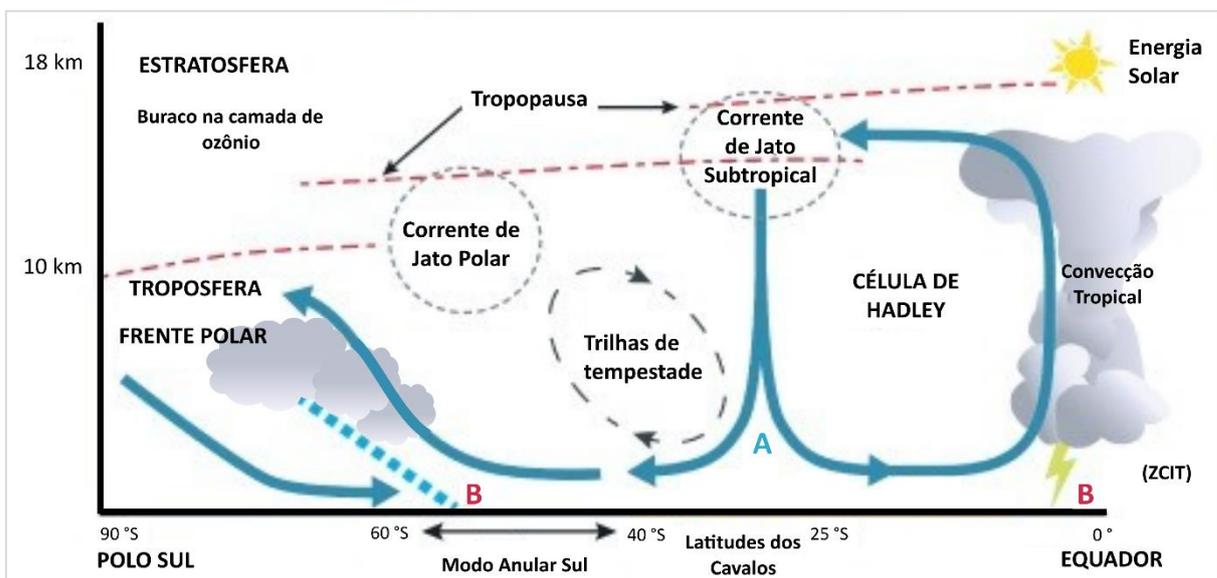


Figura 17. Esquema da circulação atmosférica meridional entre o Equador e o Polo Sul. O símbolo B e A refere-se aos cinturões de baixa e de alta pressão, respectivamente. ZCIT é a sigla oficial em português para Zona de Convergência Intertropical. Fonte: modificado de Post et al. 2014.

⁴² Esse desequilíbrio energético também impulsiona a circulação oceânica global.

Diferenças entre a circulação do HS e Norte (HN) estão ligadas a maior proporção de áreas oceânicas do que continentais no HS e uma substancialmente elevada massa de gelo sobre a região polar austral — fatores que fazem com que o HS seja relativamente mais frio que o HN, com que os ventos de oeste e leste polares sejam mais constantes/persistentes e o vórtice polar mais forte, estável e menos distorcido no HS. A configuração das células convectivas e a intensidade de fluxo meridional e zonal mudam temporalmente em escalas curtas. De fato, comparado aos oceanos, a atmosfera é substancialmente mais dinâmica — *i.e.*, ela capaz de responder com relativa rapidez às mudanças nas taxas de aquecimento em diferentes latitudes, com trilhas de tempestades e o fluxo médio mudando em escalas de dias a poucos anos (Ainley et al., 2009).

3.3.2.1. Circulação atmosférica no Ambiente Antártico

O continente antártico encontra-se inteiramente dentro da Célula Polar Austral. Basicamente, a estrutura dessa célula compreende um fluxo divergente de baixo nível que é compensado pelo transporte de ar convergente de alto nível (*e.g.*, **Figura 18a**). Nos baixos níveis da troposfera polar austral, um centro de alta pressão permanente é estabelecido devido ao resfriamento radiativo e subsidência do ar na média troposfera (**Figura 18a**). Essa alta pressão assegura uma fraca circulação anticiclônica na superfície, sobre o interior do continente antártico, a qual reduz expressivamente a quantidade de precipitação de neve nessa região, como também, promove o fluxo dos ventos catabáticos. Esses ventos, por sua vez, aumentam em intensidade e adquirem forte componente leste (devido ao Efeito de Coriolis) próximo à borda do continente (**Figura 18a, b**). Já nos médios e altos níveis da troposfera, há uma circulação ciclônica, denominada de vórtice polar troposférico, a qual inclui uma convergência de fluxo de ar de oeste vindo de médias a baixas latitudes sobre o continente (**Figura 18a**) (King & Turner, 1997; Parish & Bromwich; 2007; Barry & Chorley, 2010). O vórtice troposférico é aproximadamente simétrico ao redor do polo, mas possui centro de baixa pressão um pouco voltado para o SMR (Parish & Bromwich; 2007; Barry & Chorley, 2010). Ele comporta na sua borda, nos altos níveis da troposfera e tropopausa, uma forte corrente de movimento para leste (a Corrente de Jato Polar; **Figura 17**) (Barry & Chorley, 2010). De acordo com Parish & Bromwich

(2007), a espessura da camada de ventos catabáticos é da ordem de 500m acima do terreno ou menor (**Figura 18b**). Acima de 500 m as linhas de fluxo formam um vórtice anticiclônico paralelo aos contornos topográficos (**Figura 18c**). A transição da circulação anticiclônica para a ciclônica começa entre 1000 e 2000 m acima do terreno e, em 5000 m a circulação ciclônica já encontra-se bem estabelecida (**Figura 18a**).

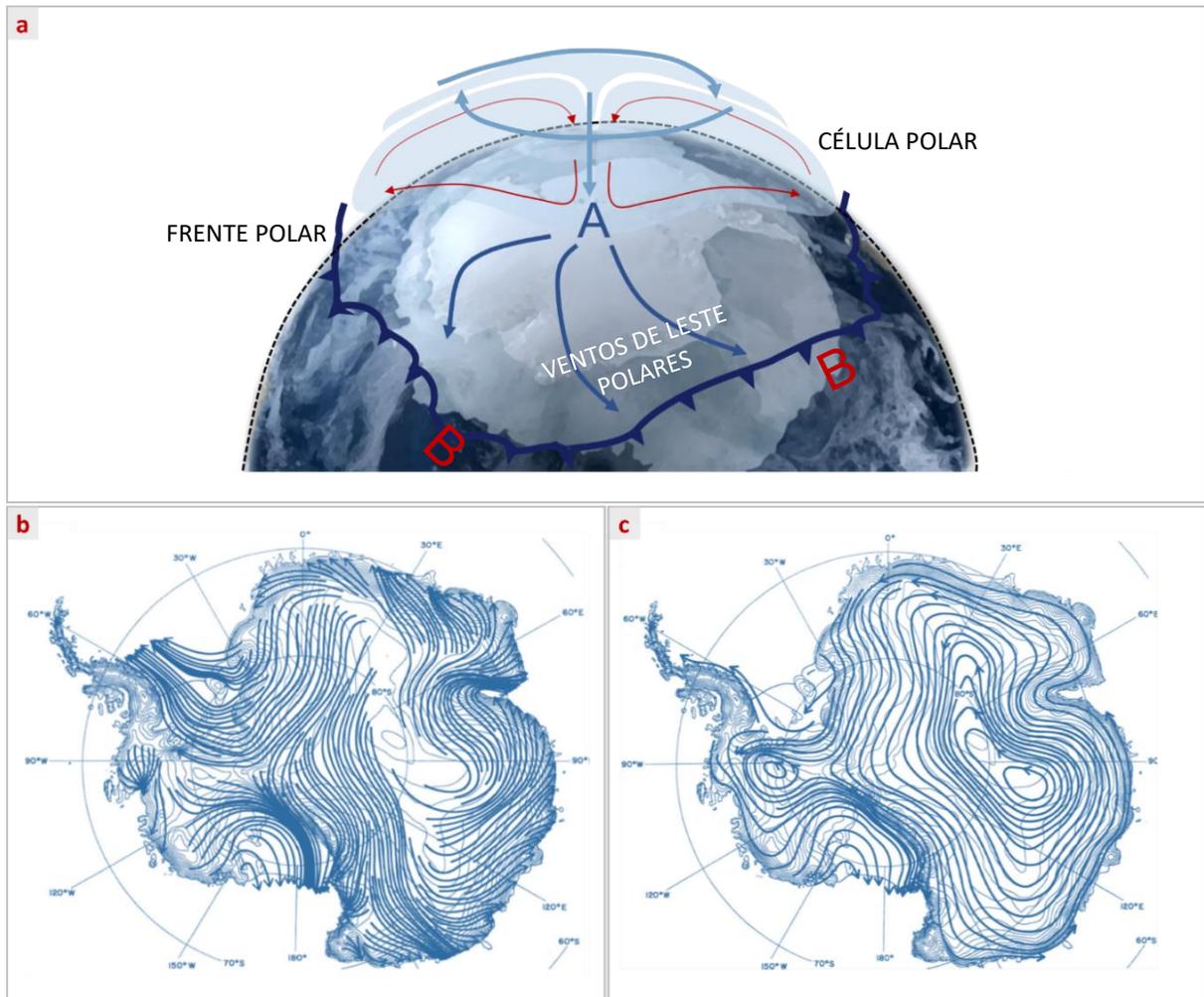


Figura 18. Modelo conceitual simples da circulação sobre o continente e linhas de fluxo de ar em baixos níveis sobre continente antártico. Em (a) o modelo conceitual enfatizando a subsidência na média troposfera sendo compensada pelo fluxo divergente em superfície; em (b) fluxo de ar à 100 m acima do solo e em (c) à 500 m acima do solo. Fonte: imagem utilizada no modelo apresentado em (a) pertence a NASA; (b) e (c) são simulações em Antarctic Mesoscale Prediction System (AMPS) para o período de 06/2003 a 05/2004 feitas por Parish & Bromwich (2007).

Ao migrar em direção ao norte sobre a superfície oceânica relativamente mais quente, o ar frio carregado pelos ventos de leste provoca fortes instabilidades baroclínicas e convecção. Tal fenômeno estabelece uma zona de frente ao redor do continente, denominada de Frente Polar (**Figura 17; Figura 18a**). Nos baixos níveis

da troposfera, a Frente Polar marca o limite da Célula Polar com a de Ferrel (**Figura 17**). Esta frente é responsável pela formação de sistemas ciclônicos de mesoescala e inúmeros ciclones sinóticos ao redor da fronteira da região Antártica (King & Turner, 1997; Turner & Pendlebury, 2004; Parish & Bromwich; 2007). Apesar de tais sistemas ciclônicos de alta latitude, junto com alguns ciclones extratropicais vindos de médias latitudes, influenciarem fortemente o regime de precipitação na costa do continente, estes dificilmente conseguem migrar longas distâncias em direção ao interior e acabam sendo dissipados conforme viajam zonalmente para leste (Turner & Pendlebury, 2004). O que se tem observado é que a ocasional penetração de grandes vórtices ciclônicos para dentro do continente (assim como de RA) usualmente está associada a uma perturbação expressiva do jato circumpolar por eventos de ondas planetárias de larga escala (ou ondas Rossby – *i.e.*, anomalias de altura geopotenciais positivas e negativas alternadas), os quais geram condições de bloqueios atmosféricos intensos nas áreas ao norte do continente, *e.g.*, bloqueio no setor do mar da Tasmânia, e no sudoeste da América do Sul (*e.g.*, Turner & Pendlebury, 2004; Russel & McGregor, 2009; Servettaz et al., 2020; Wille et al., 2021). Embora o vórtice troposférico no HS seja mais estável em comparação com o do HN, tais perturbações ocorrem com uma amplitude de onda menor.

Outra característica relevante a se destacar sobre a circulação atmosférica na Antártica, é que na zona da Frente Polar, a intensa convecção e, também, formação e dissipação de sistemas ciclônicos, cria simultaneamente de quatro a seis centros de baixa pressão bem marcados (*e.g.*, o da Mar de Weddell, Davis, Ross e Bellingshausen etc.). Por conseguinte, tal zona é conhecida como cinturão de baixa pressão semipermanente (ou cavado circumpolar) (King & Turner, 1997; Turner & Pendlebury, 2004; Simões, 2011b). Estes centros de baixa pressão exercem um importante papel na troca de massa e energia entre médias e altas latitudes, pois carregam o ar relativamente quente e úmido dos trópicos em direção aos polos, em seus flancos orientais, gerando instabilidade sobre o continente; e o ar frio e seco do interior no continente em direção às latitudes mais baixas, em seus flancos ocidentais, mantendo a formação de frentes frias ao redor continente e, assim, o equilíbrio na Célula Polar (King & Turner, 1997; Parish & Bromwich; 2007; Owens & Zawar-Reza, 2015).

Acima do vórtice troposférico polar austral, há outro vórtice ciclônico de escala planetária: o vórtice estratosférico. Diferenças entre esses dois vórtices estão

relacionadas a posição, estrutura e sazonalidade. Enquanto o troposférico tem borda situada em $\sim 40^{\circ}$ - 55° S e existe durante o ano todo, o estratosférico ocupa $\sim 60^{\circ}$ S e opera somente entre o outono e a primavera (**Figura 19**) (Waugh et al., 2017). Ademais, o vórtice estratosférico possui uma estrutura mais estável e simétrica do que o troposférico.

A forte circulação e estabilidade do vórtice polar estratosférico faz com que um núcleo de ar mais frio seja mantido sobre o interior do continente, inibindo, assim, a penetração do ar estratosférico relativamente mais quente dos trópicos sobre a região polar. Ou seja, em contraste com o seu homólogo no HN, eventos de aquecimento estratosférico são raros, pois dificilmente o vórtice estratosférico polar austral é perturbado pelos eventos de ondas de Rossby (Waugh et al., 2017). Além, em consequência de tais características, no interior desse vórtice as temperaturas podem chegar facilmente a abaixo de -78°C , propiciando a formação de nuvens estratosféricas (c.f. apontado no tópico 3.3.1.).

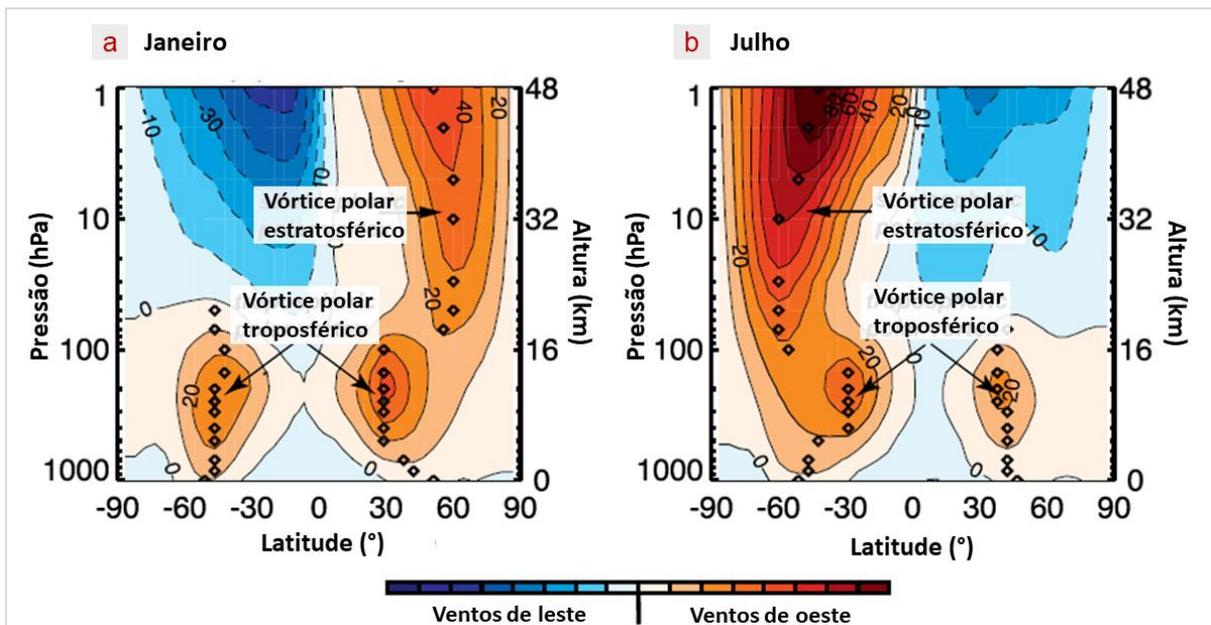


Figura 19. Perfis de média zonal climatológica dos ventos zonais em Janeiro (a) e Julho (b). Note: (1) a diferença de estrutura do vórtice polar estratosférico entre o verão o inverno; (2) o aumento da intensidade do fluxo do vórtice com a elevação; (3) que o fluxo do vórtice do HS é mais intenso do que o do HN. Diamantes marcam de forma aproximada a borda do vórtice em cada hemisfério. Fonte: modificado de Waugh et al., 2017; dados extraídos da NOAA (USA).

Segundo Waugh et al. (2017), independente do hemisfério, ambos os vórtices podem influenciar eventos climáticos extremos em superfície, entretanto, o troposférico é mais relevante para o clima de superfície.

3.3.3. Variabilidade Climática Antártica

A variabilidade climática corresponde a variações no estado médio da atmosfera dentre outras estatísticas de elementos do clima em todas as escalas temporais e espaciais, além de eventos climáticos individuais (*i.e.*, a variabilidade climática refere-se à variação do clima em relação à sua média) (Barry & Chorley, 2010; OMM/ONU). Considerando a região Antártica, a variabilidade interanual e interdecadal intensa sempre domina, sobretudo no OA e na zona costeira da Antártica, resultando num alto grau de variabilidade em muitos dos parâmetros climáticos — *e.g.*, temperatura, precipitação, cobertura de gelo marinho etc. Isso pode ser explicado por inúmeros fatores: tanto por características fisiográficas do ambiente polar austral (*i.e.*, a forma elevada e assimétrica do continente antártico e pela conexão do OA com as demais bacias oceânicas da Terra, o que o torna sensível a qualquer perturbação global); quanto por constantes interações entre atmosfera-oceano-gelo marinho que desencadeiam uma gama *feedbacks* positivos que melhoram a variabilidade climática regional (King & Turner, 1997; Lachlan-Cope et al., 2001; Turner & Pendlebury, 2004).

Uma parcela significativa da variabilidade total da circulação das altas latitudes do HS pode ser descrita por vários modos de variabilidade climática (Adams et al., 2009). O Modo Anular Sul⁴³ (SAM; do inglês, *Southern Annular Mode*) é o modo dominante de variabilidade climática extratropical do HS⁴⁴ (*e.g.*, Thompson & Solomon, 2002; Marshall, 2003; Marshall et al., 2004; Gillet et al., 2006; Adams et al., 2009; Fogt & Marshall, 2020). Ele representa a variabilidade mensal da circulação entre altas e médias latitudes austrais em função do gradiente de pressão atmosférica (**Figura 17**). Este modo possui uma estrutura anelar, assimétrica, e é descrito por meio de um índice que reflete a intensidade desse gradiente de pressão (Marshall, 2003). Quando a polaridade desse índice é positiva (SAM (+)) tem-se condições de gradiente de pressão amplificado entre as altas e médias latitudes — com anomalias negativas de pressão média ao nível do mar (PMNM)/altura geopotencial (850 hPa) ao redor do continente antártico (~65°S) e anomalias positivas nas latitudes médias (~40°S),

⁴³ Também conhecido como Oscilação Antártica.

⁴⁴ O SAM influencia a temperatura e a distribuição da precipitação entre o subtropicais até as altas latitudes polares do HS. Estima-se que ele explica ~35% da variabilidade climática no HS (Adams et al., 2009).

induzindo assim o fortalecimento e contração do jato polar para o sul. Em contraste, quando em polaridade negativa (SAM (-)), tem-se a situação oposta — *i.e.*, com anomalia positiva PMNM/altura geopotencial (850 hPa) ao redor do continente antártico (~65°S) e negativa nas latitudes médias (~40°S), resultando no enfraquecimento do jato polar e migração deste para norte (Thompson & Solomon, 2002; Marshall, 2003; Marshall et al., 2004; Gillet et al., 2006).

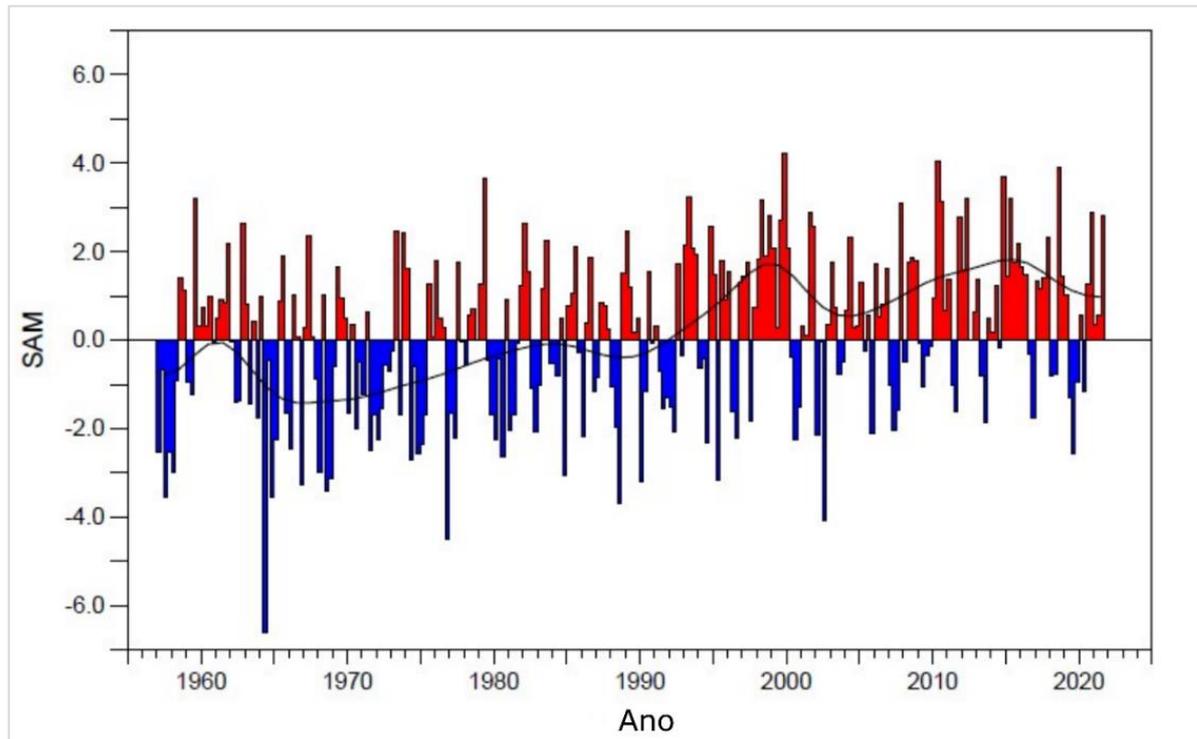


Figura 20. Valores sazonais do índice SAM calculados a partir dos dados da estação. A curva preta suavizada refere-se a variações decadais. Fonte: atualizado de Marshall (2003); extraído de <http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/sam.html>.

Nas últimas três décadas o SAM tem se mantido em sua fase positiva, especialmente no verão e no outono (**Figura 20**; Marshall, 2003). Explicações para isto estão relacionadas a influência antrópica sobre o sistema climático — tanto devido ao aumento dos gases estufas como a depleção da camada de ozônio nas últimas décadas por conta da emissão de CFCs⁴⁵ (Thompson & Solomon, 2002; Marshall et

⁴⁵ Por exemplo, a depleção da camada de ozônio, que ocorre na primavera, acarreta o resfriamento da baixa estratosfera e diminuição da altura geopotencial. Como consequência disso, o gradiente térmico regional aumenta, provocando a aceleração do vórtice estratosférico, e o acoplamento entre a estratosfera e a troposfera é melhorado, favorecendo a transmissão desta assinatura de intensificação da circulação para a troposfera e, assim, a migração da corrente de jato polar para sul (Thompson et al., 2011; Previdi & Polvani, 2014; Dennison et al., 2015).

al., 2004; Dennison et al., 2015; Fogt & Marshall, 2020). Reconstruções históricas do índice de SAM para os últimos mil anos, usando como *proxy* dados de testemunhos de gelo da Antártica⁴⁶ e de anéis de árvore e sedimentos de lagos da América do Sul (Abram et al., 2014; revisado por Fogt & Marshall, 2020), apontam que essa permanência nesse nível positivo atual não tem precedentes. Uma das consequências mais nítidas da mudança para o estado de SAM (+) para a Antártica foi o aquecimento da Península Antártica (especialmente da região nordeste) e resfriamento no interior do continente antártico observado no final do século XX (e.g., Kwok & Comiso, 2002; Thompson & Solomon, 2002; Marshall, 2006).

Outro padrão de variabilidade climática de larga escala que afeta as altas latitudes austrais é o El Niño Oscilação Sul (ENSO; *El Niño Southern Oscillation*) (King & Turner, 1997; Turner, 2004; Adams et al., 2009). O ENSO é reconhecidamente a flutuação climática interanual/interdecadal mais forte em escala global. Embora seja um evento desencadeado no Pacífico Tropical, por conta de interações entre o oceano e atmosfera, o ENSO impacta a variabilidade nas demais regiões da Terra através de “pontes atmosféricas” e de “túneis oceânicos” – i.e., por teleconexões⁴⁷ (Philander, 1989; Trenberth, 1997; McPhaden et al., 2006).

Dentre todas os setores da Antártica, o SMAB é o que captura o sinal mais pronunciado das situações extremas de ENSO — El Niño (SOI (-); *Southern Oscillation Index*⁴⁸) e La Niña (SOI (+)) (King & Turner, 1997; Turner, 2004). E.g., nos últimos anos, muitos estudos têm abordado o impacto espacial e temporal do ENSO sobre o regime de temperatura na Península Antártica. Os trabalhos de Clem e colaboradores (2013; 2016), apontam que o fenômeno ENSO influencia mais fortemente a variabilidade da temperatura na região ocidental da Península em quase

⁴⁶ Sob a escala do continente Antártico, os registros dos testemunhos de gelo na escala interanual são dominados pelo SAM (e.g., Schneider et al., 2006).

⁴⁷ As teleconexões são causadas pelo transporte de energia e propagação de ondas na atmosfera e no oceano. Elas permitem que a atmosfera atue como uma “ponte” entre diferentes partes do oceano e permite que o oceano aja como um “túnel” ligando diferentes regiões atmosféricas (Liu & Alexander, 2007).

⁴⁸ O índice SOI é o índice padronizado baseado nas diferenças de pressão ao nível do mar (PMNM) observadas entre Taiti (Pacífico Central) e Darwin (Austrália). Ele é uma medida das flutuações em grande escala na pressão do ar que ocorrem entre o Pacífico tropical ocidental e oriental durante episódios de El Niño e La Niña. A fase negativa do SOI representa a pressão atmosférica abaixo do normal no Taiti e a pressão atmosférica acima do normal em Darwin. Enquanto a positiva apresenta padrão inverso. Períodos prolongados de valores SOI negativos (positivos) coincidem com águas oceânicas anormalmente quentes (frias) em todo o Pacífico tropical oriental, o que é típico de episódios de El Niño (La Niña). (NOAA / USA; <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/soi>).

todas as estações (com exceção do verão) e em ambos os lados da Península somente nos meses de inverno e primavera (no entanto, no lado oriental (NE) a influência do SAM sobre a temperatura é mais proeminente, sendo persistente e significativa em todas as estações do ano). Ademais, outros estudos recentes, tem mostrado a relação das fases extremas de ENSO com o derretimento basal das plataformas de gelo do setor de Amundsen, *e.g.*, na P.G. da Geleira Pine Island e na Getz (ver localização na **Figura 12**), entre outras (*e.g.*, Dutriex et al., 2014; Paolo et al., 2018) e também com variações na extensão do gelo marinho desde o Mar de Ross e até o de Weddell (*e.g.*, Turner, 2004; Yuan, 2004; Stammerjohn et al., 2008). Há também trabalhos que destacam a assinatura de ENSO na acumulação no SMAB (*e.g.*, Sasgen et al., 2010).

Atualmente, tem-se o conhecimento de que ocorre uma interação mútua entre o ENSO e o SAM (Turner, 2004; Fogt e Bromwich, 2006; Fogt et al., 2011; Hernández et al., 2020). Há um entendimento de que os eventos ENSO afetam o SAM e que a fase do SAM modula a transmissão do sinal dos eventos ENSO para a Antártica (*i.e.*, o grau de teleconexão entre o Pacífico Tropical e o SMAB) (Fogt et al., 2011). De acordo com alguns estudos (Stammerjohn et al., 2008; Fogt e Bromwich, 2006; Fogt et al., 2011), a resposta da criosfera e atmosfera Antártica aos eventos ENSO é mais forte nas seguintes situações: (1) quando os eventos de ENSO ocorrem em condições de SAM fraco; (2) quando o evento de La Niña ocorre com SAM (+); ou quando o de El Niño ocorre com SAM (-). *I.e.*, estes estudos enfatizaram a dependência de uma relação em fase entre os dois modos para haver teleconexões mais fortes. Além disso, em vários estudos é apontado que a maior influência do ENSO sobre o SMAB normalmente ocorre no inverno e na primavera, devido a condições teleconexões mais fortes entre o pacífico tropical e o SMAB nesse período (*e.g.*, Clem et al., 2016; Clem et al., 2017; entre outros).

O trem de ondas de Rossby que liga o Pacífico Central Tropical com SMAB é denominado de Padrão Pacífico América do Sul (PSA; *Pacific-South American pattern*; Mo and Ghil, 1987) (Adams et al., 2009; Ding et al., 2011). Este padrão consiste em trilhas estacionárias de anomalias geopotenciais de sinal alternado entre a região do Pacífico/Indonésia e o setor do Atlântico Sul, na região próxima a Passagem de Drake. Por um tempo foi pensado que o PSA era principalmente forçado em resposta ao aquecimento anômalo de áreas equatoriais, ligado a eventos ENOS — com anomalia de altura geopotencial positiva no mar de Amundsen (PSA1+)

associada a situações de El Niño e com anomalia de altura geopotencial negativa (PSA1-) ligada a situações de La Niña (Turner, 2004; Adams et al., 2009; Irving & Simmonds, 2016). Entretanto, atualmente é também aceito que o padrão PSA pode ser um resultado de flutuações atmosféricas internas, devido à observação desse padrão em eventos fracos de ENSO (Adams et al., 2009; Irving & Simmonds, 2016). O modo PSA explica a presença do Dipolo da Antártica — *i.e.*, anomalias opostas de TSM e gelo marinho entre a região de Bellingshausen e a região ocidental do SMW. E, conforme mostrado por Ding et al. (2011), o padrão PSA influencia a estrutura do SAM no setor Pacífico, sendo o responsável pela assimetria da estrutura do modo anular austral.

Tanto o ENSO, SAM e o padrão PSA afetam a área climatológica de baixa pressão dos Mares de Amundsen e Bellingshausen (cuja sigla em inglês é ABSL; *Amundsen Bellingshausen Sea Low*⁴⁹). A ABSL é a zona climatológica de baixa pressão mais profunda da Antártica. Esta zona existe, e se difere das outras duas zonas, não só devido à presença de inúmeros sistemas de baixa pressão em escala sinótica neste setor ao longo de todo o ano, mas também por causa da forma assimétrica e destacada da Antártica Ocidental e da interação dos ventos de oeste com esta topografia (Lachlan-Cope et al., 2001; Raphael et al., 2016; Goyal et al., 2021).

A ABSL exerce um papel crucial na modulação da advecção de massas de ar para Antártica Ocidental e Península Antártica. Como consequência disso, ela influencia fortemente o clima dessas regiões, controlando a temperatura superficial, precipitação, fração de nuvens, vento meridional próximo a superfície e a cobertura de gelo marinho entre a PGR e a Península (Nicolas & Bromwich, 2011; Hosking et al., 2013; Raphael et al., 2016). A ABSL varia sazonalmente em posição e intensidade. No verão ela encontra-se mais ao norte e próxima da Península, enquanto no inverno ela está mais ao sul e na região do Mar de Ross (Hosking et al., 2013; Raphael et al., 2016). Com respeito a sua profundidade, Hosking et al. (2013) mostrou que sem o efeito dos modos (*i.e.*, excluindo a pressão regional de fundo) a ABSL alcança as menores PMNM no período de inverno, sendo menos profunda no verão. Já quando considerado a influência da pressão regional (*i.e.*, a pressão real), as mais baixas

⁴⁹ Também referenciada somente como Amundsen Sea Low (ASL). Ela ocupa a banda latitudinal entre 60°S e 70°S desde o Mar de Ross até o de Bellingshausen.

pressões ocorrem nas estações equinociais, principalmente na primavera (Hosking et al., 2013; Raphael et al., 2016).

As fases do SAM e do ENSO afetam mais a profundidade da ABSL. *E.g.*, em condições de SAM (+) e em eventos de La Niña na primavera⁵⁰ a ABSL é relativamente mais profunda, causando uma amplificação da advecção de massas de ar quente sobre a Antártica Ocidental e proporcionando redução significativa de concentração de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen (Turner et al., 2013; Hosking et al., 2013; Raphael et al., 2016; Clem et al., 2017). Diferentemente, o padrão PSA exerce maior influência sobre a posição zonal da ABSL, portanto, influi mais na variabilidade espacial do clima da Antártica Ocidental e Península (Turner et al., 2013).

Recentemente, foi mostrado que a variabilidade climática tropical também se conecta com o clima no interior da Antártica. Clem et al. (2020) mostram que o aquecimento de $0,61 \pm 0,34$ °C evidenciado no Polo Sul nas últimas três décadas foi devido ao estabelecimento de uma forte teleconexão entre a região oriental do SMW e o Pacífico Central tropical nesse período — favorecida pela persistência de anomalia de temperatura tipo Lã Niña (mais fria) na superfície do mar sobre o Pacífico Tropical nas últimas décadas (mudança para fase IPO (-)⁵¹) e pela persistência de condições de SAM (+). Segundo Clem et al. (2020), tais condições induziram uma expressiva diminuição da PMNM da ABSL e uma forte anomalia ciclônica sobre o Mar de Weddell, resultando em uma maior advecção de ar relativamente mais quente e úmido do Atlântico Sul para interior do Platô Antártico nesse setor devido ao fortalecimento da circulação. Este padrão de circulação, observado nestas últimas décadas, também explica o recente resfriamento da Península Antártica (Turner et al., 2016).

⁵⁰ Por ser a estação em que comumente as teleconexões trópicos-extratrópicos são mais fortes (c.f., mencionado anteriormente).

⁵¹ A Oscilação Interdecadal do Pacífico (IPO; sigla em inglês de Interdecadal Pacific Oscillation) representa o modo decadal do ENSO – portanto a tendência decadal de TSM no Pacífico Central Tropical. A Fase negativa da IPO representa maior frequência de eventos La Niña (resfriamento), enquanto a fase positiva está relacionada a maior frequência de eventos El Niño (aquecimento).

Capítulo 4. A ciência dos testemunhos de *firn* e de gelo

4.1. O REGISTRO AMBIENTAL DOS MANTOS DE GELO

4.1.1. As informações ambientais asseguradas nos mantos de gelo

A acumulação de neve, ano após ano, o mantimento das condições de clima frio por centenas de milhares de anos, promovendo que a precipitação de neve constantemente excedesse a ablação, e o processo de transformação da neve em gelo glacial (*i.e.*, processo de metamorfismo da neve) propiciaram a formação dos mantos de gelo polares (Convey et al. 2009; Benn & Evans, 2014; Barry & Gan, 2011). Estes enormes compartimentos da criosfera, além de exercerem um papel crucial na regulação do clima global (tópico 3.1.3.), asseguram um valioso registro da história do clima e ambiente passado. Tal valor advém tanto da variedade de assinaturas químicas, biológicas e físicas contidas ao longo da sua estratigrafia, que refletem os diferentes estados da atmosfera, mudanças nos ciclos biogeoquímicos globais⁵², os ciclos climáticos orbitais, a variabilidade climática interna suborbital, a dinâmica climática da Antártica e as mudanças climáticas abruptas ao longo do Quaternário entre outras informações; quanto da maior continuidade e alta resolução do seu registro, comparado a outros arquivos naturais que também guardam informações paleoclimáticas e paleoambientais (Legrand & Mayewski, 1997; Cuffey & Paterson, 2010; Wolff, 2012; Brook & Buizert, 2018).

O quadro abaixo (**Quadro 2**) dá a dimensão da riqueza de informações ambientais contidas nos mantos de gelo — as quais podem ser obtidas através de estudos com amostras verticais dos mantos de gelo polares (*i.e.*, pela recuperação de testemunhos).

⁵² O sinal químico detectado nos mantos de gelo polares é o que de fato contribui para o caráter global das interpretações, devido ao maior isolamento dessas regiões em relação as fontes de aerossóis e ao registro das paleoatmosferas nas bolhas do gelo glacial (Legrand & Mayewski, 1997; DOME-F ICE CORE RESEARCH GROUP, 1998; Wolff, 2012; Brook & Buizert, 2018).

Quadro 2. Espécies químicas, parâmetros físicos e materiais biológicos investigados por meio da amostragem dos mantos de gelo polares com suas informações ambientais possíveis de serem extraídas.

Assinaturas (químicas-físicas-biológicas)	Informações ambientais
$\delta^{18}\text{O}$ e δD	Temperatura média anual, paleotemperaturas
$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$ e δD , excesso de deutério (d), excesso de ^{17}O	Fonte de umidade: origem, características, mudanças
Conteúdo iônico (e.g., nssCa^{2+} , ssNa^{+} , Cl^{-} , SO_4^{2-}), de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$ e δD) e de micropartículas, medidas de condutividade elétrica (da sigla em inglês ECM)	Padrões de circulação atmosférica, força de transporte, paleoatmosferas
Formiatos (CHOO^{-}), acetatos ($\text{CH}_3\text{COO}^{-}$), oxalatos ($\text{C}_2\text{O}_4^{2-}$)	Emissões antropogênicas (veículos), emissões biogênicas continentais, queima de biomassa, emissões biogênicas marinhas (degradação de ácidos graxos emitidos por fitoplâncton), produto secundário formado pela degradação de outros compostos orgânicos dentro da nuvem
Na^{+} , Br^{-} , I^{-} , Cl^{-} , excesso de Cl^{-} , ácido metanosulfônico (MSA; $\text{CH}_3\text{SO}_3\text{H}$), ácido oleico ($\text{C}_{18}\text{H}_{34}\text{O}_2$), ácido azelaico ($\text{C}_9\text{H}_{16}\text{O}_4$), $\delta^{18}\text{O}$, δD e d.	Extensão e concentração da cobertura de gelo marinho
MSA	Ciclo biogeoquímico do enxofre, correlação com eventos ENOS (El Niño Oscilação Sul)
nssSO_4^{2-}	Atividade biológica e vulcânica
Fe^{2+} , ECM	Atividade vulcânica
$\delta^{34}\text{S}$	Atividade vulcânica, poluição por combustíveis fósseis, atividade biológica marinha, emissões oceânicas de enxofre
Conteúdo de tefras	Origem do vulcanismo
H_2O_2	Capacidade oxidativa da atmosfera
$\delta^{13}\text{C}$, CO_2 , N_2O , carbono negro, excesso de Pb	Emissões de combustíveis fósseis
Carbono negro (<i>black carbon</i>), levoglucosan ($\text{C}_6\text{H}_{10}\text{O}_5$), ácido desidroabiético ($\text{C}_{20}\text{H}_{28}\text{O}_2$), ácido vanílico ($\text{C}_8\text{H}_8\text{O}_4$), ácido p-hidroxibenzóico ($\text{C}_7\text{H}_6\text{O}_3$), etano (C_2H_6), acetileno (C_2H_2), etc.	Queima de biomassa

CO ₂ , CH ₄	Efeito estufa
O ₂ , N ₂ , N ₂ O, CO ₂ , CO	Paleoatmosferas
Pb, Zn, Cu, Cd, Hg, As, U, ph, pesticidas (DDT), bifenilpoliclorados (sigla: PCB's), clorofluorcarbonos (sigla: CFC; e.g., CCl ₃ F, CCl ₂ F ₂), conteúdo de microplástico	Poluição global
Conteúdo de micropartículas, Al, Si, Ca	Desertificação global
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁷ Pb, ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr, ⁸⁷ Rb/ ⁸⁷ Sr e εNd	Origem da poluição ou da fonte de poeira, circulação atmosférica, transporte
Fluxo de Pb	Crises econômicas e epidemias
Ni, Fe, Mg, Ir, fragmentos	Influxo de material extraterrestre
¹⁴ C, ¹⁰ Be, ³⁶ Cl, ²⁶ Al, NO ₃ ⁻	Atividade solar
Atividade β total, ⁹⁰ Sr, ¹³⁷ Cs	Testes nucleares e acidentes
³ H	Explosões termonucleares
Temperatura no poço de sondagem	Temperatura média local
Feições de derretimento	Temperatura no verão
Diferenças granulométricas	Períodos mais frios (mais fina) / períodos mais quentes (mais grossa)
Acumulação anual	Extensão da cobertura de gelo marinho, padrões de circulação atmosférica
Diatomáceas (abundância)	Velocidade do vento
Microrganismos	Transporte atmosférico, estudar a microevolução, estratégias adaptativas e fatores ambientais que influenciam na formação dos genomas desses microrganismos de ambiente extremo, reações metabólicas
Pólen e esporos	Transporte atmosférico, dinâmica dos ecossistemas, mudança do tipo de vegetação e modificações da cobertura vegetal nos continentes adjacentes.
Material genético (RNA, DNA)	Informações sobre o clima na época anterior ao congelamento (análise de amostras da base do

	manto de gelo), detecção de (novos) vírus e microrganismos.
--	---

Fonte: modificado de Bernardo (2005).

Dada as informações listadas no **Quadro 2**, é evidente que as informações ambientais de caráter global são obtidas essencialmente por meio da análise das assinaturas químicas extraídas dos testemunhos de gelo. As assinaturas químicas consistem na composição isotópica das moléculas de água ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$ e δD), bem como, na concentração de impurezas (e.g., aerossóis⁵³ e gases solúveis) retidas na neve, *firn* e gelo e na composição do ar aprisionado nas bolhas do gelo ($\delta^{15}\text{N}_{\text{atm}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, gases traços (e.g., CH_4 , CO , CO_2), isótopos radioativos) (Bales & Wolff, 1995; Legrand & Mayewski, 1997; Wolff, 2012). Com respeito a composição isotópica da água, esta é um importante e consagrado *proxy* para obter informações sobre variação de temperatura de condensação e de fonte de umidade ao longo do tempo (cf. apresentado no **Quadro 2**). Por ser o tema desse trabalho, uma revisão de maior detalhe sobre os isótopos estáveis de água é dada no próximo capítulo.

Impurezas são potenciais *proxies* de padrão de transporte atmosférico, atividade ciclônica, proveniência de partículas, poluição global, queimadas, eventos de vulcanismo, capacidade oxidativa da atmosfera, atividade solar, extensão do gelo marinho e de áreas desérticas etc. (**Quadro 2**) (Bales & Wolff, 1995; Legrand & Mayewski, 1997; Wolff, 2012). Basicamente, todas estas informações provêm principalmente da variedade de composições dos aerossóis que são acumulados sobre a neve ao longo do tempo (e.g., bioaerossóis marinhos, sal marinho, poeira continental, aerossóis vulcânicos, poluentes etc.). Ademais, as impurezas representam a composição química atmosférica local no passado, embora não em igual proporção, porque a sua função de transferência da atmosfera para a criosfera é complexa (não linear) e pode variar devido a modificações na força de deposição — desencadeadas por mudanças no estado climático geral e/ou na abundância das espécies químicas na atmosfera, bem como, por interferências entre essas espécies (Bales & Wolff, 1995; Wolff, 2012).

⁵³ Um aerossol é um conjunto de partículas sólidas, líquidas ou de fase mista suspensas no ar. O termo aerossol foi cunhado pelo físico-químico britânico Frederick George Donnan (1870-1956) (Jacobson et al., 2012).

Diferente das outras assinaturas químicas, o conteúdo de ar aprisionado nas bolhas registra diretamente o ambiente passado (Cuffey & Paterson, 2010), sendo o único registro direto da composição atmosférica antes das medições modernas (Wolff, 2012; Brook & Buizert, 2018). As bolhas no gelo contêm praticamente todos os componentes estáveis da atmosfera, com exceção das espécies de vida curta (e.g., OH^- , H_2O_2) que se adsorvem fortemente no gelo (Wolff, 2012). Os mais icônicos estudos envolvendo a análise do ar contido nas bolhas são os de medições das concentrações de CO_2 e CH_4 . Através da reconstrução da concentração desses dois importantes gases do efeito estufa até o Pleistoceno, com os dados dos testemunhos de gelo profundos recuperados no Platô da Antártica (e.g., o testemunho EPICA Domo C, o de Vostok etc.), foi evidenciado que a série temporal de ambos possui uma boa correlação com a série de δD (*proxy* de temperatura) — com as baixas concentrações ocorrendo em períodos frios (glaciais) e altas concentrações durante os períodos quentes (interglaciais) (Petit et al., 1999; Siegenthaler et al., 2005; Loulergue et al., 2008; Lüthi et al., 2008). As observações desses estudos suportam a ideia do *feedback* positivo entre CO_2 e temperatura (*i.e.*, de que ambos estão intimamente ligados, e cada um age para amplificar mudanças no outro), sugerem fortemente que os principais processos que controlam a dinâmica do CO_2 estão no OA e apontam que as variações das concentrações de CH_4 provavelmente estão mais relacionadas a mudanças na força das fontes (extensão das zonas úmidas tropicais e boreais e o grau de emissão dessas áreas) e sumidouros (concentrações de OH^-) de CH_4 . Além, a união das séries obtidas nos testemunhos com a série instrumental moderna mostra que as cargas atmosféricas atuais do CO_2 e CH_4 parecem não ter precedentes nos últimos ~800 mil anos (ver dados da NOAA/GML; <https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/>).

4.1.2. O processo de captura e preservação das condições ambientais

A transferência, aprisionamento e preservação no manto de gelo dessa variedade de assinaturas químicas, com alto potencial para a reconstrução das condições ambientais passadas, é resultado da continua transferência de massa dos oceanos e continentes para a atmosfera e da atmosfera para a superfície dos mantos de gelo polares (4.1.2.1.), como também, da transformação da neve em gelo glacial (4.1.2.2.).

4.1.2.1. Transferência de massa da atmosfera para a superfície dos mantos de gelo

A cada evento de precipitação, os cristais de gelo formados além de gravarem informações sobre as condições de temperatura local e da viagem do vapor de água — que posteriormente podem ser acessadas pela análise de sua composição isotópica (*cf.*, explicado no próximo capítulo) — eles também carregam consigo as impurezas contidas na atmosfera (*i.e.*, aerossóis e químicos de fase gasosa) (Legrand & Mayewski, 1997). Por envolver fase úmida, esse processo é denominado de deposição úmida de impurezas e ele ocorre tanto porque vários tipos de impurezas servem como núcleo de condensação para os cristais de gelo ou porque elas são capturadas na troposfera pelos cristais de gelo já formados (Barry & Gan, 2011). Nas condições climáticas atuais, a deposição úmida domina na Groenlândia e na costa Antártica (Wolff, 2012).

Além da deposição úmida, há também um outro tipo de deposição de impurezas sobre o manto de gelo, denominado de deposição seca. Este processo consiste no impacto e infiltração direta de aerossóis através da parte superior do *firm*. Isto é, quando os ventos superficiais são bombeados dentro das camadas superiores do *firm* sua carga de partículas é filtrada, contribuindo com a deposição de uma grande fração de impurezas (Cunningham & Waddington, 1993). Esse processo é importante em lugares de baixa acumulação de neve, como o Platô da Antártica Oriental (Cunningham & Waddington, 1993; Wolff, 2012).

4.1.2.2. Transformação da neve em gelo glacial

A transformação da neve em gelo glacial é o que proporciona o aprisionamento e preservação das assinaturas químicas no manto de gelo. Ela não é um processo direto, pelo contrário, envolve alguns estágios intermediários de mudanças estruturais antes da neve se tornar gelo. Basicamente, essas mudanças estruturais, as quais induzem a constante densificação e redução da porosidade e permeabilidade com o aumento da profundidade, incluem a modificação da forma/tamanho, deformação e a coalescência dos flocos de neve. Os mecanismos e o tempo por trás da transformação

da neve em gelo glacial de uma dada região dependem fortemente das suas condições climáticas. Para a Antártica, este processo é relativamente mais lento e ocorre sob condições secas⁵⁴, portanto as mudanças estruturais são regidas principalmente pelo vento e pelo gradiente de temperatura entre a camada de ar próxima a superfície e as camadas dos níveis superiores do manto de gelo, além da compactação dos grãos de neves pelo peso das camadas subjacentes (Sturm, 2003; Benn & Evans, 2014; Barry & Gan, 2011).

Os flocos de neve frescos recém depositados a partir da precipitação ($0,05 \text{ g cm}^{-3}$ – $0,2 \text{ g cm}^{-3}$; Benn & Evans, 2014) possuem arestas afiadas e raio de curvatura mais alto, portanto, encontram-se em desequilíbrio termodinâmico. Devido a essa instabilidade, estes cristais rapidamente começam a arredondar por meio da evaporação de suas arestas e por difusão de material da sua borda para o seu centro ainda na superfície, à medida que mais cristais vão depositando, produzindo um decréscimo da superfície específica e aumento do número de grãos de neve. Como resultado disso, tem-se acomodação da camada recém depositada — o que seria o primeiro estágio de densificação e de redução dos espaços vazios, denominado de metamorfismo destrutivo (Sturm, 2003; Barry & Gan, 2011; Obbard et al., 2011). Esse primeiro estágio comumente tem a contribuição do vento. O vento quebra e sublima parcialmente os cristais de neve, tanto por meio de arrasto, quanto por saltação e pelo transporte em suspensão. E, assim como o efeito do desequilíbrio termodinâmico logo após a deposição, o vento também acarreta a produção de grãos neves bem arredondados e de mais alta densidade (Sturm, 2003; Barry & Gan, 2011; Domine, F., 2011a; Domine, F. 2011b; Benn & Evans, 2014).

Em alguns poucos meses, algum grau de coesão entre os grãos pode já existir localmente em consequência do maior contato grão a grão desencadeado pelo metamorfismo destrutivo. No entanto, o maior grau de coalescência comumente aparece em um horizonte após transcorrido um ano da sua deposição devido ao maior grau de exposição ao gradiente térmico estabelecido nas camadas superficiais e aos fortes ventos na superfície do manto de gelo, formando, assim, o *firn* ($0,40 \text{ g cm}^{-3}$ –

⁵⁴ Metamorfismo na ausência de líquidos, envolvendo somente a fase gelo e a fase de vapor de água. Embora o derretimento e percolação de água possa ser importante nas geleiras e calotas da Península Antártica, na maior parte do restante do continente ele raramente ocorre.

0,83 g cm⁻³)⁵⁵ (Sturm, 2003; Barry & Gan, 2011). Na Antártica o *firn* comumente aparece em superfície ou coberto com uma fina camada de neve (Obbard et al., 2011).

De fato, o gradiente de temperatura é um dos principais fatores que contribuem com o metamorfismo, pois influencia fortemente a estrutura e textura das camadas de *firn* próximas da superfície. Ele induz gradientes de vapor de água nos espaços porosos e um fluxo difusivo de vapor de água das superfícies dos grãos mais quentes para os mais frios. Quando o gradiente é relativamente mais tênue, o grau de arredondamento dos grãos é amplificado e é gerado uma maior aderência entre eles. Entretanto, quando ele está mais acentuado, favorece o crescimento de cristais ornados e facetados de estrutura mais aberta — os *depth hoar* (Sturm, 2003; Barry & Gan, 2011).

Como previamente mencionado, a contínua densificação do *firn* com o passar dos anos é favorecida não só pelo gradiente de temperatura dentro do pacote de neve e *firn*, mas, também, por causa da deformação dos grãos à medida que a pressão exercida pela carga de neve sobrejacente aumenta devido a novos ciclos de deposição sobre o manto de gelo (Sturm, 2003; Barry & Gan, 2011). Com o aumento da coluna e o sucessivo soterramento das camadas de *firn*, os poros e a permeabilidade reduzem cada vez mais. No nível em que a permeabilidade é interrompida, tem-se o gelo glacial (0,83 g cm⁻³ – 0,91 g cm⁻³). Nesse estágio acontece o aprisionamento do ar atmosférico nos poros, formando, assim, as bolhas do gelo glacial. Nessas bolhas fica armazenado as paleoatmosferas — que posteriormente, com a recuperação de testemunhos de gelo, podem ser analisadas e reconstituídas (Legrand & Mayewski, 1997; Cuffey & Paterson, 2010; Wolff, 2012). O movimento das parcelas de ar atmosférico dentro do pacote de neve e *firn*, que porventura podem vir a ser aprisionadas em profundidade, dá-se por ventilação forçada em resposta a mudanças locais na pressão atmosférica a curto prazo nos níveis mais superficiais do *firn* (na zona de convecção) e por difusão nos níveis mais profundos do *firn* (zona de difusão) (Obbard et al., 2011). Como consequência disso, a idade do ar aprisionado nas bolhas é mais jovem que a idade do gelo adjacente.

Dado ao processo descrito acima, o gelo torna-se um arquivo ordenado e contínuo das precipitações e das composições atmosféricas passadas. A **Figura 21** mostra um esquema ideal da estratigrafia do manto de gelo polar, destacando a

⁵⁵ Densidade típica, o critério para *firn* é a soldagem de grãos.

profundidade aproximada que ocorre cada uma dessas etapas de transformações, bem como, a variação da densidade com o aumento da profundidade, a idade aproximada em alguns níveis entre outras informações.

4.2. A BASE TEÓRICA DA CIÊNCIA DOS TESTEMUNHOS DE GELO

A ciência dos testemunhos de gelo se apoia no fato dos mantos de gelo terem uma sequência estratigráfica ordenada e não perturbada para reconstruir as variáveis ambientais. Há diversas abordagens em estudos com testemunhos de gelo, a decisão se vai ser recuperado testemunhos rasos (< 100–200 m) ou profundos depende da proposta de estudo. Testemunhos longos são uma ferramenta crucial para reconstruir milhares de anos de história climática. A sua recuperação requer equipamentos de perfuração grandes e sofisticados, fluído de perfuração para evitar o colapso do furo e campanhas multianuais (Brook, 2007).

Em contraste, testemunhos de gelo rasos podem ser coletados com relativa facilidade com equipamentos leves e podem cobrir até algumas centenas de anos de história climática, dependendo das taxas de acumulação no local de perfuração. A recuperação de vários de testemunhos rasos em uma região qualquer é incentivada para estudar as variações espaciais do clima em escalas de tempo menores (Brook, 2007).

Os melhores locais para perfurações de testemunhos de gelo profundos são geralmente sobre ou perto dos divisores de drenagem ou sobre os domos do manto de gelo, pois tratam-se de regiões onde o gelo depositado na mesma elevação ou perto da mesma elevação da superfície atual pode ser obtido em profundidade, e a distorção da curva idade versus profundidade devido ao afinamento das camadas pode ser modelada de forma mais confiável (Brook, 2007). Em contraste testemunhos de gelo rasos podem ser recuperados fora dessas regiões sem grandes complicações, desde que afastados dos campos de *nunataks*.

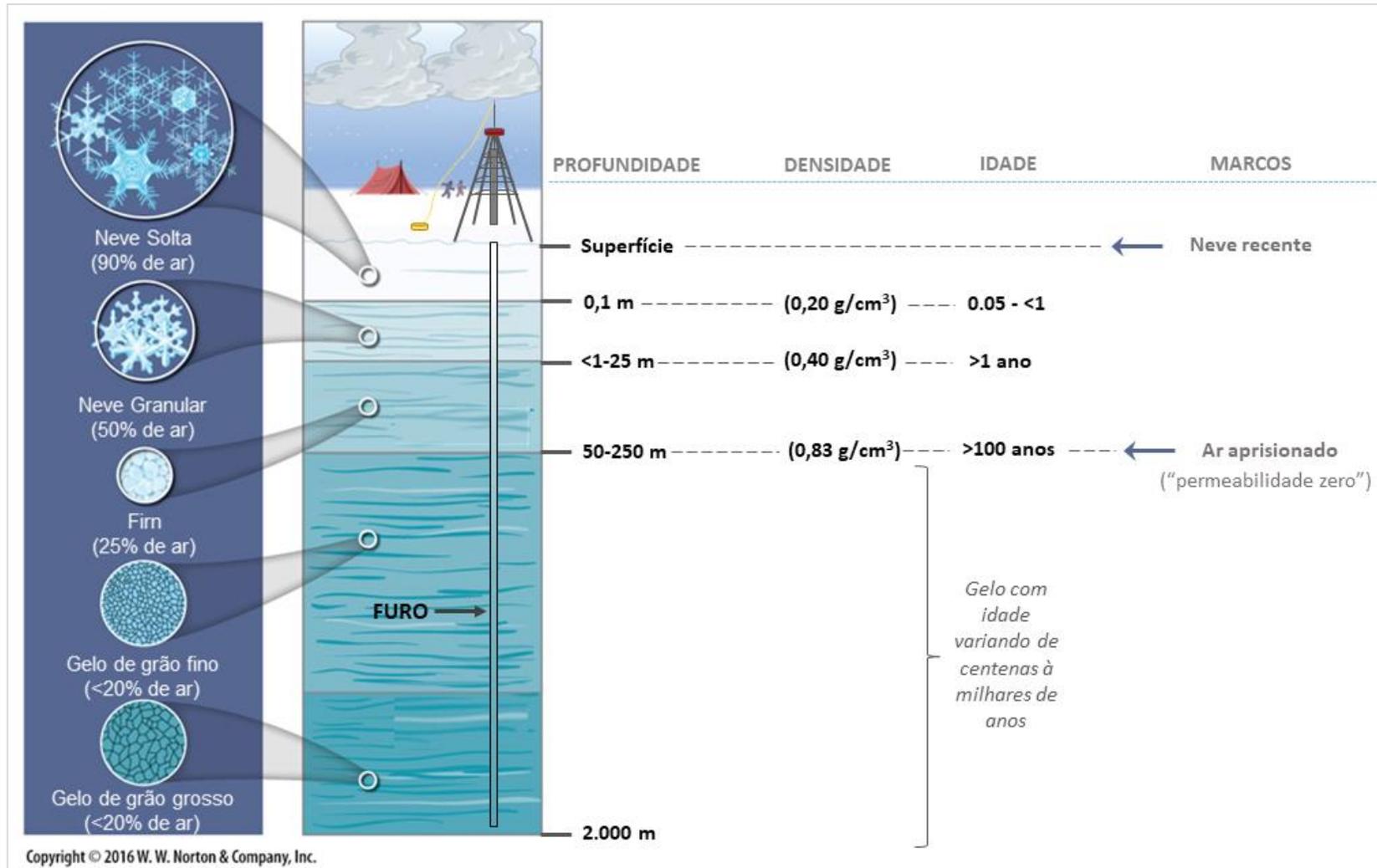


Figura 21. Perfil estratigráfico do manto de gelo polar destacando a profundidade aproximada em que ocorre cada etapa de transformação da neve à medida que aumenta o soterramento. Como ilustrado, tal transformação é caracterizada tanto pela mudança textural e estrutural da fábrica (tamanho e forma dos grãos, porosidade e permeabilidade) quanto pelo aumento da densidade. Alguns marcos importantes no registro são também apontados. Fonte: modificado da publicação da W. W. Norton & Company, Inc., 2016.

4.3. A CRONOLOGIA DOS TESTEMUNHOS DE GELO

A aplicação dos testemunhos de gelo no estudo das mudanças ambientais passadas, como também, na comparação com dados instrumentais modernos requer primeiramente o estabelecimento da cronologia do testemunho com a maior precisão possível (Brook et al., 2007; Schwander, 2013). O quão bem essa datação pode ser performada depende fortemente das condições climáticas (principalmente da acumulação anual) e do fluxo de gelo no local de perfuração (Schwander, 2013). Usualmente a datação é mais precisa em áreas com acumulação anual não tão baixa e a precisão da datação decresce com o aumento da profundidade (Cuffey & Paterson, 2010). O quadro abaixo (

Quadro 3), lista os principais métodos utilizados na datação de testemunhos de gelo.

Quadro 3. Métodos de datação para testemunhos de gelo. Em destaque o método utilizado nesse estudo.

Método	Descrição	Aplicabilidade	Limitações
Contagem das camadas anuais	Faz uso de parâmetros geoquímicos com variabilidade sazonal, como: conteúdo de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$ e δD) e iônico (ssNa^+ , nssSO_4^{2-} , etc.), demais espécies químicas solúveis (e.g., H_2O_2), concentração de micropartículas e condutividade elétrica; ou Utiliza as variações sazonais das propriedades da neve quando visíveis a olho nu.	Em áreas com mais alta taxa de acumulação anual.	Requer abordagem multiparamétrica para datações mais confiáveis/precisas; Aplicação não viável para testemunhos do Platô da Antártica Oriental.
Modelagem de fluxo de gelo	Usa os conceitos sobre a dinâmica de fluxo e afinamento (deformação) do gelo para estimar a relação profundidade-idade para um testemunho de gelo profundo.	Áreas com baixa taxa de acumulação anual.	Modelagem em áreas afastadas dos divisores são complexas e sujeitas a erros consideráveis. Outro fator que adiciona erro é que a topografia do embasamento não é bem detalhada. As condições anteriores na superfície (temperatura,

			precipitação) e os parâmetros que influenciam o fluxo só podem ser estimados indiretamente.
Horizontes de referência e sincronizações	<p>Identificação de erupções vulcânicas (picos destacáveis de SO_4^{2-} e ECM, assinatura química do conteúdo de tefras);</p> <p>ou</p> <p>Sintonização direta da série de isótopos estáveis de água, dos gases estufa e das razões O_2/N_2 dos testemunhos de gelo profundos com ciclos de Milankovitch ou indireta, <i>i.e.</i>, comparando essas séries com o registro de outros arquivos naturais);</p> <p>ou</p> <p>Por análise de atividade β total, ^{90}Sr, ^{137}Cs – que são marcadores absolutos de tempo;</p> <p>ou</p> <p>Comparação do sinal químico entre testemunhos de gelo;</p> <p>Etc.</p>	<p>Áreas com alta ou baixa taxa de acumulação.</p> <p>Dá precisão/refina a datação.</p>	<p>Requer eventos que produzem consequências globais ou hemisféricas</p> <p>Os eventos identificados no registro do testemunho de gelo tem que ser claramente atribuíveis a um evento síncrono reconhecido e bem datado.</p>
Datação radiométrica	<p>Utiliza substâncias radioativas que foram depositadas na neve ou aprisionadas nas bolhas na transição firn-gelo, tais como:</p> <p>^{210}Pb, ^{32}Si, (^{85}Kr, ^{39}Ar, ^{81}Kr), ^{14}C, $^{10}\text{Be}/^{36}\text{Cl}$, produtos de fissão ($^{137}\text{Cs}$, ^{90}Sr, ^{14}C, ^3H), série do ^{238}U.</p>	Como último recurso.	<p>Os baixos níveis das espécies radioativas inviabilizam a aplicação;</p> <p>O tempo de meia vida curto de algumas espécies radioativas (e.g., ^{210}Pb) restringe a aplicação a testemunhos rasos.</p> <p>No caso da aplicação da razão $^{10}\text{Be}/^{36}\text{Cl}$ pode haver interferência do comportamento geoquímico diferencial entre esses dois isótopos.</p> <p>Etc.</p>

Fonte: Dados extraídos de Brook (2007), Jouzel (2013b) e Schwander (2013).

Capítulo 5. Isótopos Estáveis de Hidrogênio e Oxigênio

5.1. ABUNDÂNCIA, DEFINIÇÕES E PROPRIEDADES

Isótopos são núclídeos com igual número de prótons (Z) e diferente número de nêutrons (N) — ou seja, são núclídeos⁵⁶ de um mesmo elemento que se diferem em massa. Eles podem ser estáveis e instáveis. Isótopos estáveis de um dado elemento são aqueles que apresentam núcleo atômico estável — *i.e.*, não sofrem desintegração nuclear espontânea, denominada de decaimento radioativo. Já os instáveis são aqueles que passam por uma desintegração ou por uma série delas até atingir a estabilidade nuclear⁵⁷. Na natureza existem duas formas estáveis do elemento hidrogênio (^1H e ^2H (ou D)) e três do oxigênio (^{16}O , ^{17}O e ^{18}O). O hidrogênio, diferentemente do oxigênio, possui ainda uma forma instável, o trítio (^3H (ou T)). Com respeito a abundância natural desses isótopos, os leves estáveis (^1H e ^{16}O) são consideravelmente mais abundantes do que os pesados estáveis (D, ^{17}O e ^{18}O), conforme mostrado na **Tabela 5** (Mook, 2001; Hoefs, 2009).

Tabela 5. Isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio com suas respectivas massas atômicas (AMU) e abundâncias relativas (%).

Isótopos Estáveis:	Hidrogênio		Oxigênio		
	^1H	D	^{16}O	^{17}O	^{18}O
Z	1	1	8	8	8
N	1	2	8	9	10
Massa atômica	1,008 AMU	2,014 AMU	15,995 AMU	16,999 AMU	17,999 AMU
Abundância	99,988%	0,0115%	99,757%	0,038%	0,205%

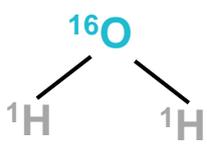
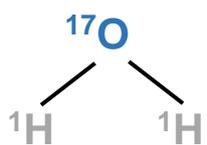
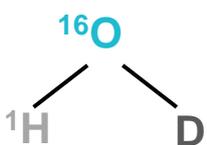
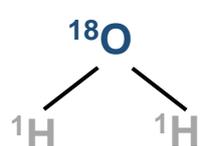
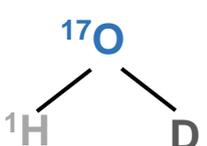
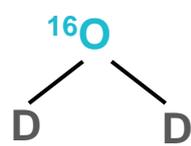
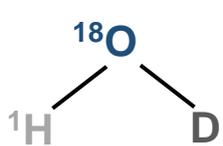
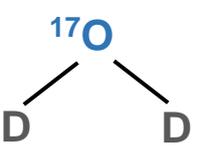
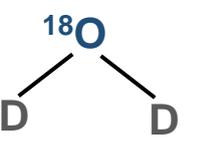
Fonte: dados extraídos da Carta de Núclídeos da IAEA.

⁵⁶ Um núclídeo é uma espécie de átomo que se caracteriza pelo número de prótons (Z) e número de nêutrons (N) em seu núcleo e, às vezes, pelo estado de energia do núcleo.

⁵⁷ A instabilidade atômica é causada por um excesso expressivo de prótons ou nêutrons (Mook, 2001).

A água é composta quase que essencialmente pela combinação de isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio — tendo em vista a abundância negligenciável (traço) da forma instável do hidrogênio. A combinação desses isótopos estáveis forma teoricamente nove isotopólogos⁵⁸ de água, com número de massa variando de 18 a 22 (**Quadro 4**). No entanto, por isótopos pesados desses elementos serem menos abundantes (como previamente mencionado), as moléculas de água se restringem a quatro isotopólogos principais, sendo eles: H_2^{16}O (mais leve), H_2^{17}O (intermediário), HDO (intermediário) e H_2^{18}O (pesado) (Hoefs, 2009; Gat, 2010).

Quadro 4. Abundância relativa (A. R.) e número de massa dos nove isotopólogos estáveis de água. As setas mostram o sentido do aumento da massa molecular. Não é ilustrado diferenças de simetria.

Mais leve ↓ Mais pesada			
	Nº de massa: 18 A. R.: 9,973E-1	Nº de massa: 19 A. R.: 3,789E-4	Nº de massa: 19 A. R.: 3,146E-4
			
	Nº de massa: 20 A. R.: 2,000E-3	Nº de massa: 20 A. R.: 1,122E-7	Nº de massa: 20 A. R.: 2,245E-8
			
	Nº de massa: 21 A. R.: 6,116E-7	Nº de massa: 21 A. R.: negligenciável	Nº de massa: 22 A. R.: negligenciável
	Mais leve	Mais pesada	

Fonte: produzido pela Autora com os dados extraídos de Gat (2010).

⁵⁸ Isotopólogos são moléculas que se diferem apenas em termos de composição isotópica.

A diferença de massa entre os isotópicos de água faz com que estes possuam propriedades termodinâmicas diferentes, *e.g.*, as moléculas de água pesadas têm energia de ligação (E_L) mais alta e possuem mais baixa mobilidade em comparação com a molécula de água mais leve. Tal diferença é a principal razão para que ocorra fracionamento isotópico — isto é, o particionamento das moléculas de água entre duas fases em contato — em condições de equilíbrio (seção 5.3.) e de não equilíbrio (5.4.) (Hoefs, 2009; Gat, 2010). Em virtude do fracionamento isotópico, a composição isotópica da água pode ser utilizada como um traçador do ciclo hidrológico — pois ele é o processo que a condiciona nos diferentes reservatórios terrestres (*i.e.*, nos compartimentos da atmosfera, hidrosfera, criosfera e da litosfera) (Mook, 2001; Hoefs, 2009; Gat, 2010; Jouzel, 2013a).

5.2. ESCALA δ

Em estudos ambientais, a aplicação de isótopos estáveis de qualquer elemento objetiva avaliar os fenômenos/parâmetros que desencadeiam enriquecimento ou empobrecimento de um dado isótopo em relação a outro do mesmo elemento (*i.e.*, fracionamento) a fim de obter um significado ambiental. Portanto, em estudos dessa natureza, utiliza-se sempre razões isotópicas ao invés dos valores absolutos de concentração de cada isótopo. Contudo, como as variações nas razões de isótopos estáveis em amostras de qualquer reservatório terrestre são normalmente ínfimas, estas são convenientemente e geralmente relatadas como desvios *per mil* (‰) em relação a algum padrão/marco de referência (*i.e.*, expressas em escala δ) (Mook, 2001; Hoefs, 2009). Com respeito a composição isotópica de uma amostra de água, esta é definida através do desvio *per mil* (‰) das razões (R) entre os isótopos menos abundantes (os pesados: D, ^{17}O e ^{18}O) pelos mais abundantes (os leves: ^1H e ^{16}O) em relação as razões (R) do padrão *Vienna Standard Mean Ocean Water* (VSMOW). A equação abaixo (**Equação 1**) expressa esta relação:

$$\delta_{(amostra)} = \left(\frac{R_{(amostra)}}{R_{(VSMOW)}} - 1 \right) \times 1000 \text{ (‰)} \quad \text{(Eq. 01)}$$

Onde as razões absolutas do R_{VSMOW} são: $2005,20 (\pm 0,45) \times 10^{-6}$ para $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (c.f., determinado por Baertschi, 1976) e $155,95 (\pm 0,08) \times 10^{-6}$ para D/H (c.f., Wit et al., 1980).

Em resumo, o VSMOW é um material de referência certificado (MRC) que define o zero ($\delta^{18}\text{O} = \delta^{17}\text{O} = \delta\text{D} = 0\text{‰}$) da escala de representação internacional VSMOW-SLAP (do inglês, *Vienna Standard Mean Ocean Water–Standard Light Antarctic Precipitation*). Ele é um padrão sintético validado pela Agência Internacional de Energia Atômica (sigla em inglês: IAEA; Vienna, Áustria) e pelo Instituto de Materiais e Medições de Referência (sigla em inglês: IRMM; Geel, Bélgica) e representa a composição média dos oceanos.

5.3. FRACIONAMENTO EM CONDIÇÕES DE EQUILÍBRIO

Sob condições de equilíbrio o fracionamento é governado pela maior tendência das moléculas de água pesadas a permanecer na (ou migrar para a) fase condensada, o que faz com que a fase vapor em equilíbrio seja empobrecida nessas moléculas (o que faz com que as primeiras precipitações sejam mais enriquecidas em isótopos pesados do que as últimas). Tal tendência está intrinsecamente relacionada a mais alta E_L dos isotopólogos pesados. Basicamente, a diferença de E_L é o que justifica o fato de os isotopólogos de água possuírem propriedades físicas distintas — e.g., ponto de fusão, ponto de ebulição, pressão de vapor etc. (**Tabela 6**) (Mook, 2001; Gat, 2010). Apesar dos isotopólogos de água se diferenciarem uns dos outros em várias propriedades físicas, são as leves distinções nos valores de pressão de vapor — sendo a pressão de vapor do H_2^{16}O maior que a dos outros isotopólogos (**Tabela 6**) — que principalmente regem o fracionamento isotópico em equilíbrio entre eles (Dansgaard, 1964; Dansgaard et al., 1973; Hoefs, 2009; Jouzel, 2013a) .

Tabela 6. Propriedades físicas dos principais isotopólogos de água.

Propriedades	H ₂ ¹⁶ O	D ₂ ¹⁶ O	H ₂ ¹⁸ O
Densidade (20°C, em g/cm ³)	0,997	1,1051	1,1106
Ponto de fusão (760 Torr, em °C)	0,00	3,81	0,28
Ponto de ebulição (760 Torr, em °C)	100	101,42	100,14
Pressão de vapor (100°C, em Torr)	760	721,60	758,10*

Fonte: dados extraídos de Hoefs (2009) e de Ignatov et al. (2015)*.

A extensão de quanto a fase condensada vai estar enriquecida em isótopos pesados em relação a fase vapor é ditada pelo fator de fracionamento (α_{eq}), conforme a expressão geral:

$${}^{(2 \text{ ou } 18)}\alpha_{eq} = R_{\text{ fase condensada}}/R_{\text{ fase vapor}} \quad (\text{Eq. 02})$$

Ou em notação δ , como:

$${}^{(2 \text{ ou } 18)}\alpha_{eq} = \frac{\delta_{(fase \text{ condensada})} + 1000}{\delta_{(fase \text{ vapor})} + 1000} \quad (\text{Eq. 03})$$

O α_{eq} é dependente da temperatura e, por ser pequeno ($\alpha \approx 1$), comumente o grau de fracionamento é também reportado como valor ε (i.e., fator de separação entre a fase vapor e a fase condensada), conforme a equação a seguir (**Equação 4**). O ε opera semelhante a escala δ , abordando o fracionamento em partes por mil ($\varepsilon \times 10^3$) (Mook, 2001; Hoefs, 2009).

$$\varepsilon = (\alpha_{eq} - 1) \times 1000 \quad (\text{Eq. 04})$$

Conforme as três últimas equações listadas acima (**Equação 02, 03 e 04**), se $\alpha_{eq} > 1$ e $\epsilon > 0$, os isotopólogos pesados (HDO e H₂¹⁸O) estão mais enriquecidos na fase condensada do que na fase vapor.

Devido a maior razão de massa entre os isótopos de hidrogênio (2:1) comparado aos de oxigênio (18:16), os valores de $^2\alpha_{eq}$ são relativamente maiores do que os de $^{18}\alpha_{eq}$, o que faz com que o efeito de fracionamento em equilíbrio para as moléculas HDO seja aproximadamente uma ordem de grandeza maior do que para as de H₂¹⁸O (**Figura 22**) (Gat, 2001; Jouzel, 2013a). Além, tanto $^2\alpha_{eq}$ como $^{18}\alpha_{eq}$ variam conforme o tipo de mudança de fase, se líquido/vapor ($\alpha_{(l-v)}$) ou sólido/vapor ($\alpha_{(s-v)}$)⁵⁹, para uma mesma temperatura e, aumentam exponencialmente com a diminuição da temperatura, embora este aumento ocorra de forma desigual para os dois coeficientes e de maneira mais proeminente em condições de temperaturas muito negativas, semelhantes às registradas no Platô Antártico (**Figura 22**) (Dansgaard, 1964; Jouzel, 2013a). Devido a isto, a razão $^2\alpha_{eq} - 1 / ^{18}\alpha_{eq} - 1$ também irá aumentar com a diminuição da temperatura (de ~8 para ~10), o que pode ter implicância sobre o fracionamento na atmosfera polar⁶⁰, pois esse aumento mostra que o fracionamento em equilíbrio sozinho leva a uma relação não linear entre os δs nesse ambiente (Craig, 1961; Uemura et al., 2012; Markle et al., 2017). Craig (1961) já tinha apontado ao definir a equação da Linha Meteorica Global⁶¹ (LMG; **Equação 05; Figura 23**), por meio de um compilado de dados de isótopos de água atmosféricos e de corpos d'água de diferentes regiões da Terra, que na verdade a relação entre os δs é melhor descrita na escala logarítmica (*i.e.*, em $\ln(\delta + 1)$) em altas latitudes.

⁵⁹ Há muitos esforços por meio de estudos teóricos e experimentais para determinar os coeficientes de fracionamento (e.g. Merlivat et al., 1963; Merlivat and Nief, 1967; Majoube, 1971a,b; Ellehøj, 2011; entre outros). Contudo, conforme apontado por Jouzel (2013) estudos voltados à determinação de coeficientes para temperaturas abaixo de 0°C e para o equilíbrio entre sólido e vapor ($\alpha_{(s-v)}$), que são importantes para entender o fracionamento em regiões polares, ainda são escassos e, portanto, modelos possuem incertezas devido a adoção de valores obtidos por extrapolações.

⁶⁰ Em contraste, sob temperaturas suficientemente altas, α_{eq} tende à 1 devido ao mais alto efeito da excitação dos modos rotacionais e vibracionais dentro das moléculas. Isso faz com que a diferença de EL entre os isótopos seja menor, atenuando o efeito de fracionamento isotópico (Mook, 2001).

⁶¹ A LMG representa a reta de melhor ajuste do plot das águas meteoricas continentais que não sofreram evaporação e ela mostra que em escala global o δD e $\delta^{18}O$ da precipitação são fortemente e (aproximadamente) linearmente relacionados um com o outro (Craig, 1961).

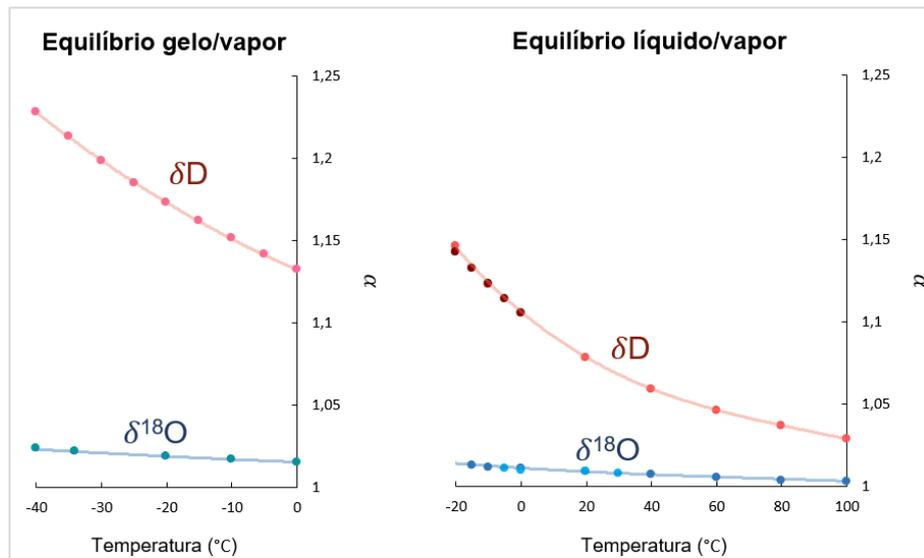


Figura 22. Variação do fator de fracionamento em equilíbrio para gelo/vapor (a esquerda) e líquido/vapor (a direita) com a temperatura. Em cores quentes os fatores de fracionamento para o δD ; em cores frias para o $\delta^{18}O$. Fonte: Dados extraídos de Merlivat et al. (1963), Merlivat and Nief (1967) e Majoube (1971a, b).

Segundo a definição de Craig (1961), a LGM é definida pela seguinte expressão linear:

$$\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10 \quad (\text{Eq. 05})$$

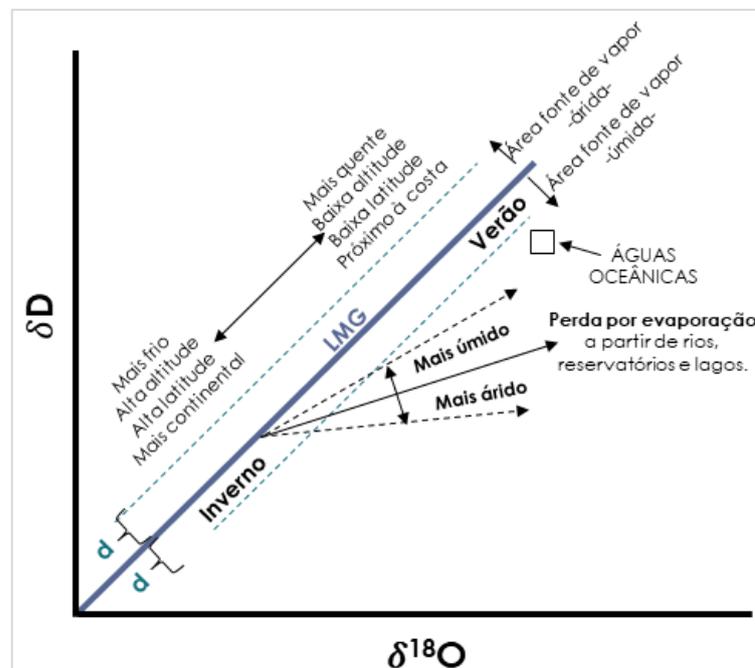


Figura 23. Gráfico $\delta^{18}O$ vs. δD mostrando a Linha Meteorológica Global (LMG) e os processos hidrológicos e os efeitos geográficos, sazonais e climáticos que afetam as razões isotópicas de oxigênio e hidrogênio da água. Fonte: extraído de Oliveira, 2019; modificado do modelo publicado por SAHRA.edu (<http://web.sahra.arizona.edu>).

5.4. FRACIONAMENTO EM CONDIÇÕES DE NÃO-EQUILÍBRIO

No fracionamento em condições de não equilíbrio, também denominado de fracionamento cinético, a diferença de difusividade entre os diferentes isotopólogos — $D_{\text{dif}} \text{H}_2^{16}\text{O} > D_{\text{dif}} \text{HDO} > D_{\text{dif}} \text{H}_2^{18}\text{O}$ (Craig et al. 1956) — terá um papel importante no fracionamento, pois essa diferença propiciará que a taxa de transferência das moléculas de HDO para a fase vapor seja maior que a das moléculas de H_2^{18}O (Jouzel, 1982; Jouzel and Merlivat, 1984). Isso ocorre pois, independente do conteúdo isotópico, as moléculas de água estando em uma mesma temperatura possuem igual energia cinética ($kBT = 1/2 \times m \times v^2$), portanto, o aumento de massa (mesmo que leve) implica em uma diminuição da velocidade (*i.e.*, difusão) das moléculas (Mook, 2001).

Considerando o processo de evaporação sobre o oceano, que nunca ocorre em equilíbrio, as diferenças de D_{dif} entre as moléculas pesadas produzem o excesso de deutério (d)⁶². O excesso de deutério é um parâmetro isotópico secundário obtido por meio da relação entre os δ s. Ele pode ser calculado por meio da equação de Dansgaard (1964):

$$d = 8 \times \delta^{18}\text{O} - \delta\text{D} \quad (\text{Eq. 06})$$

Nesta equação, o excesso de d corresponde ao desvio linear em relação à LMG (Craig, 1961). Uma segunda forma de calcular o excesso de d é através da fórmula logarítmica (Uemura et al., 2012)⁶³, que considera a não-linearidade da relação entre os δ s em condições de temperatura extremamente negativas (*cf.* previamente mencionado); sendo ela:

$$d_{\ln} = \ln(\delta\text{D} + 1) - (8,47 \ln(\delta^{18}\text{O} + 1) - 2,85 \times 10^{-2} (\ln(\delta^{18}\text{O} + 1))^2) \quad (\text{Eq. 07})$$

⁶² *I.e.*, fisicamente o d reflete o lento movimento das moléculas de H_2^{18}O durante a evaporação, o que conduz um enriquecimento relativo das moléculas de HDO na fase vapor (Jouzel, 1982; Jouzel and Merlivat, 1984; Pfahl & Sodemann, 2014).

⁶³ A forma logarítmica do d representa melhor o processo de fracionamento na Antártica Oriental e constitui o *proxy* mais confiável para variabilidade de fonte de umidade (Uemura et al., 2012; Markle, 2017).

O d é um parâmetro isotópico sensível as condições físicas vigentes na superfície oceânica durante a evaporação de água, como TSM, umidade relativa (UR), velocidade do vento e a presença de gelo marinho (ver Merlivat & Jouzel, 1979; Pfahl & Sodemann, 2014; Bonne et al., 2019)⁶⁴. Considerando a área evaporativa no oceano como um sistema fechado, o d pode ser usado como um rastreador das áreas fonte de vapor (e.g., Johnsen et al., 1989; Vimeux et al., 1999; Vimeux et al., 2001), pois nessa condição ele depende mais fortemente das características da área fonte (Pfahl & Sodemann, 2014; Galewsky et al., 2016). Isso ocorre, pois, a adoção de sistema fechado implica assumir que todo o vapor de água sobre o oceano é formado exclusivamente pelo fluxo evaporativo local (ou regional), sem contribuição de vapor vindo de outras regiões pelo transporte de larga-escala (Merlivat & Jouzel, 1979; revisado por Galewsky et al., 2016). Segundo Merlivat & Jouzel (1979), nessa condição a composição isotópica da parcela de vapor (δ_{v0}) gerada pela evaporação do oceano pode ser descrita pela seguinte equação:

$$\delta_{v0} = \frac{1}{\alpha_{eq}} \frac{1 - k_{\delta}}{1 - k_{\delta} \times UR_{TSM}} - 1 \quad (\text{Eq. 08})$$

Onde k_{δ} é o fator de fracionamento cinético, obtido pela definição de Merlivat (1978):

$$k_{\delta} = \frac{(1 + \epsilon_D)^{n-1}}{(1 + \epsilon_D)^n + \left(\frac{\rho_T}{\rho_M}\right)} \quad (\text{Eq. 09})$$

Sendo ϵ_D a diferença relativa entre as difusividades moleculares no ar para as diferentes espécies isotópicas⁶⁵, ρ_M a resistência molecular e ρ_T a resistência a turbulência (Merlivat & Jouzel, 1979). A razão ρ_M/ρ_T é o parâmetro que reflete a influência do vento, pois é calculado usando a fricção de velocidade (ou a velocidade

⁶⁴ Ainda alguns autores apontam e incluem a influência da velocidade do vento sobre o d (e a composição isotópica em geral) (Merlivat & Jouzel, 1979; Johnsen, 1989).

⁶⁵ Assim como os coeficientes de equilíbrio, há coeficientes para expressar o grau de difusidade dos isotopólogos pesados em relação aos leves (e.g., $^2D = 0,9755$ e $^{18}D = 0,9723$ (cf. Merlivat, 1978); ou $^2D = 0,9839$ e $^{18}D = 0,9691$ (cf. Cappa et al., 2003)). Estes também possuem suas incertezas e ainda há divergências sobre o quanto eles dependem da temperatura (ver Merlivat, 1978; Cappa et al., 2003; Luz et al. 2009; Jouzel, 2013a).

média do vento a 10 m) e a viscosidade dinâmica do ar, considerando tanto um regime de interface água-atmosfera suave como um regime rugoso (Merlivat, 1978; Merlivat & Jouzel, 1979).

A **Equação 08** mostra que quanto maior a TSM e menor a UR, maior é o d na parcela de vapor de água logo acima do oceano (Merlivat & Jouzel, 1979). Pfahl & Sodemann (2014), defendem que na escala sinóptica e sazonal, variações na UR na área fonte de umidade exercem maior influência sobre o d do que a TSM e salientam o papel do vento na escala sinóptica. Em contraste, Bonne et al. (2019) reafirmam o papel da TSM e da UR sobre o d e consideram o papel do vento como desprezível. Além, eles apontam que em escala local a presença de gelo marinho e a sublimação de neve depositada sobre o gelo marinho também influencia a composição da parcela de vapor sobre o oceano — pois gera uma parcela de ar isotopicamente mais depletada (baixo δ) e com alto d (Bonne et al., 2019).

Considerando a composição isotópica da precipitação, além das características da área fonte de umidade há também outros processos secundários que influenciam o d , sobretudo nas regiões polares. E.g., os processos cinéticos dentro das nuvens, como a formação de cristais de gelo, e a sublimação da neve abaixo do nível das nuvens (Jouzel & Merlivat, 1984; Masson-Delmotte, 2008; Jouzel, 2013a). Além do mais, no ambiente polar, o processo de fracionamento em equilíbrio sozinho influencia os valores de d da precipitação, pois, *cf.* anteriormente mencionado, há mudança desigual do $^{2}\alpha_{eq}$ em relação ao $^{18}\alpha_{eq}$ conforme as massas de ar resfriam progressivamente em direção as mais altas latitudes polares (Jouzel, 2013a; Touzeau et al., 2016).

5.5. PROCESSOS ISÓTOPICOS EM REGIÕES POLARES

5.5.1. Modelos de fracionamento isotópico na atmosfera polar

Por conta das características fisiográficas do HS, a Antártica recebe massas de ar de vários lugares e com diferentes histórias (Dansgaard, 1964; Sodemann & Stohl, 2009). Ao longo do caminho em direção ao polo, estas massas de ar tornam-se

isotopicamente mais depletadas isotopicamente, devido aos sucessivos processos de condensação. Como consequência disso, a precipitação que ocorre no interior da Antártica é muito mais empobrecida em isótopos pesados do que a precipitação que ocorre na costa do continente (Dansgaard et al., 1973; Masson-Delmotte et al., 2008; Jouzel et al., 2013a).

O fracionamento na atmosfera polar pode ser descrito tanto por modelos simples, quanto por modelos mais complexos, *i.e.*, modelos Lagrangian ou modelos de circulação atmosférica global (GCMs, do inglês *Global Circulation Model*) (revidado por Masson-Delmotte et al., 2008 e por Jouzel et al., 2013a). O modelo de fracionamento mais simples é o Rayleigh. Este modelo assume que existe um equilíbrio termodinâmico entre fases envolvidas, ou seja, considera que os fatores cinéticos e de troca com a atmosfera são negligenciáveis (Dansgaard et al., 1973). Como a precipitação de neve sobre o continente antártico ocorre sob condições muito próximas ao equilíbrio, tal modelo explica bem o fracionamento na atmosfera polar austral. O modelo de Rayleigh consiste num processo lento de formação de fase condensada com imediata remoção desta após a sua formação (Dansgaard, 1964; Gat, 2010), onde a composição da fase condensada (δ_p) pode ser expressa pela seguinte equação:

$$\delta_p = \alpha_c \left((1 + \delta_0) F^{(\alpha_m - 1)} \right) - 1 \quad (\text{Eq. 10})$$

Onde α_c é o coeficiente de fracionamento de condensação, δ_0 é a composição isotópica inicial, F é a fração de vapor remanescente e α_m o coeficiente em uma temperatura intermediária entre a inicial e a final $((T+T_0)/2)$.

A **Figura 24** a variação do $\delta^{18}\text{O}$ em um modelo de fracionamento Rayleigh. Note o efeito da mudança dos coeficientes de equilíbrio com a diminuição da temperatura sobre o fracionamento (*cf.* previamente discutido): a queda da temperatura intensifica mais o empobrecimento de isótopos pesados na precipitação e o grau de separação (ϵ) entre a fase vapor e condensada aumenta ($\epsilon_2 > \epsilon_1$). A **Equação 11** descreve a intensidade do fracionamento no modelo Rayleigh.

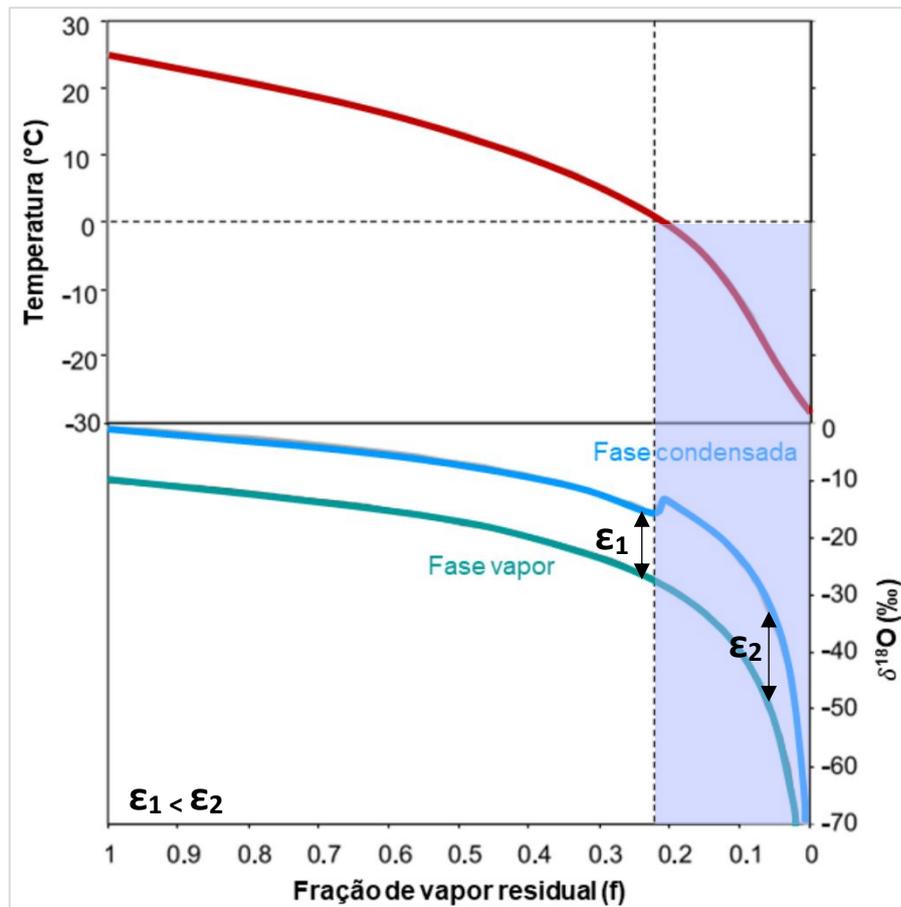


Figura 24. Esquema da variação do $\delta^{18}\text{O}$ na precipitação considerando o fracionamento em condições de equilíbrio (modelo Rayleigh). Área em lilás destaca a região onde ocorre condensação de neve ($T < 0^\circ\text{C}$). Note que nessa área em destaque o empobrecimento na precipitação é cada vez mais intensificado conforme temperatura diminui por conta do aumento exponencial dos coeficientes de equilíbrio com a redução da temperatura. Fonte: modificado de Clark & Fritz (1997).

$$(2 \text{ ou } 18)\delta_{\text{vapor}} = (2 \text{ ou } 18)\delta_{\text{condensada}} - \epsilon \quad (\text{Eq. 11})$$

O modelo Rayleigh foi aprimorado em vários trabalhos, a destacar a introdução: do fracionamento cinético devido a formação de neve por sublimação reversa por Jouzel & Merlivat (1984), da coexistência de líquido super-resfriado e cristais de gelo entre -15 e -40°C por Cias & Jouzel (1994), entre outros aprimoramentos.

5.5.2. Efeitos de Dansgaard

Dansgaard (1964) definiu três fatores geográficos e um fator sazonal que influenciam a composição isotópica da precipitação polar, sendo eles:

- Efeito da Latitude: a depleção dos valores de δs aumenta com o aumento da latitude.
- Efeito da Altitude: a depleção dos valores de δs aumenta com o aumento da elevação.
- Efeito da Continentalidade: a depleção dos valores de δs aumenta em direção ao interior do continente.
- Efeito da Sazonalidade: a precipitação nos meses de inverno é isotopicamente mais depletada (mais baixo δs) do que nos meses de verão (mais alto δs). Esse efeito é o que possibilita que a série temporal dos δs extraída dos testemunhos de gelo seja utilizada na datação e, conseqüentemente, na computação da acumulação anual para o intervalo de tempo coberto pelo testemunho.

É conhecido que na Antártica esses quatro efeitos estão intimamente relacionados ao efeito da temperatura (Dansgaard, 1964; Yurtsever, 1975). A figura a seguir (**Figura 25**) traz um modelo simplificado do fracionamento isotópico na atmosfera polar, mostrando esses quatro efeitos de Dansgaard (1964) previamente explicados.

Além dos efeitos previamente citados, observa-se também o efeito da longitude sobre a composição isotópica da neve do continente antártico, *i.e.*, a depleção dos valores de δs para leste ou oeste. A depleção longitudinal ocorre devido ao efeito da penetração ciclônica das massas de ar sobre o continente (Masson-Delmotte et al. 2008; Marcher et al., 2022).

Outro efeito isotópico é o da quantidade (“*amount effect*”): a depleção dos valores de δs aumenta com o aumento da precipitação. O efeito de quantidade é atribuído à saturação gradual do ar abaixo do nível das nuvens, o que diminui qualquer mudança para valores mais altos de δs causados pela evaporação durante a precipitação (Hoefs, 2009). No entanto, esse efeito é desprezível sobre as regiões

polares devido ao volume de precipitação ser baixo e as condições de temperatura extremas negativas (Dansgaard, 1964).

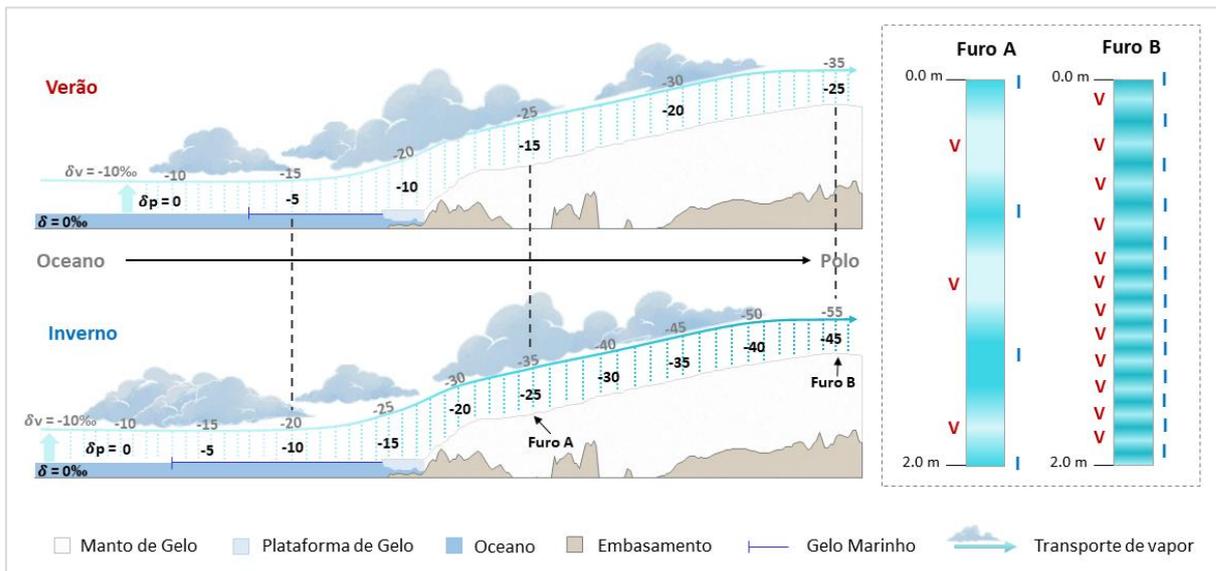


Figura 25. Ilustração dos efeitos geográficos (latitude, altitude e continentalidade) e da sazonalidade sobre a composição isotópica da precipitação de neve (ver Furo A e B). A variação da extensão do gelo marinho é também ilustrada. Fonte: Inspirado no modelo de Dansgaard et al. (1973).

5.5.3. Efeitos deposicionais

Além da história de resfriamento e a origem do vapor outros fatores influenciam a composição isotópica da precipitação polar. Alguns estudos mostraram que as razões isotópicas da precipitação antártica pode ser tendenciada pela sazonalidade e intermitência da precipitação (e.g., Helsen et al., 2006; Sime et al., 2008; Casado et al., 2020; Servettaz et al., 2020), bem como por EPEs (Turner et al., 2019; Servettaz et al., 2020).

Ademais mudanças na circulação atmosférica de larga escala também pode influenciar a composição isotópica (Noone & Simmonds, 2002), assim como a variabilidade do gelo marinho (Noone & Simmonds 2004; Sinclair et al., 2014). Isso ocorre pois ambos promovem mudanças de fontes de umidade, novas recargas e misturas de umidade de diferentes origens na atmosfera.

5.5.4. Efeitos pós-deposicionais

Após a deposição, a composição isotópica da neve pode ser modificada por processos pós-deposicionais. Na Antártica, por conta do seu regime de ventos fortes e constantes, a neve pode ser misturada, erodida e redistribuída gerando tendências no conteúdo isotópico (Fisher et al., 1985, Münch et al., 2016). Além, o vento pode sublimar a neve superficial causando enriquecimento isotópico (Neumann et al., 2008). Recentemente alguns estudos também têm apontado a troca entre o vapor e a neve entre eventos de precipitação como outro processo pós-deposicional importante, tanto na Antártica como na Groenlândia (e.g., Town et al., 2008; Steen-Larsen et al., 2014; Casado et al., 2016; Ritter et al. 2016, Bréant et al. 2019). Obviamente, a difusão e a densificação progressiva observada no pacote *firn* (cf. discutido no tópico 4.1.2.2.) também produz consequências para o sinal químico dos mantos gelo, pois promove suavização do sinal (Johnsen et al., 2000; Casado et al., 2020). Entretanto, para as séries de isótopos estáveis, tal efeito pode ser em parte contornado com alguns métodos, como o de deconvolução do sinal (e.g., Johnsen, 1977).

Em resumo, o efeito dos processos pós-deposicionais dificilmente podem ser dissociados uns dos outros. Tais processos podem causar ruído, apagar informações climáticas de resolução sazonal até subdecadal (<10 anos) e imprimir tendência não climática. Reconhecidamente, os processos pós deposicionais são mais intensos especialmente em áreas de baixa acumulação (<0.10 m eq. água por ano), como por exemplo na Antártica Oriental (Touzeau et al., 2016). Entretanto, mesmo nessas áreas eles não capazes de apagar toda a informação climática, podendo ainda ser recuperadas informações climáticas em escalas de tempo maiores (secular, milenar e glacial-interglacial; e.g., EPICA, 2004; Jouzel, 2007).

Capítulo 6. Materiais e Métodos

6.1. METODOLOGIA PRÉ-CAMPO

A metodologia pré campo abrangeu quatro atividades, sendo elas: a avaliação da rota da travessia (no caso da Travessia de 2015) e/ou do sítio de amostragem (no caso da missão de 2012), a organização dos materiais e carga a serem levados para a expedição, a limpeza de alguns desses materiais (como ferramentas utilizadas na manipulação dos testemunhos, frascos etc.), e a contratação das empresas ALE e AT para fazer a logística pesada (transporte aéreo e terrestre) e o fornecimento da alimentação.

A avaliação da melhor rota para qualquer travessia ou sítio de perfuração na Antártica é uma etapa fundamental e que não só possibilita uma boa escolha do lugar amostragem, mas também a segurança dos pesquisadores. Por exemplo, áreas com muitos *nunataks* não são recomendados para recuperação de testemunhos, pois a camada de neve não é tão espessa e a estratigrafia das camadas de neve-gelo pode ser mais complexa; além, a amostragem deve sempre ser realizada o mais próximo possível do divisor de drenagem glacial (*i.e.*, em áreas à montante) pelos mesmos motivos. Ademais, para garantir a segurança, uma acurada análise de fraturas no manto gelo é indispensável. Para ambas expedições (2015 e 2012), a escolha da rota e local de perfuração foi feita pelo grupo de sensoriamento remoto do CPC/UFRGS.

Quanto a atividade de logística, esta consistiu na separação dos materiais do acervo do CPC/UFRGS a serem levados (*e.g.*, barracas e roupas polares, baterias, computador, comunicadores, perfuratriz e trados, pás, caixas para a estocagem dos testemunhos e amostras etc.). Pás e ferramentas para a manipulação dos testemunhos foram previamente lavadas com enxágues ácidos e água Milli-Q®, assim como os frascos para amostragem em trincheira ultralimpa e de neve superficial.

6.2. METODOLOGIA DE CAMPO

6.2.1. Recuperação do testemunho de firn TT01

A recuperação do testemunho de *firn* TT01 (84°00'00,0" S; 79°29'31,4" W) foi realizada em duas etapas. A primeira etapa consistiu na perfuração direta sobre a superfície do manto de gelo no sítio CR1, recuperando com o trado manual Mark III (Kovacs Enterprise, Inc., USA) os primeiros 2,175 m (**Figura 26a**). Após a execução dessa primeira etapa foi feita uma escavação (**Figura 26b**) e construída uma trincheira para o avanço da perfuração em profundidade (segunda etapa; **Figura 26c** e **Figura 26d**). Nessa última etapa, a perfuração foi performada com sistema manual Mark III acoplado a um sistema elétrico (*i.e.*, perfuradora) e mais 7,296 m foram obtidos. O sistema de perfuração utilizado será explicado em maior detalhe no próximo tópico.

Devido à ampla variação na dureza da neve no sítio CR1, as seções do TT01 foram recuperadas em comprimentos desiguais o que resultou na obtenção de apenas 9.471 m de registro em 12 manobras⁶⁶. Em ambas as etapas, a cada seção recuperada, esta era condicionada em um tubo de PVC para a realização da descrição estratigráfica preliminar na caderneta de campo (*i.e.*, a descrição de diferenças na granulometria da neve, forma dos grãos, e das lentes de gelo visíveis a olho nu). Posteriormente, a seção era pesada em uma balança *Ohaus* (com precisão de 0,01 g) para a determinação da densidade. Todas as seções obtidas foram embaladas em envelopes de polietileno com todo o cuidado para não alterar a ordem estratigráfica (*i.e.*, identificando o topo e a base da seção) e, em sequência, foram estocadas em caixas de *Styrofoam* de alta densidade. Além, todos os resíduos plásticos gerados durante a rotina de perfuração foram descartados adequadamente, cumprindo, assim, com as exigências do Protocolo Madri⁶⁷. A figura abaixo (**Figura 26**) sumariza a rotina de perfuração.

⁶⁶ O sistema Mark III tem capacidade para recuperar cilindros de um metro de comprimento a cada manobra.

⁶⁷ Protocolo ao Tratado da Antártico que foi assinado em 4 de outubro de 1991 a fim de garantir a proteção do Meio Ambiente Antártico pelos próximos 50 anos. Nesse protocolo há 5 anexos que especificam normas e recomendações para aqueles que exercem atividades de qualquer natureza na Antártica (Marinha do Brasil, 2016).

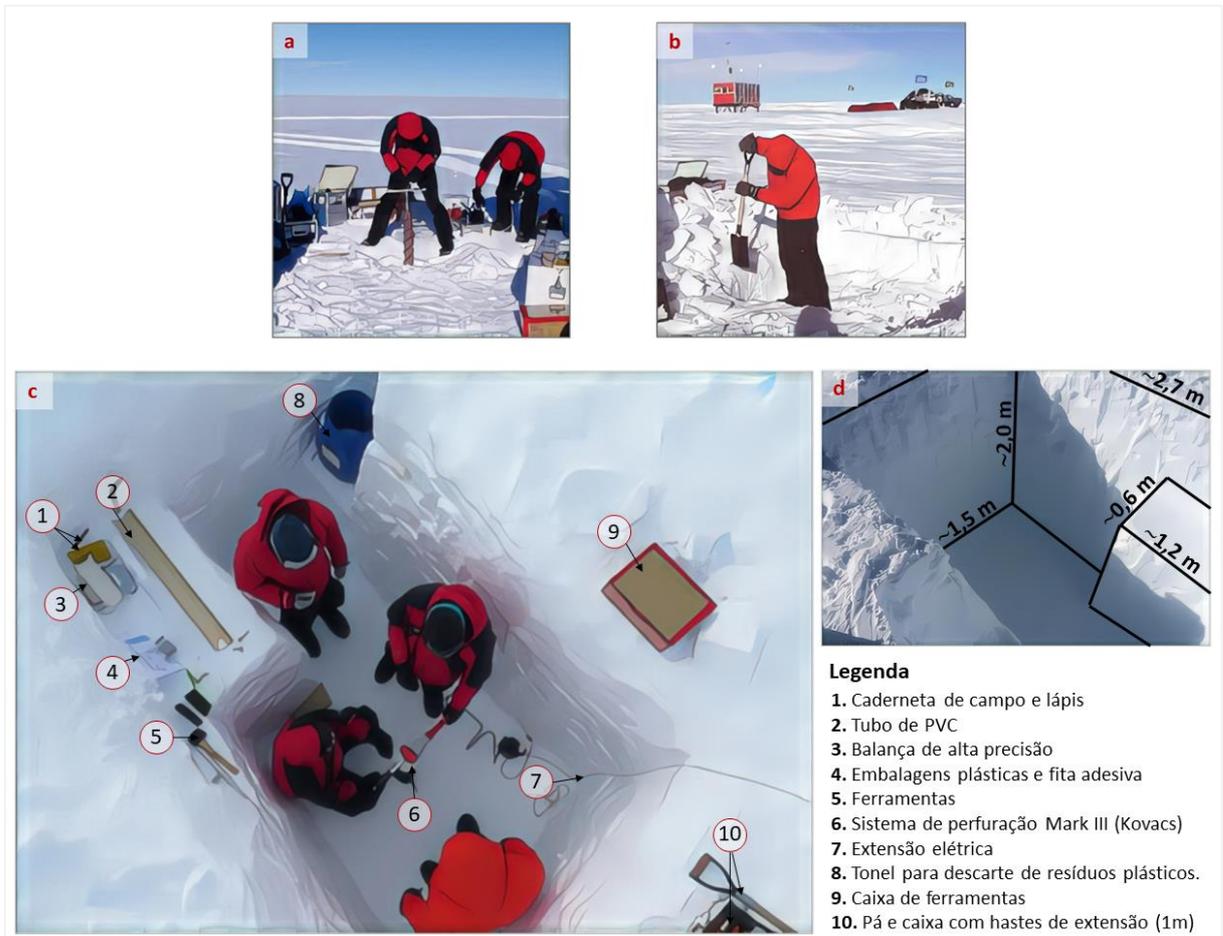


Figura 26. Etapas de perfuração no sítio CR1 para a recuperação do testemunho de *firn* TT01. Em (a) é mostrado a perfuração sobre a superfície do manto de gelo. (b) Etapa de escavação no sítio CR1. (c) Trincheira construída para aumentar a perfuração para níveis mais profundos – nessa figura é sumarizado os utensílios que foram utilizados na rotina de recuperação do testemunho. Em (d) é mostrado a arquitetura da trincheira – espaço para a perfuração e bancada de trabalho da trincheira – com suas respectivas dimensões.

Da Antártica, o TT01 juntamente com os outros testemunhos de *firn* recuperados (e, também, demais amostras coletadas) foram transportados por via aérea duas vezes. O primeiro transporte foi para a base aérea de Punta Arenas (Chile). Ao chegar em Punta Arenas, as seções do testemunho foram mantidas congeladas abaixo dos -15°C em uma câmara frigorífica por algumas horas até o segundo transporte aéreo, que foi para New York (NY, USA). No aeroporto de NY as caixas de Styrofoam foram colocadas em um caminhão com câmara fria e, após, foram transportadas por rodovia até o *Climate Change Institute* (CCI), University of Maine (UMaine), Orono (Maine), EUA, local onde os testemunhos foram

descontaminados e subamostrados em laboratórios frios e limpos Classe 100⁶⁸ (como detalha o próximo capítulo).

6.2.2. Sistema de perfuração Mark III

O sistema de perfuração Mark III do fabricante Kovacs Enterprise, Inc. (endereço eletrônico: <https://kovacsicedrillingequipment.com/>) é capaz de recuperar cilindros de 1 m comprimento e 7,5 cm de diâmetro de neve/firn/gelo a cada manobra. Ele pode ser usado de forma manual (*i.e.*, trado), em casos de perfurações rasas, quanto acoplado a um sistema elétrico e de içamento (sistema eletromecânico), para executar perfurações relativamente mais profundas (~20 m).

A forma manual (ou sistema manual) consiste num barrete conectado a uma alça T ou a uma haste de extensão (1 m) com uma alça T acoplada a sua outra extremidade (**Figura 27**). No sistema eletromecânico o barrete é conectado a um conjunto de hastes de extensão ligados entre si por pinos, que por sua vez, é acoplado em um sistema de içamento e em uma perfuratriz (ou furadeira elétrica) na extremidade oposta (**Figura 27**). A cada manobra é adicionado mais uma haste de extensão para avançar a perfuração para níveis mais profundos, podendo ser adicionado até 20 hastes de extensão.

Para a perfuração do TT01 foi utilizado ~11 hastes de extensão e a furadeira foi ligada numa extensão elétrica conectada à uma bateria (**Figura 26**). Para evitar contaminação na área da perfuração a bateria foi colada a 20 m de distância do furo, no lado de sotavento.

⁶⁸ A Classe 100 se refere a um laboratório com pressão positiva equipado com filtros de alta eficiência que fazem com que a sala contenha no máximo 100 partículas > 0,5 µm a cada pé cúbico (ft³), ou 3.530 a cada metro cúbico (m³) (Federal Standard 209E). É equivalente a Classe ISO 5 atualmente (ISO 14644-1).

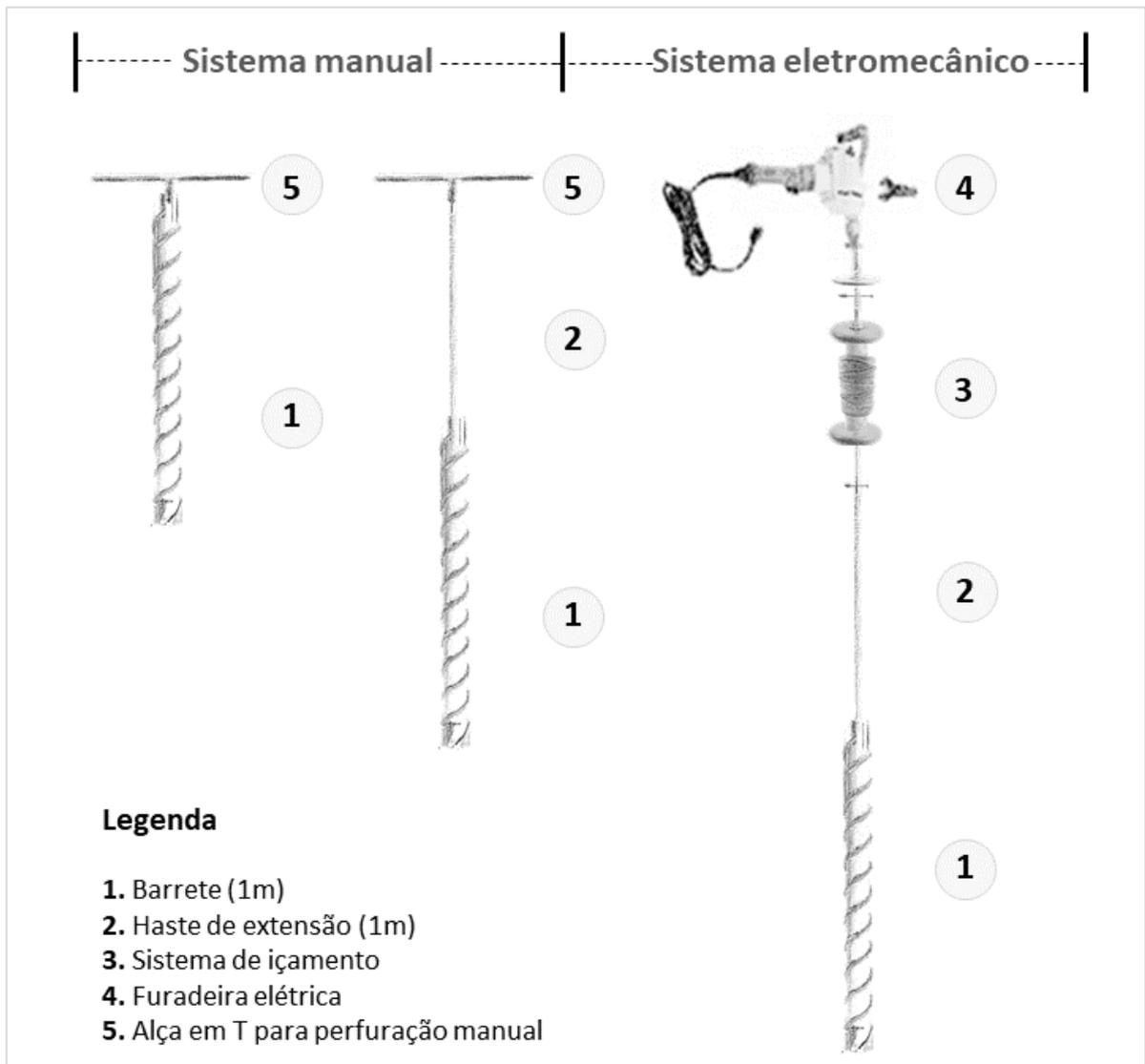


Figura 27. Sistema de perfuração de testemunhos de gelo Mark III (Kovacs Enterprise, Inc., USA).
Fonte: ilustração produzida pela Autora.

6.2.3. Recuperação do testemunho de gelo CR1

Para recuperar o testemunho de gelo CR1 (83°59'59,1" S; 79°29'19,3" W) foi utilizado a perfuradora suíça: *Fast Electromechanical Lightweight Ice Coring System* (FELICS) (Ginot et al., 2002). Diferente do Mark III, esse sistema não necessita da escavação de trincheira para expandir a perfuração para níveis mais profundos. Ele é instalado dentro de uma barraca polar e é composto pelas partes ilustradas na figura a seguir (**Figura 28**).

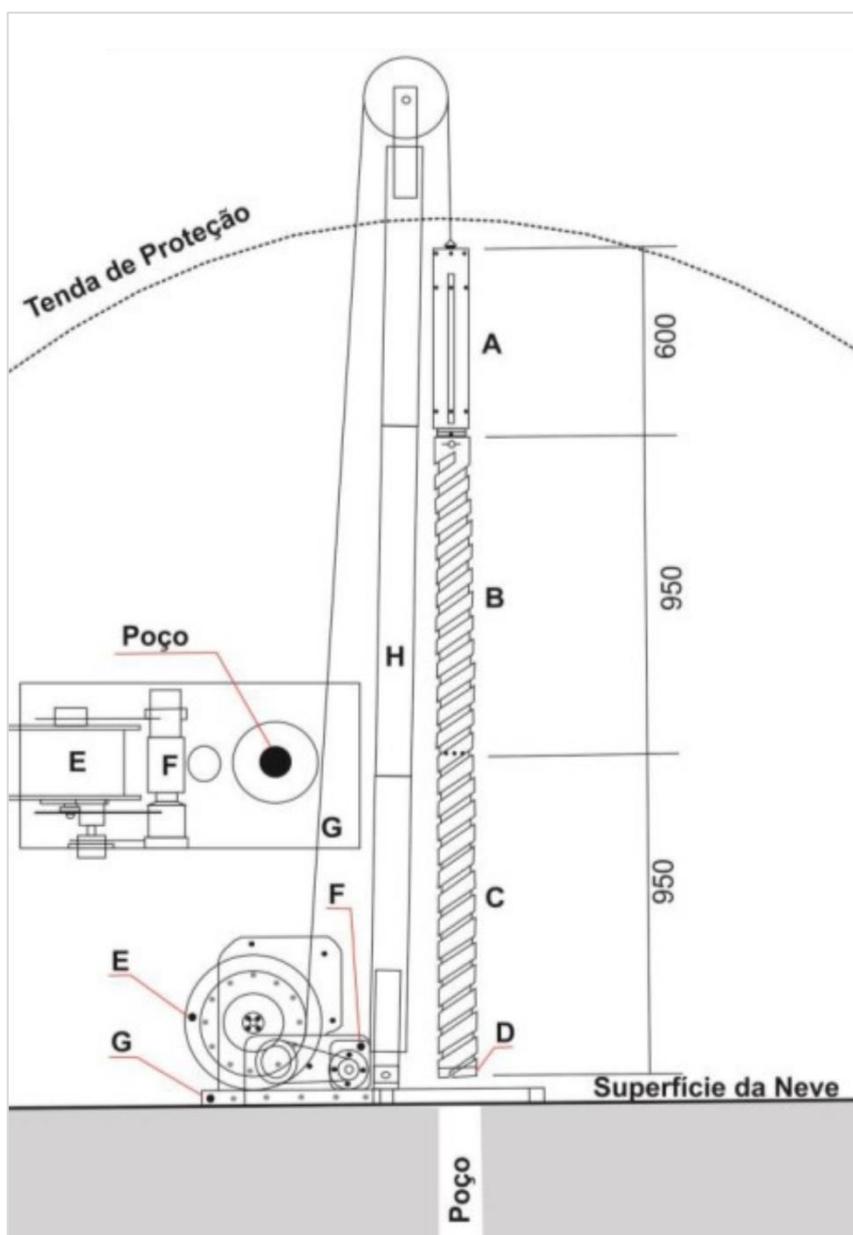


Figura 28. Esquema da perfuradora FELICS destacando os seus principais componentes: unidade de disco com motor e sistema anti-torque (A), cano em espiral (B), barrilete (C), peça de corte em anel (D), guincho com cabo (E), guincho do motor (F), guincho da placa base (G) e peças da torre instalada dentro da tenda (H). Fonte: extraído de Carlos, 2016, modificado de Ginot et al., 2002.

O testemunho CR1 foi enviado para o *Climate Change Institute (CCI)*, University of Maine (UMaine), Orono (Maine), EUA, para ser descontaminado e subamostrado. O acondicionamento e transporte seguiu os mesmos protocolos e rotina previamente descritos para os testemunhos da Travessia de 2015 (seção 6.2.1.).

6.3. METODOLOGIA PÓS-CAMPO

6.3.1. Atividades realizadas nos laboratórios do CCI/UMAINE

6.3.1.1. Descontaminação dos testemunhos

Os testemunhos foram descontaminado de acordo com os procedimentos detalhados por Tao et al. (2001) em um ambiente de sala fria mantido abaixo dos -20°C – equipado com uma mesa de corte e uma capela de fluxo laminar horizontal com filtros de ar de alta eficiência na separação de partículas (*high-efficiency particulate air filters; HEPA filters*), Classe 5 (ISO 14644-1). Nesse processo os operadores vestiram roupas adequadas para ambientes frios e limpos (macacões, luvas, gorros, botas). Antes de começar e ao finalizar os trabalhos de descontaminação das seções dos testemunhos, sempre era realizada a limpeza de todos os equipamentos utilizados e das bancadas de trabalho com metanol (CH₃OH) (**Figura 29a**). Ademais, ao longo de todo o processo os operadores usaram um par de luvas de polietileno de alta densidade (HDPE).

Na sala fria, as laterais dos pedaços de cada seção foram removidas com uma serra de lâmina de aço inoxidável pré-limpa sobre a bancada de corte (**Figura 29b**). Esse procedimento transformou as seções originalmente cilíndricas dos testemunhos em prismas de base quadrada. Após, na capela com sistema de fluxo laminar, para cada pedaço, finas camadas basais (~ 2 mm de espessura) foram raspadas e removidas com uma lâmina de cerâmica (também pré-limpa). Adicionalmente, na sala fria a descrição visual da estratigrafia foi complementada (**Figura 29c**) e as seções de ~1m, com seus respectivos pedaços, foram condicionadas em tubos de *plexiglass* acrílico (projetados pelos pesquisadores do CCI) — com todo o cuidado para não inverter a ordem estratigráfica e, assim, garantir a correta interpretação paleoclimática e ambiental do registro. Em seguida, a trava de segurança dos tubos acrílicos foi fechada e estes foram embalados em sacos plásticos. Para serem transferidas até a sala limpa, onde é feito o derretimento, cada seção embalada foi colocada dentro de um recipiente cilíndrico revestido internamente com material termo-isolante. O traslado dos cilindros para a sala limpa é rápido, não leva mais que 2 minutos, e, ao

chegar na sala limpa, esses são armazenados em freezers até o momento do derretimento.

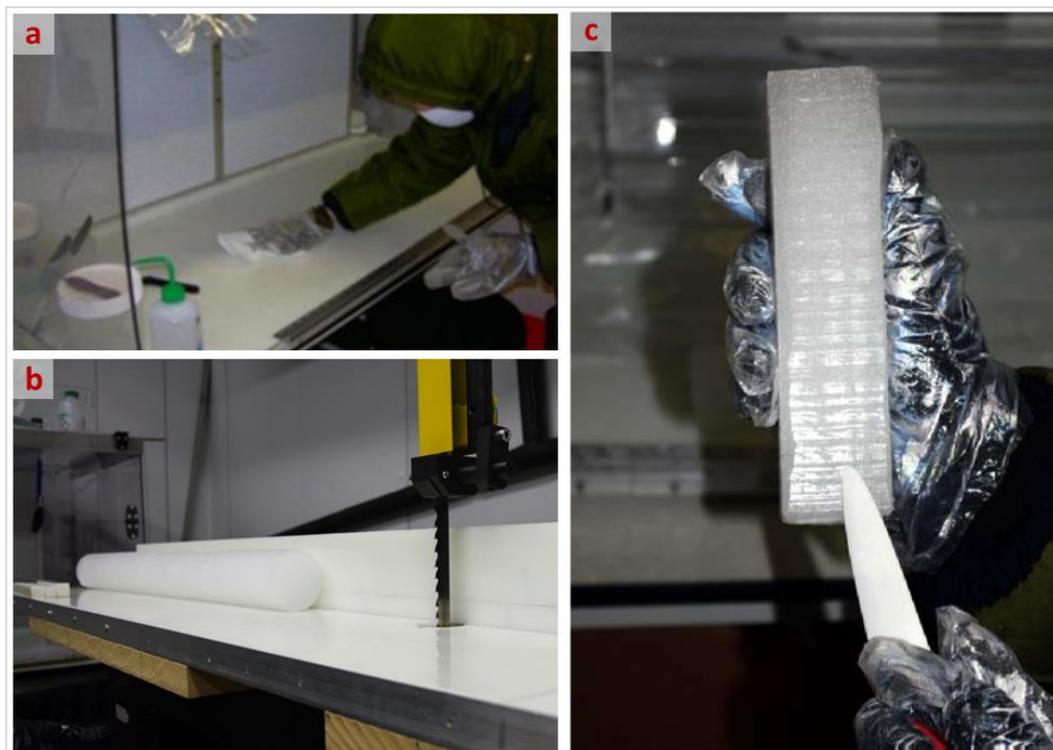


Figura 29. Fotos dos procedimentos executados na sala fria do CCI/UMAINE. Em (a) é mostrado uma foto do procedimento de limpeza da bancada com metanol. Em (b) está a foto da bancada de corte e da serra de aço inoxidável (à direita). A foto (c) mostra o operador identificando as camadas e outras feições estratigráficas em um pedaço do testemunho. Fonte: acervo de fotos do CPC.

O intuito do processo de descontaminação é remover os contaminantes introduzidos pelo processo de perfuração, traslado/transporte e pelo manuseio de testemunhos de gelo. Embora o conteúdo de isótopos de água não seja sensível à contaminação, este procedimento é amplamente recomendado e essencial para extrair amostras adicionais da parte mais interna do testemunho, para a análise do conteúdo iônico e dos elementos traços — que possuem comumente concentrações mais baixas (ppb ou até em ppt) e, portanto, são mais sensíveis a qualquer contaminação.

A remoção das camadas externas de gelo já era executada desde o primeiro trabalho de análise de Pb no gelo, realizado por Murozumi et al. (1969) (na época em grandes blocos de gelo coletados das paredes de dutos subterrâneos rasos e trincheiras, e não em testemunhos). Contudo, somente na década de 1980 foi avaliado a performance deste procedimento de remoção das camadas externas com o trabalho de Ng & Patterson (1981). Nesse trabalho, ao analisar diversas camadas concêntricas

extraídas dos testemunhos, da parte mais externa até mais interna, Ng & Patterson obtiveram concentrações maiores na parte externa e um platô de menor concentração na parte central, indicando que a contaminação externa não penetrou no interior do testemunho, atestando, assim a eficácia e a importância do método de descontaminação.

6.3.1.2. Subamostragem dos testemunhos

Após a correta descontaminação das seções dos testemunhos, o processo de subamostragem foi executado. As seções dos testemunhos foram derretidas usando um sistema de derretimento contínuo com amostragem discreta (*continuous melting with discrete sampling system*; CMDS) e de alta resolução, desenvolvido pelos pesquisadores do CCI (Osterberg et al. 2006). Este sistema encontra-se em uma sala limpa com filtros de HEPA Classe 5 (ISO 14644-1), e ele consiste em um freezer mantido a cerca de -20°C onde o testemunho previamente descontaminado embrulhado em tubo de *plexiglass* acrílico é colocado sobre uma base contendo um disco de 3 mm de espessura e 70 mm de diâmetro, estilo Wagenbach, feito de Ni (270) modificado (99,97% Ni) sobreposto a uma base de Al, contendo um sistema de aquecimento interno (**Figura 30**). Esse disco, além de ser responsável pela fusão quando aquecido, contém uma série de fissuras micrométricas (μm) rearranjadas radialmente e um anel separador (1mm de elevação e 30mm de diâmetro) que permitem separar a água de degelo das bordas da água de degelo da parte central do testemunho (Osterberg et al., 2006) (**Figura 30**). Além ele é encaixado sobre um cone no seu centro a fim de evitar o contato da água extraída da parte interna do testemunho com a base de AL (**Figura 30**).

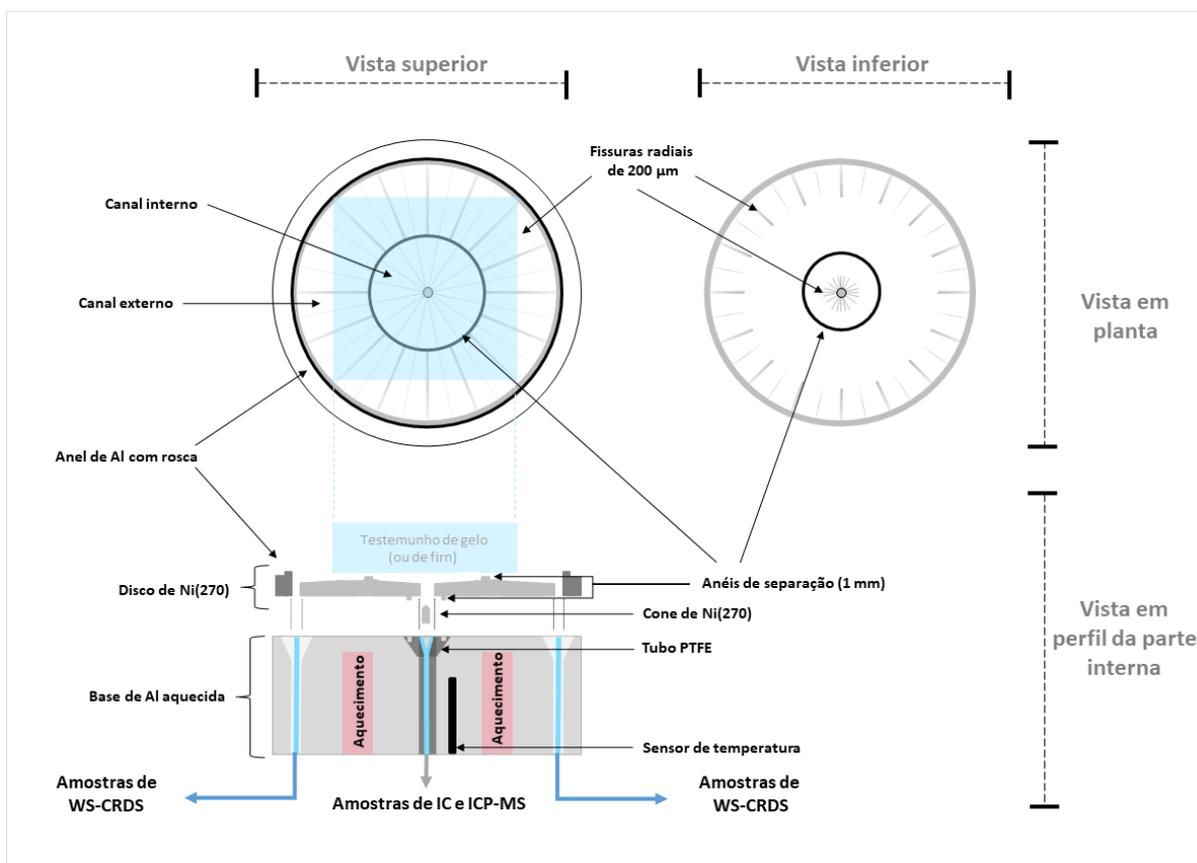


Figura 30. Diagrama da vista inferior e superior do disco de níquel (270) e da vista em perfil da parte interna do sistema de aquecimento e de quarteamento da amostra. Fonte: modificado de Osterberg et al. (2006).

Conforme a fusão acontece, a água separada pelas fissuras é drenada através de canais plásticos por bombeamento peristáltico para uma bancada limpa com três sistemas automáticos de coletores de fração da Gilson Company, *Inc.* (**Figura 31**). Os canais externos conduzem a água para o coletor de amostras destinadas à análise de isótopos estáveis, enquanto o canal interno conduz a água para os outros dois coletores, abrigados em uma capela, para amostragem destinada à análise do conteúdo iônico e elementos traços (**Figura 31**). A **Figura 32** mostra fotografias do sistema de derretimento e dos coletores de amostra fracionada.

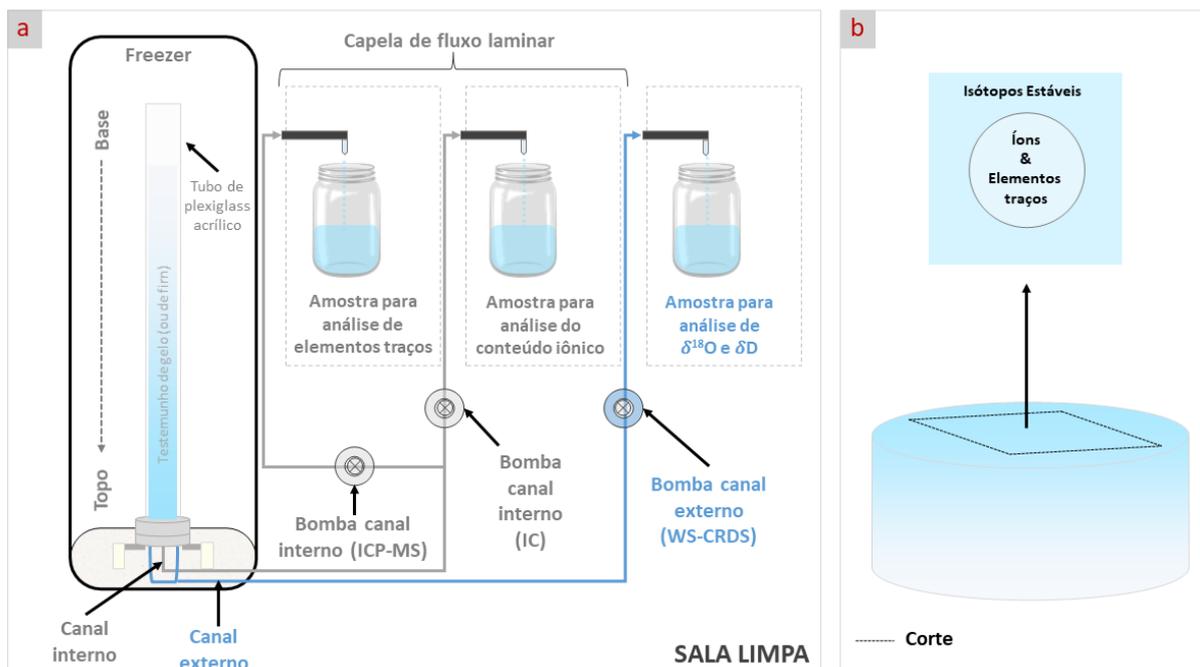


Figura 31. Diagrama do sistema de fusão contínua projetado pelos pesquisadores do CCI/UMAINE (a). Ilustração indicando a área do testemunho de onde é tirada as amostras para a análise de cada parâmetro químico (b). Fonte: modificado de Osterberg et al. (2006).

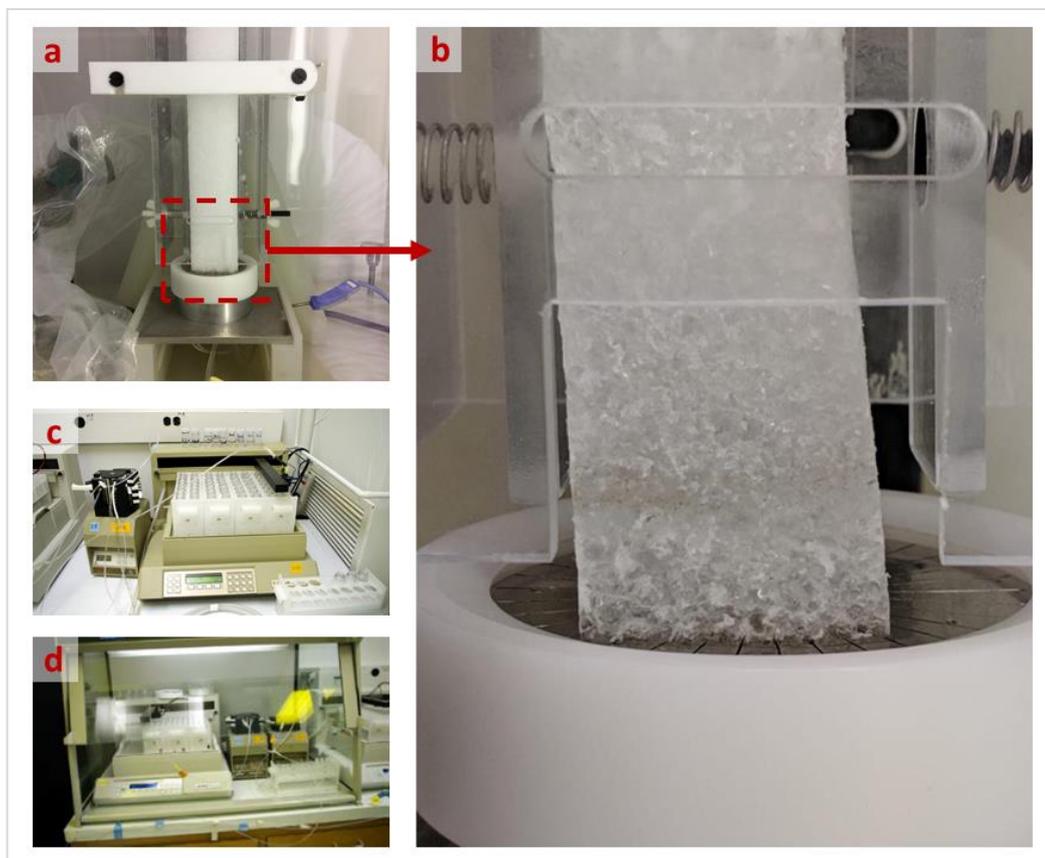


Figura 32. Fotos da sala limpa do CCI/UMAINE. (a) Foto do sistema de derretimento contínuo. (b) Detalhe da fusão do testemunho. (c) Coletor de amostras para a análise de isótopos estáveis. (d) Coletor de amostras para a análise de íons e elementos traços dentro de uma câmara de fluxo laminar.

A fusão do testemunho é controlada por um operador que configura a temperatura da placa de Ni (270) de acordo com a densidade de cada seção. Para o TT01 a temperatura de fusão variou em torno de $17,9 \pm 1,4$ °C, já para o CR1 foi de $16,3 \pm 1,0$ °C. As amostras foram condicionadas em vials de 25 ml de HDPE para a análise de isótopos estáveis e em vials de 5 ml de polietileno de baixa densidade (LDPE) para a análise dos íons. Todos os vials destinados a análise do conteúdo iônico foram previamente submetidos a vários enxágues e a um molho de 24h em água Milli-Q® (resistividade: 18,2 MΩ.cm; condutividade: 0,054 μS/cm à 25°C), produzida pelo sistema MilliQ®-Element (Merck Millipore, Darmstadt, DE) e colocados para secar em uma bancada equipada com filtros de HEPA (Classe 5).

É importante salientar que tanto no processo de derretimento do TT01 como no do CR1 ocorreu *wicking* de ± 3 cm ao longo de todo o primeiro metro. *Wicking* ocorre quando a vazão pelo disco de Ni (270) é menor que a taxa de derretimento, logo, como consequência, uma parte da fração de água ascende em direção a seção do testemunho, ao invés de escoar pelos canos de captação da base do disco. Como ocorreu na parte mais permeável do registro, é necessária uma atenção um pouco maior ao interpretar esta parte.

Ao final do procedimento de derretimento, o disco e o cone são limpos com um detergente ácido (*citranox*) e o sistema é lavado com água Milli-Q. Tal procedimento de lavagem do sistema também é executado antes de começar a operação de derretimento de um testemunho. Ao longo desse processo é possível coletar brancos do sistema, cruciais para investigar e descontar as possíveis contaminações do procedimento de derretimento.

As amostras de ambos testemunhos foram embaladas em sacos plásticos e condicionadas em caixas de *Styrofoam*. Apesar de terem sido coletados e subamostrados em anos diferentes, tanto as amostras de todos os testemunhos recuperados na Travessia Brasileira de 2015 como as da expedição de 2012 permaneceram estocadas em uma companhia de refrigeração na cidade de Bangor, Maine, EUA, até 2018. Após elas foram enviadas para o CPC/UFRGS e foram mantidas congeladas até a análise química.

O sistema de derretimento contínuo foi arquitetado pela primeira vez por Sigg et al. 1994 e posteriormente aprimorado em diversos trabalhos como o de McConnell et al. (2002) e Osterberg et al. (2006). As vantagens de utilizar o sistema de

derretimento contínuo estão relacionadas a obtenção de amostras com resolução sub-sazonal e por não ser um processo arduo para o operador, como os métodos de abertura e quarteamento de amostras manuais. Ademais, o sistema de derretimento contínuo pode ser acoplado diretamente em equipamentos analíticos e fazer análise de uma gama de espécies químicas e da composição isotópica da água de forma simultânea (e.g., McConnell et al., 2002; McConnell et al., 2019).

6.3.2. Atividades realizadas nos laboratórios do CPC/UFRGS

As atividades realizadas nos Laboratórios do CPC/UFRGS foram as análises químicas das razões isotópicas e do conteúdo iônico. Abaixo, nos próximos tópicos, segue um detalhamento dessas atividades analíticas. Para o testemunho TT01 todas as amostras foram analisadas e foram feitas análises tanto de determinação do conteúdo isotópico quanto iônico. Já para o testemunho de gelo CR1 somente os 10 primeiros metros foram analisados e foram realizadas somente análises de conteúdo isotópico.

6.3.2.1. Análise de isótopos estáveis

A análise das razões de isótopos estáveis de água (δD e $\delta^{18}O$) foi feita no Laboratório de Isótopos Estáveis do CPC (**Figura 33**), localizado no prédio 43128 na sala 119, Campus do Vale, UFRGS. Este laboratório funciona desde 2015 e já contribuiu com a análise não só de testemunhos antárticos, mas também com a de testemunhos andinos e amostras de chuva de várias regiões do Brasil.



Figura 33. Foto do Laboratório de Isótopos Estáveis do CPC/UFRGS. Fonte: arquivo pessoal.

6.3.2.1.1. Planejamento e calibração do equipamento

Antes de iniciar a análise de qualquer testemunho, trincheira glaciológica ou amostras de precipitação, um procedimento padrão do laboratório é fazer planejamento das análises das amostras do material que se pretende estudar. Tal planejamento envolve três etapas, sendo elas: (1) a escolha dos padrões analíticos; (2) previsão da quantidade de rodadas de análise e a distribuição das amostras nestas rodadas; (3) contabilização e separação dos insumos de laboratório que vão ser utilizados ao longo das análises (Oliveira, 2019).

Em uma análise química as amostras devem ser analisadas com padrões verificar a qualidade da análise (*i.e.*, validá-la) e corrigir os erros associados ao desvio do equipamento analítico (*i.e.*, oscilação interna do equipamento) (*c.f.* apresentado no próximo tópico). No caso das análises das razões de isótopos de água usa-se no mínimo um padrão baixo δ , um alto δ e um controle. Para a análise das amostras do testemunho de *firn* TT01 e do testemunho de gelo CR1 foram escolhidos os padrões internos SPOLE (Padrão Polo Sul; função baixo δ), CRIO (Padrão Criosfera; função controle), MJ (Padrão Mount Johns função alto δ). A escolha foi baseada nos seguintes critérios: (1) eles são padrões de neve antárticos, sendo o SPOLE do Platô

Antártico, e o CRIO e MJ da região da Antártica Ocidental; (2) já foram previamente testados na análise das amostras de neve superficial da região (Oliveira, 2019) e na análise de alguns testemunhos próximos (e.g., BR-IC-04) e de amostras de trincheira glaciológica na região do Criosfera 1 (Aquino et al., 2020), o que confirmou que estes padrões cobrem o intervalo de valores isotópicos esperados no sítio Criosfera 1.

Em todas as análises químicas sempre é recomendado a utilização de padrões internacionais certificados. Entretanto, como explanado por Oliveira (2019), estes padrões, dependendo da época, possuem preços muito elevados e, atualmente, muitos estão escassos no mercado. Por conta disso, muitos laboratórios no mundo aderem à prática de fabricar e utilizar padrões internos (*internal lab standards*) para validar suas análises, preservando os padrões certificados somente para calibração dos padrões internos do laboratório. A rotina do processo de calibração dos padrões internos do Laboratório de Isótopos Estáveis do CPC/UFRGS é detalhada no trabalho da Oliveira (2019). Em resumo os MRCs usados na calibração dos padrões internos usados nesse trabalho foram aqueles fornecidos pela IAEA (Viena, Áustria) e recomendados para a análise isotópica de água — o GISP (*Greenland Ice Sheet Precipitation*), o SLAP-2 (*Standard Light Antarctic Precipitation 2*) e o VSMOW-2 (*Vienna Standard Mean Ocean Water 2*), cuja função, valores de δs e demais informações encontram-se listadas na tabela abaixo (**Tabela 7**).

Visto que foram extraídas 309 amostras do testemunho TT01, elegeu-se por organizá-las em 13 rodadas de análise contendo, na maioria das vezes, 25 amostras mais padrões internos — com exceção da primeira e da segunda rodada, por conta da demanda interna do laboratório, e da última rodada, pois foi incluída as 10 amostras que restaram para finalizar a análise do TT01 (**Tabela 8**).

Tabela 7. Função e valores de referências de $\delta^{18}\text{O}$ e δD para três padrões internacionais (GISP, SLAP-2 e VSMOW-2). A incerteza é dada em nível de 1σ sobre a escala VSMOW-SLAP. Na última coluna é listado o código NIST.

Padrão certificado	Função	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	Código NIST
GISP	controle	-24,78 ($\pm 0,09$)	-189,5 ($\pm 1,2$)	RM 8536
SLAP-2	baixo δ	-55,5 ($\pm 0,02$)	-427,5 ($\pm 0,3$)	RM 8537a
VSMOW-2	alto δ	0 ($\pm 0,02$)	0 ($\pm 0,3$)	RM 8535 a

Fonte: dados extraídos dos documentos da IAEA — Reference Sheet for VSMOW2 and SLAP2 (2017) e Reference Sheet for GISP (2007).

Tabela 8. Planejamento da análise química para as razões de isótopos estáveis de água no Laboratório de Isótopos Estáveis do CPC/UFRGS.

	Intervalo de amostras	Total de amostras
1ª rodada	TT1_001 à TT1_010	10
2ª rodada	TT1_011 à TT1_024	14
3ª rodada	TT1_025 à TT1_049	25
4ª rodada	TT1_050 à TT1_074	25
5ª rodada	TT1_075 à TT1_099	25
6ª rodada	TT1_100 à TT1_124	25
7ª rodada	TT1_125 à TT1_149	25
8ª rodada	TT1_150 à TT1_174	25
9ª rodada	TT1_175 à TT1_199	25
10ª rodada	TT1_200 à TT1_224	25
11ª rodada	TT1_225 à TT1_249	25
12ª rodada	TT1_250 à TT1_274	25
13ª rodada	TT1_275 à TT1_309	35

As amostras dos 10 primeiros metros do testemunho de gelo CR1 também foram divididas em 13 rodadas de análise contendo ~25 amostras.

Depois do planejamento, foi realizada a contabilização e separação do material laboratorial utilizado nas análises. Para as rodadas de análise previamente estipuladas foram separados vials de vidro limpo (2 ml) da Fisher Scientific, tampas de rosca parafuso para os vials, septos de politetrafluoroetileno (PTFE) vermelho/silicone branco da Agilent Technologies para as tampinhas dos vials, septos GP de 9,5 mm (silicone) da Analytical Science para inserir na entrada do vaporizador a cada nova análise, ponteiras de micropipetas monocanal de polipropileno (PP), micropipeta monocanal (5 ml) da Transferpette® S (BRAND), seringa de 5 µl da linha CrossLab, Agilent Technologies para o autoamostrador. A figura a seguir (**Figura 34**) mostra cada um desses materiais que foram separados para a rotina de análise do laboratório.

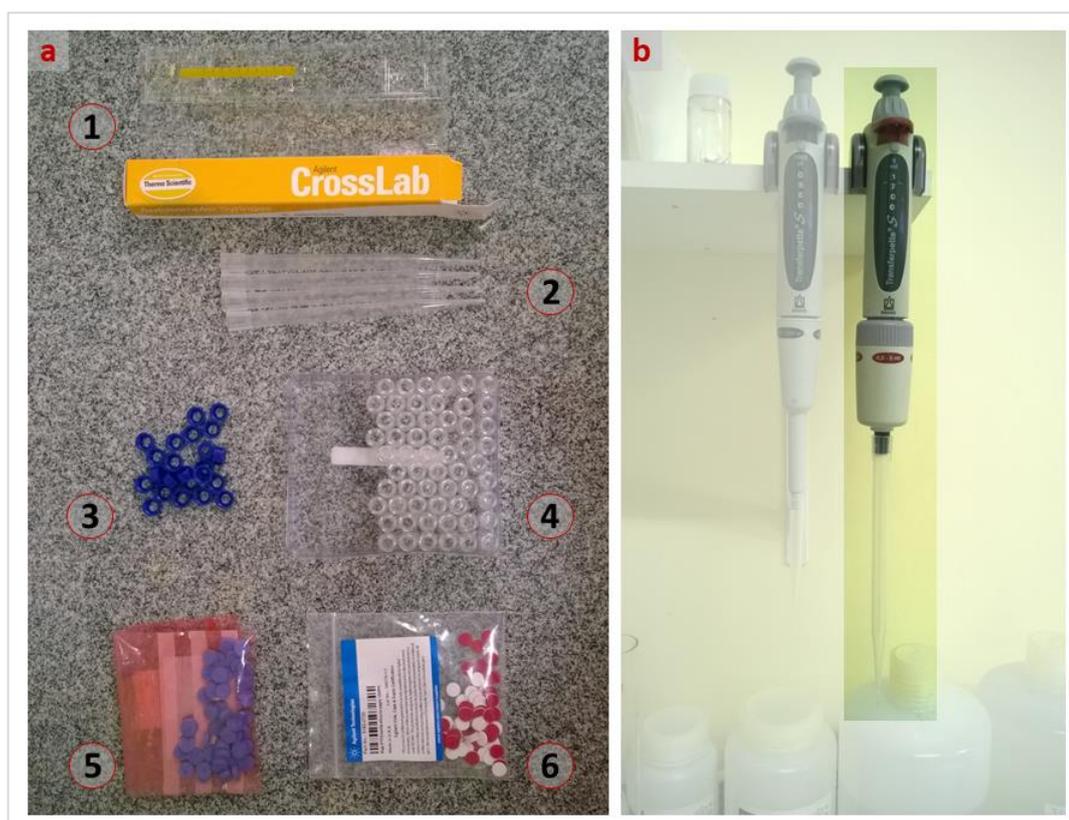


Figura 34. Fotos mostrando os insumos e ferramentas indispensáveis para o Laboratório de Isótopos Estáveis do CPC. (a) Foto mostrando a seringa do autoamostrador do equipamento analítico (1), as ponteiros da micropipeta monocanal (2), as tampinhas de rosca (3), os vials limpos de vidro transparente (4), septo da entrada do vaporizador (5) e o septo da tampinha dos vials (6). (b) Foto destacando a micropipeta monocanal utilizada na pipetagem das amostras. Fonte: arquivo pessoal.

6.3.2.1.2. Preparação das amostras para análise das razões isotópicas

Aproximadamente duas horas antes de ligar o espectrômetro um bloco de amostras (~25 amostras) era colocado para descongelar à temperatura ambiente sobre a bancada do laboratório. Posteriormente, quando todas já estavam descongeladas, para cada uma delas uma fração de 2 ml era extraída com a micropipeta. Imediatamente após a extração de uma fração, esta era colocada em um vial de vidro limpo (2 ml), apropriado para o equipamento analítico, e o processo se repetia até que todos os vials estivessem preenchidos com uma fração de água das amostras que iam ser analisadas. Na tampa de cada vial era colocado um septo de PTFE/silicone a fim de inibir qualquer troca isotópica com o ar do laboratório (*i.e.*, *impedir o fracionamento*). Também para evitar este mesmo problema, os vials eram fechados ligeiramente depois de serem preenchidos. Um processo de descarte das

duas primeiras frações pipetadas de cada amostra, denominado de “ambientação”, também era executado para evitar a contaminação transferida de uma amostra para outra a cada manipulação (efeito de memória do processo de pipetagem) (Oliveira, 2019). A figura abaixo (**Figura 35**) sumariza a etapa de preparação das amostras.

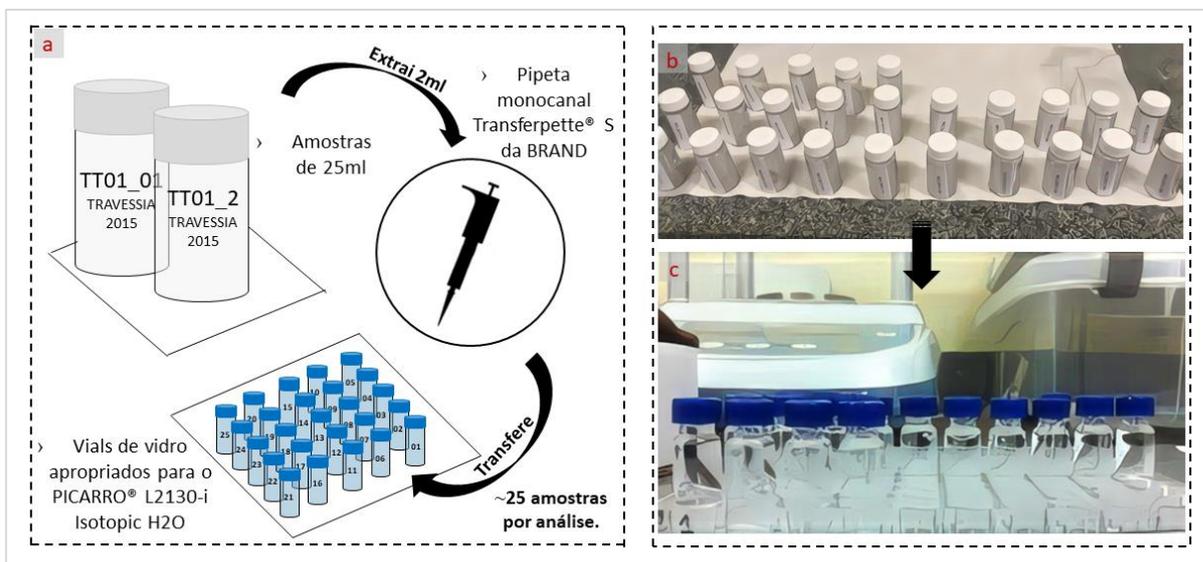


Figura 35. Esquema ilustrado da etapa de transferência das amostras para os vials (a). Em (b) Fotografias dos frascos das amostras (25 ml) (foto superior) e dos vials (2 ml) (foto inferior). Fonte: Ilustração (a) modificada da Oliveira (2019); (b) e (c) arquivo pessoal.

Ao final, todos os vials eram transferidos, junto com os padrões internos previamente calibrados, para a bandeja do equipamento analítico. A ordem das amostras e dos padrões, entre outras informações, são registradas numa ficha padrão e no caderno físico do laboratório. Um modelo de ficha pode ser visto no **Anexo I**.

6.3.2.1.3. Espectroscopia por cavidade ressonante ring-down

A determinação das razões de isótopos estáveis de água (δD e $\delta^{18}O$) das 309 amostras do testemunho de *firn* TT01 e das 324 amostras do CR1 foi feita pela técnica de espectroscopia à laser de cavidade ressonante tipo *ring-down* (do inglês *Cavity Ring Down Spectroscopy*; doravante CRDS), usando dois espectrômetros da marca PICARRO® (Picarro Inc., Santa Clara, CA, USA; endereço eletrônico: www.picarro.com). Nos próximos parágrafos será explanado um pouco da história

dessa técnica, dos seus princípios físicos e, também, da configuração e rotina de análise com os sistemas PICARRO® no Laboratório de Isótopos Estáveis do CPC/UFRGS.

A técnica CRDS resultou do desenvolvimento e aprimoramento de espelhos de alta refletividade, *lasers* e descobertas de tecnologia de semicondutor ao longo do século XIX e XX (Busch & Busch, 1999). Com respeito aos espelhos, os mais notáveis avanços ocorreram na década de 1980, muito devido ao incentivo ao aprimoramento de equipamentos da indústria bélica. Segundo Busch & Busch (1999), nessa década houve muitos esforços para medir a refletividade de espelhos de alta refletividade organizados dentro de cavidades ópticas e, por conta disso, tais experimentos ficaram conhecidos comercialmente como “medidores de perda de sinal em cavidade” (do inglês, *cavity loss meters*). Todos os experimentos em cavidades dessa natureza serviram como fundamentação teórica para a CRDS, que foi apresentada como uma nova tecnologia analítica só no final da década de 80. Isso ocorreu por meio do trabalho de O’Keefe & Deacon (1988), que mostrou que a ideia “medidor de perda de sinal em cavidades” poderia ser usada para fazer medidas de absorção de quantidades traços em amostras de fase gasosa. Nesse trabalho, os autores mediram a concentração de O₂ molecular incidindo dentro da cavidade óptica uma radiação na faixa de 630-690 nm com um laser de corante pulsado. Para tal feito eles utilizaram o tempo de perda do sinal na cavidade com e sem amostra como parâmetro para obter a perda óptica e, assim, a concentração (O’Keefe & Deacon, 1988) — e não diferenças na quantidade de energia de um feixe radiante ao entrar e sair da cavidade como ocorre nas técnicas de absorção tradicionais (Busch & Busch, 1999).

Para fins de exemplificação do que foi proposto por O’Keefe & Deacon (1988), considere uma cavidade óptica estável contendo dois espelhos de alta refletividade (E₁ e E₂) (**Figura 36**). Se a cavidade estiver vazia, ao incidi-la com uma determinada radiação por alguns microssegundos, a intensidade da radiação irá gradualmente decrescer de forma exponencial após o desligamento da radiação, em um dado tempo (t_v). Nesse caso, tal enfraquecimento do sinal é causado essencialmente por características internas da cavidade — pela pequena transmitância dos espelhos e difração dentro da cavidade. Em contrapartida, se a cavidade estiver com alguma espécie química que absorve o λ que está sendo incidido, a intensidade do decaimento é acentuada pela presença dessas espécies, não sendo mais somente

dependente de fatores internos da cavidade. Ou seja, o tempo de decaimento da radiação da cavidade com uma amostra será τ_A , que é menor que τ_V .

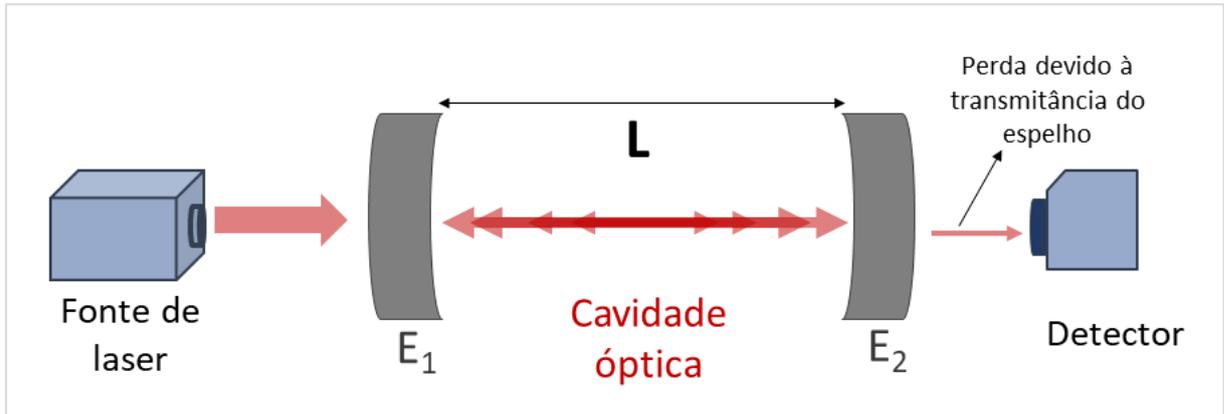


Figura 36. Esquema ilustrativo da cavidade ressonante ring-down com dois espelhos. Fonte: baseado no esquema de Maithani & Pradhan, 2020.

Conforme Busch & Busch (1999), conhecendo esses tempos é possível obter $\alpha_{(\lambda)}$ (perda óptica ou coeficiente de absorção em um dado λ) pela seguinte relação:

$$\alpha_{(\lambda)} = \frac{1}{c} \left(\frac{1}{\tau_A} - \frac{1}{\tau_V} \right) \quad (\text{Eq. 12})$$

Sendo τ_V a constante de tempo de decaimento da radiação na cavidade vazia, τ_A a constante de tempo de decaimento da radiação na cavidade com a amostra e c a velocidade da luz ($c = 3 \times 10^8$ m/s).

Por sua vez, tendo $\alpha_{(\lambda)}$ a concentração de uma determinada molécula de água na amostra (ou de qualquer outra substância) pode ser calculada, pois:

$$\alpha_{(\lambda)} = \varepsilon_{(\lambda)} \times [C] \quad (\text{Eq. 13})$$

Onde ε é o coeficiente de extinção (valor característico de cada substância) e $[C]$ a concentração.

Apesar da relevância do trabalho de O'Keefe & Deacon (1988), foi somente com o constante aprimoramento da cavidade (*i.e.*, no refinamento dos espelhos

dielétricos em multicamadas, na quantidade e disposição dos espelhos, bem como, no rigoroso controle de parâmetros físicos dentro da cavidade), incorporação de sistemas anexos (e.g., sistema de vaporização), adoção de novos *lasers* (e.g., laser de diodo sintonizável), revisão e aplicação da técnica em outros compostos em trabalhos subsequentes, é que a CRDS se tornou uma técnica de alta sensibilidade como conhecemos hoje. Isto é, uma técnica capaz de executar medições robustas de absorções na ordem de sub-ppm de uma ampla variedade moléculas em fase gasosa (atualmente também em fase líquida e sólida), radicais e aerossóis por passagem através da cavidade óptica (Busch & Busch, 1999; Gupta et al., 2009; Maithani & Pradhan, 2020). Além, vale ressaltar, que trabalhos posteriores de mapeamento de linhas de absorção na faixa do infravermelho próximo dos diferentes isotopólogos de água permitiram que a CRDS começasse a ser aplicada na determinação das razões isotópicas desses isotopólogos nas últimas duas décadas (Gupta et al., 2009; Maithani & Pradhan, 2020).

O Laboratório de Isótopos Estáveis do CPC/UFRGS possui dois sistemas PICARRO® para medições das razões $\delta^{18}\text{O}$ e δD em amostras líquidas. Ambos os sistemas são compostos por um analisador (módulo PICARRO L2130-i, com cavidade óptica de alto fator-Q contendo três espelhos), um vaporizador (módulo PICARRO V1102-i), um autoamostrador, estações para limpeza da seringa contendo água ultrapura (18,2 M Ω .cm à 25°C) e solução de metilpirrolidona (MPD), bandeja para amostras e duas bombas peristálticas para o fluxo de entrada e de saída. Ambos os sistemas PICARRO® são conectados a um mesmo sistema externo de gás N₂ de alta pureza (>99,99%), com pressão configurada em 5 psi (ou lb/in²). A diferença de um sistema para o outro está no autoamostrador, isto é, um foi montado com um autoamostrador PAL HTC-xt da Leap Technologies (Carrboro, NC, USA), e o outro com o autoamostrador PICARRO A0325. A figura abaixo (**Figura 37**) mostra uma foto dos dois sistemas PICARRO® do CPC/UFRGS destacando alguns de seus componentes.



Figura 37. Fotos dos dois sistemas PICARRO L2130-i do Laboratório de Isótopos Estáveis do CPC/UFRGS (a). A foto (b) mostra a estação de limpeza da seringa, a (c) as bombas, (d) detalhe da parte do autoamostrador onde fica a seringa, (e) o vaporizador PICARRO V1102-i e (f) o sistema de gás nitrogênio. Fonte: da Autora.

Um ciclo de medida no sistema PICARRO® dura cerca de 10 minutos e envolve cinco etapas — a de pré-limpeza da seringa, de extração de fração de 2 μ l da amostra pela seringa, de vaporização, a de análise e processamento e a de pós limpeza da seringa (Oliveira, 2019). **Figura 38** sumariza parte desse ciclo (não inclui a etapa de limpeza da seringa).

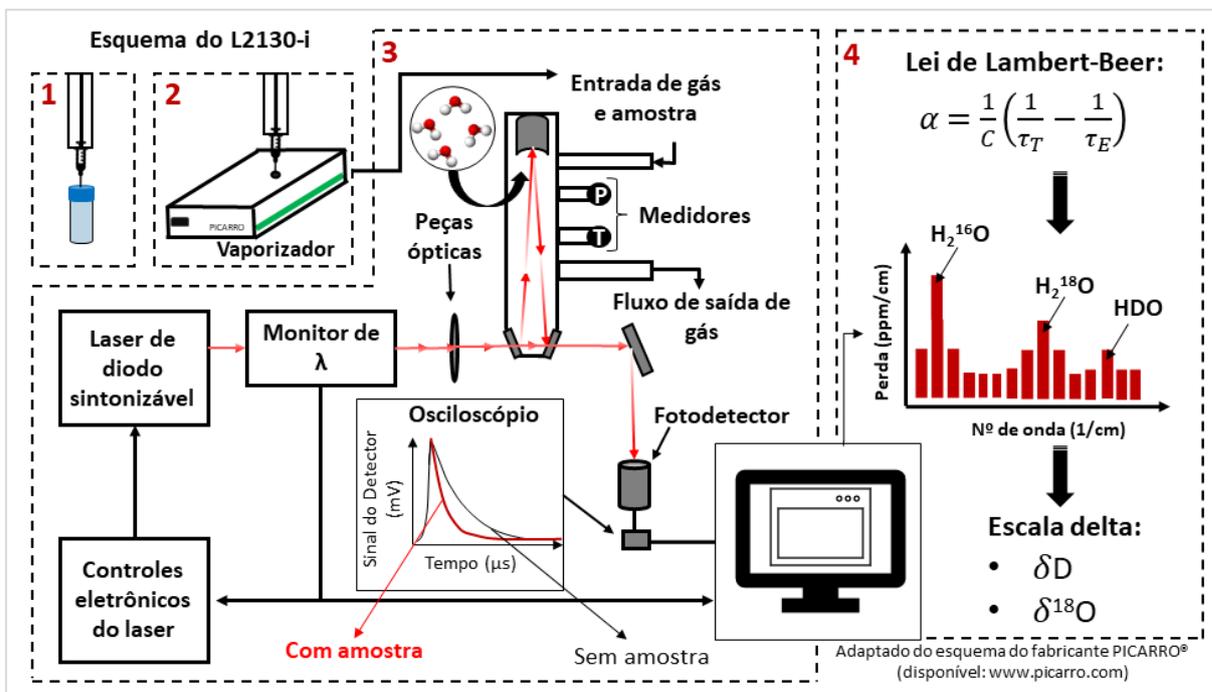


Figura 38. Esquema ilustrado das etapas realizadas pelo sistema PICARRO® L2130-i com módulo de vaporização anexo (PICARRO V1102-i). (1) corresponde a etapa de extração de uma fração de 2µl pela seringa. (2) a etapa de vaporização da fração amostrada inserida pela seringa dentro da câmara do vaporizador PICARRO V1102-i. A (3) é a etapa analítica, onde a amostra dentro da cavidade óptica de alta finesse é incidida por um feixe de laser na faixa do infravermelho e o tempo de decaimento do sinal do laser é coletado. A (4) consiste na etapa de processamento dos dados coletados. Nesse esquema as etapas de limpeza da seringa foram omitidas. Fonte: extraído de Oliveira (2019).

Conforme mostrado na **Figura 38**, 2µl de amostra extraído do vial pela seringa é injetado e vaporizado no PICARRO V1102-i. Para evitar fracionamento isotópico durante o processo de vaporização (*i.e.*, garantir que toda a fração de amostra seja completamente vaporizada), a amostra é vaporizada em temperatura constante (110°C) sob vácuo (Mariani, 2013) em uma câmara de volume pequeno, revestida com material hidrofóbico (Gupta et al., 2009). Após completado o processo de vaporização, as válvulas da câmara abrem e a alíquota de amostra vaporizada é carregada pelo gás N₂ de alta pureza até o analisador PICARRO L2130-i por bombeamento peristáltico. Na cavidade analítica a amostra é varrida por uma radiação emitida pelo laser de diodo na faixa do infravermelho. Este laser é continuamente ligado e desligado em um tempo de microssegundos, varrendo vários λ nessa faixa — aqueles em que as moléculas absorvem radiação e aqueles em que elas não absorvem — para determinar as taxas de decaimento com e sem a amostra (τ_A e τ_V). O monitor de λ direciona o λ específico com precisão de 1 MHz. Para evitar medidas e errôneas e imprecisas dos diferentes isotopólogos de água e alcançar uma estabilidade que permite determinar a concentração desses isotopólogos de forma simultânea, os

parâmetros físicos dentro da cavidade óptica são estabilizados — a temperatura é mantida em $\sim 80^{\circ}\text{C}$ e a pressão em ~ 35 Torr (nível subatmosférico) (Gupta et al., 2009). Os gráficos da **Figura 39** destacam esse patamar de estabilidade de onde são tomadas as medidas. Conforme ilustrado abaixo, a injeção de $2\mu\text{l}$ produz um pulso de 20.000 ± 200 ppm dentro da cavidade óptica formando um patamar de concentração de água estável de onde são tomadas as medidas para determinar as razões isotópicas. Esse patamar é gerado porque a amostra tem concentração uniforme e a taxa de fluxo da fase gasosa é constante (Gupta et al., 2009). Após tomadas as medidas a válvula que conecta o vaporizador à cavidade é fechada e é realizada uma purga no sistema de vaporização e no analisador antes de receber a próxima injeção de amostra (*i.e.*, cavidade óptica) (**Figura 39**).

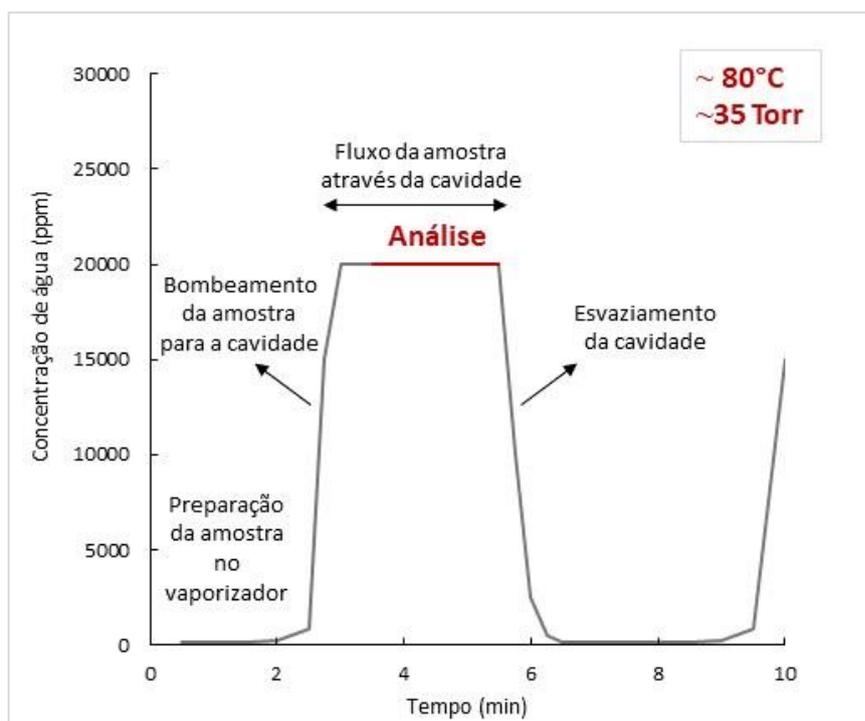


Figura 39. Gráfico do CRDS Data Viewer mostrando o pulso de vapor de água. Em destaque (vermelho) o intervalo em que as medidas para a determinação das razões isotópicas são efetuadas. Fonte: modificado de Gupta et al. (2009).

Na rotina do laboratório do CPC/UFRGS é sempre programado no equipamento oito ciclos de medidas em cada amostra com a finalidade de mitigar o efeito de memória da seringa (Oliveira, 2019). Esse efeito de memória corresponde a contaminação provocada pela coleta da amostra anteriormente analisada — *i.e.*, ao completar um ciclo de análise de uma determinada amostra a seringa pode levar

partículas de água desta para a próxima amostra, interferindo, assim, na composição isotópica. O fabricante assegura que seis injeções já são suficientes para minimizar tal efeito, entretanto, no laboratório do CPC é feito com uma margem maior para se ter maior segurança nas medidas e obter resultados de maior confiabilidade.

Como mencionado previamente, a técnica CRDS é conhecida por ser uma técnica de alta sensibilidade. Para o analisador PICARRO L2130-i, é garantido pelo fabricante uma precisão de 0,025‰ e 0,1‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ e δD , respectivamente, em análise de amostras líquidas. O desvio analítico já fica em 0,2‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ e 0,8‰ para o δD . Os instrumentos PICARRO® são reconhecidos no mercado pela sua alta precisão espectral, estabilidade de pressão e temperatura nas medidas dos analitos (ver www.picarro.com). Dentre as vantagens de se utilizar a técnica CRDS ao invés de espectrometria de massa de razão isotópica (do inglês, *Isotopic Ratio Mass Spectrometry*; IRMS), espectrometria de massa com fonte de gás (do inglês, *Gas-Source Mass Spectrometry*; GSMS) ou técnicas de absorção tradicional para medir razões de isótopos de água está: **(1)** a possibilidade de medir os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD de forma simultânea (sem necessidade de conversão para outros compostos); **(2)** o mais baixo custo do equipamento e de sua manutenção; **(3)** equipamento de fácil operação; **(4)** ocupa pouco espaço no laboratório; **(5)** pode ser transportado para campo e instalado em aeronaves para performar medidas diretamente no ambiente natural sem perder a robustez; **(6)** a sensibilidade a baixas concentrações, por conta do maior caminho efetivo percorrido pelo laser; **(7)** a insensibilidade a oscilações na intensidade do laser, pois o parâmetro de interesse é o tempo de decaimento do feixe na cavidade (Busch & Busch 1999; Berden et al., 2000; Crosson, 2008; Gupta et al., 2009; Maithani & Pradhan, 2020).

6.3.2.1.4. Calibração dos resultados isotópicos

A calibração dos resultados é um processo fundamental tanto para determinar a acurácia das medições quanto para corrigir os possíveis desvios sobre os resultados provocados pelo equipamento analítico. Os resultados isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ e δD) das amostras do testemunho TT01 e do CR1 foram corrigidos em curvas de calibração, lineares, construídas em planilhas no *software* Microsoft Excel®, com os valores mensurados e de calibração dos padrões internos (SPOLE, CRIO e MJ), conforme o

método descrito por Oliveira (2019). No processo de calibração do TT01, para mitigar o efeito de memória (*cf.*, previamente explicado no tópico anterior), foram utilizadas as médias aritméticas dos resultados das três últimas injeções de cada amostra lidas pelo equipamento analítico. Para fins de exemplificação, imagens das curvas de $\delta^{18}\text{O}$ e δD de uma das análises do TT01 podem ser vistas no **Apêndice E**. Contabilizando todas as análises, foram construídas ~72 curvas para cada um dos parâmetros isotópicos avaliados ($\delta^{18}\text{O}$ e δD), totalizando ~144 curvas. Os valores adotados para validar a análise foram um desvio de até $\pm 0,20\%$ e $\pm 0,45\%$ dos valores de calibração de $\delta^{18}\text{O}$ e δD dos padrões internos, respectivamente — conforme mostrado na tabela a seguir (**Tabela 9**) (Oliveira, 2019).

Tabela 9. Composição isotópica dos padrões internos obtidos no processo de calibração do equipamento (em negrito) e os limites inferiores (L. inf.) e superiores (L. sup.) do intervalo aceito para validação dos resultados da análise.

Padrão	L. inf.	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	L. sup.	L. inf.	δD (‰)	L. sup.
SPOLE	-49,30	-49,10	-48,90	-385,48	-385,03	-384,58
CRIO	-42,17	-41,97	-41,77	-329,40	-328,95	-328,50
MJ	-35,83	-35,63	-35,43	-283,43	-282,98	-282,53

Fonte: Dados do Laboratório de Isótopos Estáveis do CPC/UFRGS.

A acurácia para os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD foi melhor que $\pm 0,2\%$ e $\pm 0,9\%$, respectivamente. O erro estimado para o d é de $\pm 1,7\%$.

6.3.2.2. Análise do conteúdo iônico

A análise do conteúdo iônico foi feita no Laboratório de Glacioquímica do CPC (**Figura 40**), localizado no prédio 43129, Campus do Vale, UFRGS. O Laboratório de Glacioquímica é um ambiente limpo, enquadrado na Classe 7 (ISO 14644-1; 1999).



Figura 40. Foto do Laboratório de Glacioquímica do CPC/UFRGS. Fonte: arquivo pessoal.

6.3.2.2.1. Controle de contaminação do laboratório

Como o conteúdo iônico dos testemunhos do interior da Antártica é da ordem de ppb (traço) medidas de maior rigor no controle de contaminação foram aplicadas na rotina de trabalho do laboratório. Durante todas as atividades foi utilizado vestimentas apropriadas para sala limpa (macacão e touca de Tyvek[®] 400 (DuPont[™]) e capa de sapato (DuPont[™]), além de luvas e máscara). Ademais, a limpeza do ambiente — bancadas, capelas e piso — foram diárias e foi evitado o máximo possível o contato da luva próximo à borda e na parte interna dos vials, balões volumétricos e demais frascos (pois, conforme testes anteriores a luva utilizada pode liberar NO₃⁻).

Também para monitorar e controlar a contaminação é utilizada uma água ultrapura (tipo I; com condutividade <0,055µS/cm à 25°C e TOC <50 µg/L; *cf.*, ASTM D1193, 2006) tanto na limpeza dos materiais (**Apêndice F**) e do laboratório, como também, na produção dos padrões de calibração e de checagem consumidos pelo laboratório (tópico 7.2.2.2.). A figura a seguir (**Figura 41**) mostra o sistema gerador de água ultrapura do Laboratório de Glacioquímica. A água da rede de abastecimento passa primeiramente por um sistema de filtragem prévio, composto por três filtros. Após ela é conduzida até o sistema Elix[®] Essential (Merck Millipore, Darmstadt, DE) de produção de água purificada tipo II (condutividade <1 µS/cm à 25°C e TOC <50 µg/L; *cf.*, ASTM D1193, 2006; Millipore garante TOC <30 µg/L), onde maioria das partículas são retidas, grande parte do soluto é eliminado por osmose reversa e é realizada a sanitização da água. Após o tratamento no sistema Elix[®], a água é armazenada em um reservatório de PE. A partir desse reservatório o sistema Milli-Q[®] produz uma água tipo I (Millipore garante TOC <5 µg/L).



Figura 41. Sistema de geração de água ultrapura do Laboratório de Glacioquímica (CPC/UFRGS).
Fonte: arquivo pessoal.

6.3.2.2.2. Preparação das amostras e dos padrões de checagem para análise do conteúdo iônico

Alguns dias antes da realização da análise cromatográfica foi realizada a limpeza dos vials de PP de 5 ml (Dionex™ Polyvials; N° de catálogo: 038008) e de suas respectivas tampas equipadas com filtros (Dionex™ Filter Caps; N° de catálogo: 038009), confeccionados exclusivamente para o autoamostrador acoplado ao equipamento analítico (Autoamostrador AS-DV, Dionex™). A limpeza seguiu o protocolo descrito no **Apêndice F**.

Poucas horas antes de iniciar a corrida cromatográfica um conjunto de amostras (~30-40 amostras) era colocado para descongelar na capela de fluxo laminar Classe 5 (ISO 14644-1; 1999). Diferente da preparação das amostras para a análise das razões isotópicas, após o descongelamento as amostras reservadas para a análise dos íons foram diretamente transferidas para os vials de PP sem o auxílio de pipeta, para evitar a contaminação cruzada entre as amostras. Logo após a

transferência o vial era imediatamente fechado com o auxílio de uma ferramenta de inserção de tampas (Dionex™) previamente lavada com água Milli-Q®. Durante todo o processo os vials e as tampas foram manipulados uma pinça previamente lavada e toda a etapa de preparação de amostras foi executada na capela de fluxo laminar Classe 5 (ISO 14644-1; 1999). A figura abaixo (**Figura 42**) mostra fotografias da etapa de preparação das amostras para análise.



Figura 42. Fotografias da etapa de preparação das amostras para análise do conteúdo iônico na bancada de fluxo laminar Classe 5. Em (a) algumas amostras do TT01 descongelando; em (b) é mostrado a ferramenta de inserção das tampas (1), a pinça utilizada na manipulação das tampas e vials (2) e as amostras do TT01 já nos vials de PP apropriados para o autoamostrador AS-DV (Dionex™) (3); em (c) é destacado os vials de PP limpos dentro do pote de Nalgene® (4) e as tampinhas limpas condicionadas dentro de uma caixa plástica (5). Fonte: arquivo pessoal.

Soluções padrões de calibração foram construídas e analisadas antes de iniciar a análise das amostras do testemunho de *firn* TT01. Ao todo foram construídas cinco soluções padrões para a calibração das análises de cátions (C1 à C5; onde o índice 1 indica a solução menos concentrada e o 5 a mais concentrada) e cinco para a análise de ânions (A1 à A5). Estas soluções padrões são basicamente soluções menos concentradas de uma solução intermediária contendo os íons de interesse (solução padrão de estoque) — feita por meio da diluição de materiais de referência padrão em água purificada (*cf.* **Figura 43**). Elas foram pensadas para abranger as concentrações usuais dos íons das amostras de neve/gelo da Antártica.

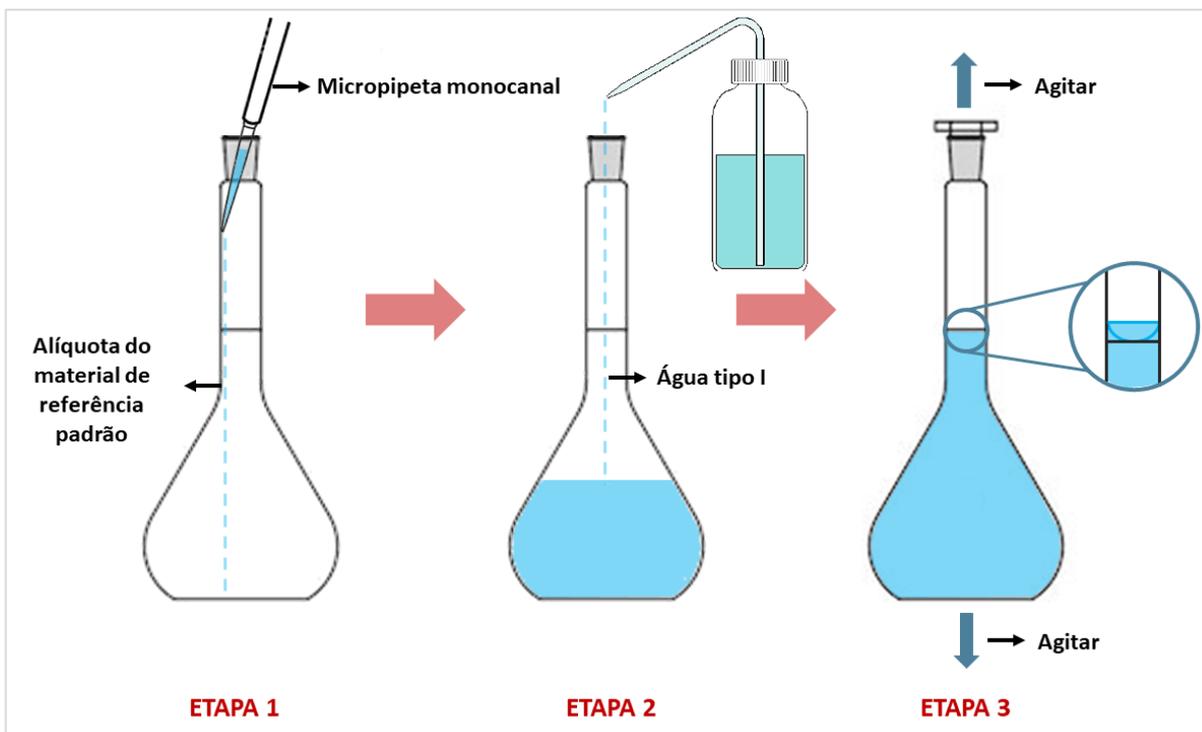


Figura 43. Esquema ilustrativo da etapa de preparação da solução padrão de estoque para a construção dos padrões de calibração e checagem. Fonte: da Autora.

Para construção das soluções padrões de calibração foram utilizados balões volumétricos de 100, 50 e de 25 ml.

Ao longo de todas as corridas cromatográficas os padrões C4 e A4 foram monitorados, assim como o padrão de checagem independente BM02 — construído por meio da diluição do SRM BIGMOOSE-02 (Environment Canada, Lot # 1010 e Environment Canada, CRM ION-915, Lot # 1109).

6.3.2.2.3. Cromatografia de troca iônica

As 309 amostras do testemunho TT01 destinadas a análise do conteúdo iônico foram analisadas pela técnica de cromatografia de troca iônica de alta performance (da sigla em inglês HPIEC ou IEC; *(High Performance) Ion Exchange Chromatography*). Esta técnica é uma das várias técnicas de cromatografia iônica — a qual, por sua vez, é uma especificidade da técnica de cromatografia líquida (Weiss, 2004; Marques, 2012; Thoen, 2017). Uma breve revisão da história da cromatografia

líquida e dos tipos de cromatografia iônica pode ser vista no trabalho de Thoen (2017) e de Marques (2012), e em mais detalhe na obra de Weiss (2004).

Os equipamentos de IEC são compostos por um sistema de autoprodução de eluentes (ou por um compartimento para colocar o eluente pré-fabricado), uma bomba de alta pressão, uma válvula de injeção de três vias, um sistema de separação (sistema de colunas), uma supressora química, um detector de condutividade elétrica e por um sistema de coleta de dados (**Figura 44**). A maioria dos componentes, sobretudo aqueles que entram em contato com a amostra (ou que podem vir ter contato acidentalmente com a amostra), são construídos em poliéter éter cetona (da sigla em inglês, PEEK; *polyether ether ketone* — um polímero de cadeia linear, semicristalino), devido a excelente resistência química a longo prazo, como também, mecânica e a altas temperaturas desse material.

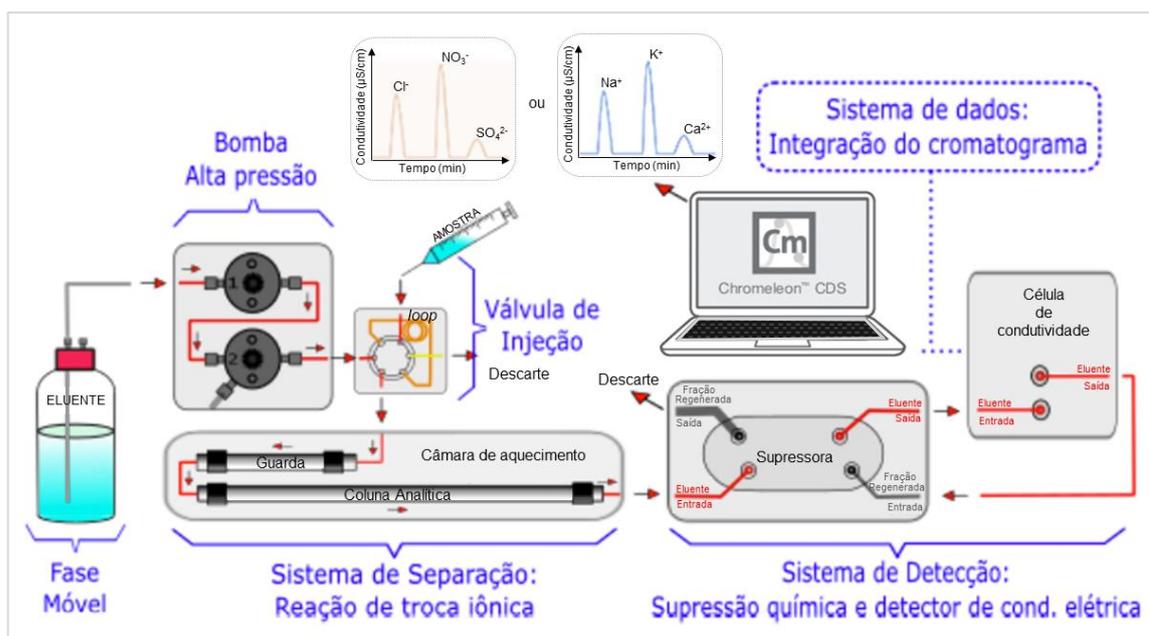


Figura 44. Esquema ilustrado dos principais componentes de um sistema IEC. Fonte: modificado de Thoen (2017).

Basicamente, o princípio de qualquer técnica de cromatografia é submeter uma alíquota de uma determinada amostra em fluido de passagem (*i.e.*, eluente; denominado de fase móvel) a um processo de separação para discriminar e averiguar compostos de interesse. Considerando a IEC, a separação se dá por trocas iônicas entre a fase móvel contendo os analitos da amostra de interesse e o substrato sólido do interior da coluna (denominado de fase estacionária) (**Figura 45**). Tal substrato é

composto por grupos funcionais de troca iônica (sendo que cada tipo de análise, catiônica e aniônica, tem seu grupo funcional específico) ligados a um suporte de polímero inerte (PE, etil-vinil-benzeno ou polimetilmetacrilato co-polimerizadas com divinilbenzeno). A separação dos analitos iônicos consiste na chegada dos analitos em tempos diferentes no detector de condutividade e ela é resultado da interação das seguintes forças de atração: hidrofobicidade, carga e raio iônico (Weiss, 2004; Thoen, 2017).

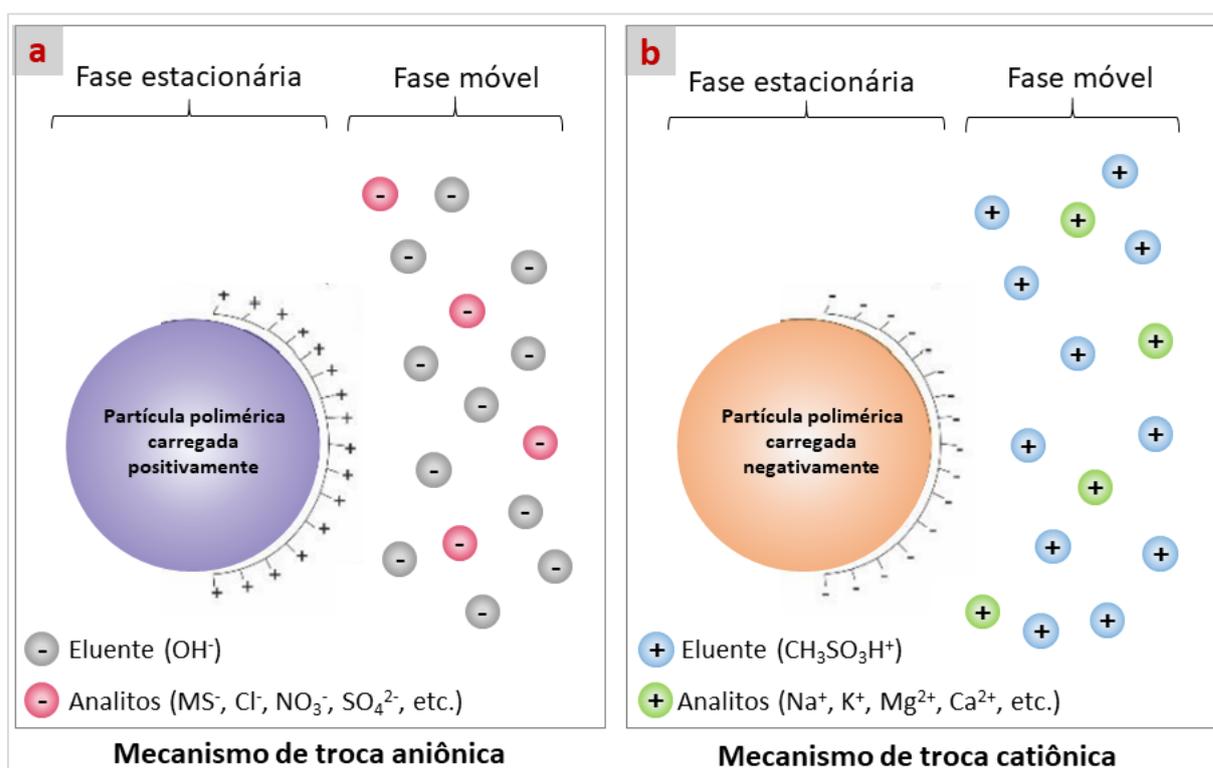


Figura 45. Desenho esquemático do mecanismo de separação nas colunas analíticas dos sistemas IEC. Em **(a)** o esquema do mecanismo de troca aniônica e em **(b)** o esquema do mecanismo de troca catiônica. Fonte: modificado de Thoen (2017).

Para a análise das amostras do testemunho TT01 foram utilizados dois sistemas de cromatografia Dionex™ (**Figura 46**), pois a análise pela técnica de cromatografia por troca iônica não permite a análise simultânea de cátions e de ânions (Thoen, 2017). O sistema Dionex™ ICS-2000 foi utilizado para a análise dos ânions e o sistema Dionex™ ICS-2100 para a análise dos cátions. Ambos sistemas passaram por um processo de hidratação, retirada de bolhas (limpeza/purga do sistema), estabilização das pressões e de calibração antes de começar as corridas

cromatográficas das amostras de interesse. Esses processos iniciais duraram aproximadamente duas semanas.

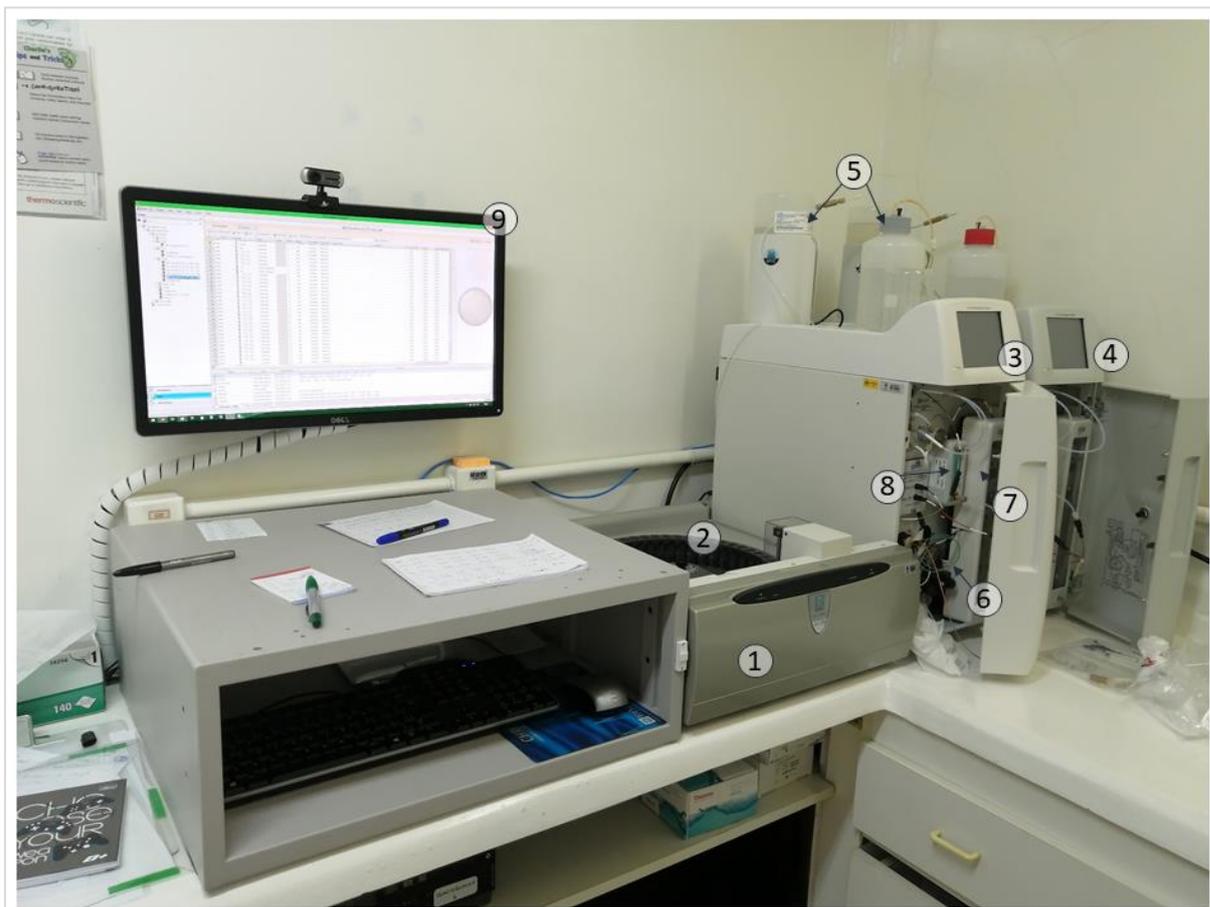


Figura 46. Fotografia dos sistemas de cromatografia por troca iônica da Dionex™ do Laboratório de Glacioquímica do CPC/UFRGS. Em (1) o autoamostrador AS-DV; (2) o carrossel do autoamostrador; (3) o sistema ICS 2100 empregado na análise dos cátions; (4) o sistema ICS 2000 empregado na análise dos ânions; (5) sistema de geração de eluente; (6) loop de injeção; (7) compartimento onde fica a coluna analítica; (8) supressora; e (9) sistema de coleta, processamento e análise de dados (Chromeleon™ 7.2. software). Fonte: Arquivo pessoal.

A tabela a seguir (**Tabela 10**) apresenta a configuração e especificações dos sistemas de cromatografia por troca iônica do Laboratório de Glacioquímica do CPC/UFRGS utilizados na análise do testemunho de *firm* TT01.

Tabela 10. Configuração e características dos sistemas IEC utilizados na análise do testemunho de firm TT01.

	Cátions	Ânions
Equipamento analítico	ICS 2100 (Dionex™)	ICS 2000 (Dionex™)
Coluna analítica	Ion Pac™ CS12A (2 x 250 mm)	Ion Pac™ AS17C (2 x 250 mm)
Coluna de guarda	Ion Pac™ CG12A (2 x 50 mm)	Ion Pac™ AG17C (2 x 50 mm)
Formato	Microbore	Microbore
Grupo funcional	Ácido Carboxílico/Fosfônico	Alcanol quaternário de amônio
Hidrofobicidade	Média à baixa	Baixa
Temperatura da coluna	30,0 ± 0,1 °C	30,0 ± 0,1 °C
Eluente	Elugen EGC II - MSA	Elugen EGC II - KOH
Fluxo de eluente	0,25 ml/min	0,25 ml/min
Supressora	CRSR 2mm	ARSR 2mm
Corrente da supressora	~15 mA	~15 mA
Detector	DS6 heated conductivity cell	DS6 heated conductivity cell
Temperatura do detector	35,0 ± 0,1 °C	35,0 ± 0,1 °C
Background do detector	< 0.3 µS/cm	< 0.5 µS/cm
Fator de lavagem	8x	8x
Volume de injeção	250 µl	250 µl
Pressão de trabalho	±2.000 psi	±1.850 psi
Tempo de corrida	26 min	26 min
Coleta, processamento e análise de dados	Chromeleon™ 7.2.	Chromeleon™ 7.2.

Na configuração do IEC utilizado pelo laboratório de Glacioquímica cada amostra é inteiramente sugada pelo autoamostrador AS-DV e conduzida até um anel separador, onde metade da amostra é enviada para o sistema de análise de cátions e a outra metade para o de ânions. Uma alíquota de 250 µl preenche o *loop* de injeção de cada sistema e o restante é descartado. Após o preenchimento, a configuração da válvula de injeção muda, e o *loop* de injeção passa ter conexão com o sistema de geração de eluente numa extremidade e com o sistema de colunas na outra. Nessa outra configuração, a amostra é bombeada junto com um fluxo contínuo de eluente de 0,25 ml/min para o sistema de colunas. A figura a seguir (**Figura 47**), mostra um desenho do sistema de injeção no momento de carregamento da amostra no *loop* (**Figura 47a**) e no de injeção em direção à coluna para a análise (**Figura 47b**).

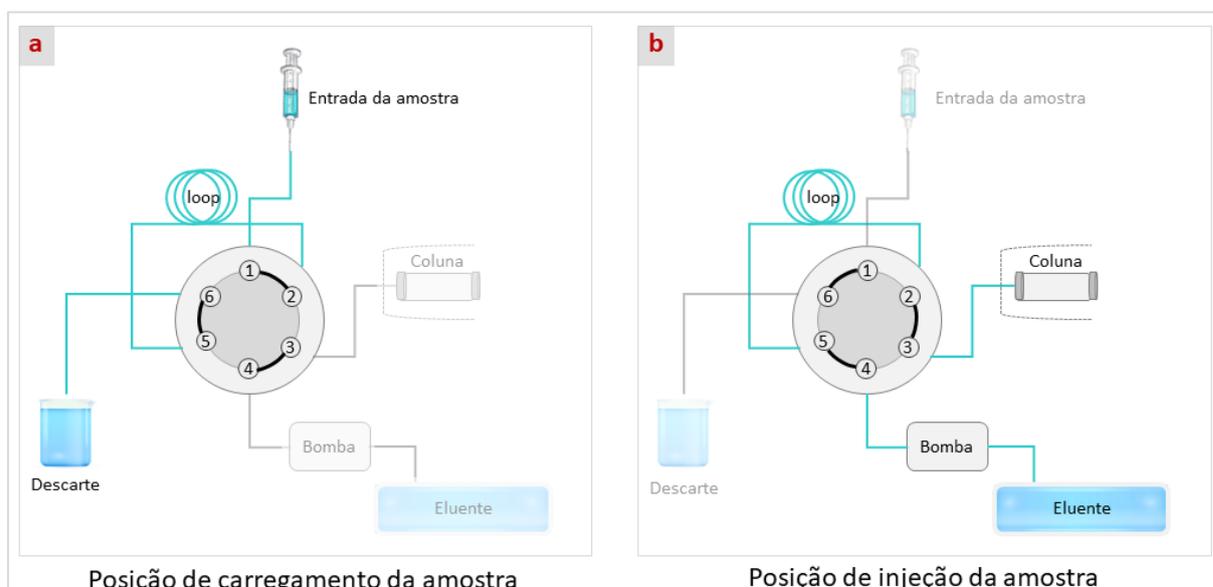


Figura 47. Esquema ilustrativo da válvula de injeção dos sistemas de cromatografia da Dionex™. Fonte: da Autora.

Antes da amostra alcançar a coluna analítica ela passa por uma coluna menor, composta pelos mesmos materiais da coluna analítica — denominada de coluna de guarda (também conhecida como coluna de sacrifício ou de proteção). A coluna de guarda tem como função prender quaisquer impurezas que possam causar danos à coluna analítica e por consequência interferir na análise cromatográfica. Ao chegar na coluna analítica os analitos são separados devido as interações entre analito, fase móvel e coluna previamente mencionadas.

Após a passagem pela coluna analítica a fase móvel passa pela supressora química antes de chegar no detector de condutividade. A supressora química tem como principais funções reduzir ao máximo a influência do eluente sobre o sinal (por meio da remoção parcial de íons do eluente e contra íons da amostra) e melhorar a intensidade do sinal dos analitos de interesse medidos (através da conversão dos analitos para suas formas mais básicas ou ácidas mais condutivas), aprimorando, assim, a razão sinal ruído (Thoen, 2017). Maiores detalhes sobre o sistema de geração de eluente e da supressora química dos cromatógrafos do Laboratório de Glacioquímica são detalhados no estudo de Thoen (2017).

O sinal medido no detector é armazenado e processado no sistema de coleta de dados (software Chromeleon™). Nas análises do TT01 foi utilizado a versão 7.2. do software Chromeleon™. A concentração dos analitos corresponde a integração da área do sinal de condutividade (dado em $\mu\text{S}/\text{cm}$) gerado pelos analitos de interesse na corrida cromatográfica (Weiss, 2004). Considerando a análise do conteúdo catiônico os analitos chegam na seguinte ordem: Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} . Enquanto na análise do conteúdo aniônico a ordem de chegada é: MS^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , $\text{C}_2\text{O}_4^{2-}$.

6.3.3. Processamento dos resultados glaciológicos

Com os dados coletados no campo foram construídos os perfis de densidade dos testemunhos e as profundidades foram corrigidas para equivalente água. O perfil de densidade reflete as condições climáticas locais e as mudanças físicas no pacote de neve e *firm* (processo de metamorfismo) e, portanto, auxiliam a interpretação paleoclimática dos testemunhos (Cuffey & Paterson, 2010). A profundidade em equivalente água é importante para corrigir o fator de compactação da neve e, assim, poder melhor comparar testemunhos de regiões diferentes. Ela é obtida pelo produto da densidade pela resolução amostral de cada seção.

Usando descrição estratigráfica de campo e a da etapa de descontaminação do testemunho foi desenhado os perfis estratigráficos do sítio CR1. Em regiões com as condições climáticas do sítio CR1, a interpretação ambiental da estratigrafia física ainda é um processo relativamente simples e auxilia a interpretação do registro

químico. Em contraste, quanto mais para o interior do continente antártico, mais difícil é de interpretar a estratigrafia devido as condições de mais baixas acumulações.

6.3.4. Datação do testemunhos de firn

A datação do testemunho de *firn* TT01 foi realizada pelo método de contagem de camadas anuais por meio de parâmetros químicos que variam sazonalmente. Especificamente para o TT01 foram utilizadas as razões de isótopos estáveis de água ($\delta^{18}\text{O}$ e δD) e a concentração de Na^+ e de *non-sea-salt* SO_4^{2-} (nssSO_4^{2-} ; também conhecido como excesso de SO_4^{2-}).

O Na^+ provém principalmente da sublimação da neve depositada sobre o gelo marinho contaminada pela salmoura ou pelas *frost flowers*⁶⁹ (*i.e.*, trata-se de um aerossol de sal marinho fracionado no processo de formação do gelo marinho) (*cf.*, revisado por Thomas et al., 2019). O maior *input* de Na^+ sobre o continente antártico ocorre no inverno devido ao aumento da intensidade de ventos próximo a margem da cobertura de gelo marinho, por conta do fortalecimento da circulação atmosférica nesse período (Legrand and Delmas, 1984; *cf.*, revisado por Thomas et al., 2019). Por conta disso, o Na^+ é um excelente marcador do período de inverno para ser usado na datação de testemunhos (Legrand & Mayewski, 1997), especialmente daqueles recuperados na Antártica Ocidental, pois mantém sazonalidade bem marcada em centenas de metros de profundidade em áreas com acumulação alta à moderada (*e.g.*, Sigl et al., 2016). Já o nssSO_4^{2-} deriva principalmente da atividade biológica nos oceanos, sendo um dos produtos de oxidação do dimetilsulfeto ($\text{C}_2\text{H}_6\text{S}$; DMS) na atmosfera. Ele é estimado através da remoção da contribuição do sal marinho, conforme a seguinte equação:

$$\text{nssSO}_4^{2-} = \overbrace{\text{SO}_4^{2-}}^{(\text{Amostra})} - \frac{\overbrace{\text{SO}_4^{2-}}^{(\text{Água do mar})}}{\overbrace{\text{Na}^+}^{(\text{Amostra})}} \times \text{Na}^+ \quad (\text{Equação 14})$$

⁶⁹ As *frost flowers* são estruturas delicadas de cristais de gelo que se assemelham a flores e que contêm salmoura em sua base e sais marinhos na sua estrutura. Elas aparecem frequentemente durante o período de inverno-primavera na superfície do gelo marinho jovem (recém-formado) nas regiões polares (Hara et al., 2017).

Onde a razão $[\text{SO}_4^{2-}/\text{Na}^+]$ da água do mar é igual a 0,251 (cf., Wilson, 1975).

O DMS resulta da degradação do dimetil-sulfônico-propionato (DMSP), uma substância excretada pela floração de fitoplâncton na água do mar, que tipicamente ocorre após a quebra do gelo marinho na primavera austral. Na atmosfera o DMS oxida para MSA ($\text{CH}_3\text{SO}_3\text{H}$) e para SO_4^{2-} , conforme ilustrado no esquema a seguir (**Figura 48**) (Abram et al., 2013; Thomas et al., 2019).

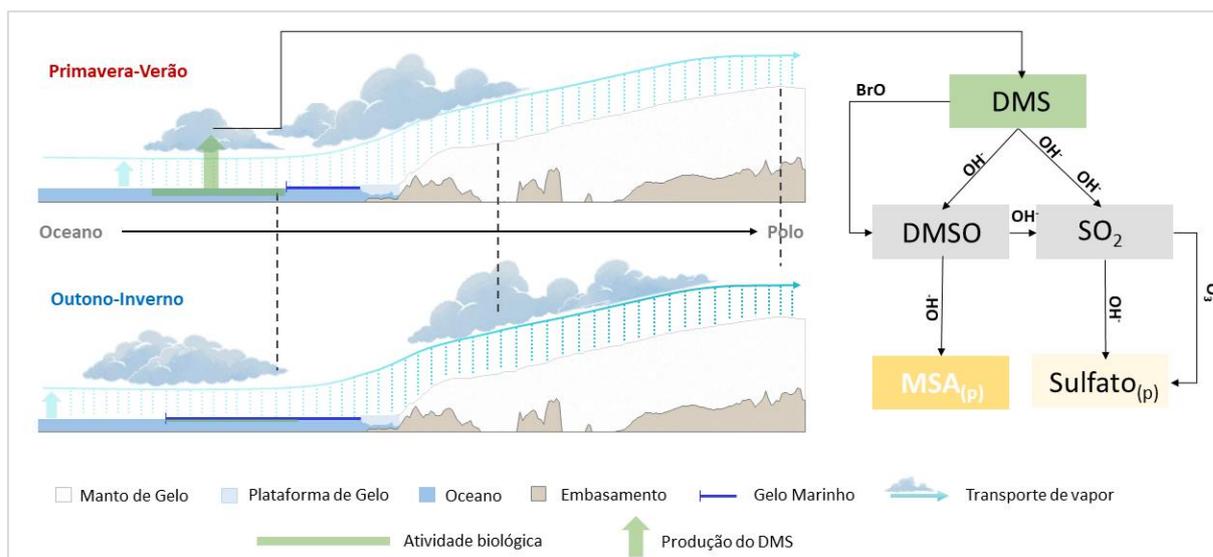


Figura 48. Esquema ilustrativo mostrando o período de maior produção do DMS e sua oxidação na atmosfera para MSA e SO_4^{2-} . Fonte: adaptado de Abram et al., 2013.

A maior concentração de nssSO_4^{2-} na neve polar é verificada no início do verão austral por conta da quebra do vórtice polar (Steig et al., 2005). Contribuições de outras fontes importantes de nssSO_4^{2-} chegam à Antártica via troposfera e estratosfera inferior (e.g., contribuições de fontes vulcânicas, antropogênicas e de outras fontes biogênicas de enxofre) (Legrand & Mayewski, 1997; Steig et al., 2005; Kreutz & Koffman, 2013). Com relação a influência vulcânica, os vulcões em processo de erupção emitem para a atmosfera quantidades grandes de SO_2 , o qual é oxidado posteriormente para SO_4^{2-} . A concentração de SO_4^{2-} (ou de nssSO_4^{2-}) na neve polar aumenta de 1 a 2 anos após o evento de erupção (Kreutz, 2007), formando um pico que pode ser usado como horizonte de referência e, assim, dar maior precisão a datação (caso identificado qual o evento de vulcanismo que o gerou) (Legrand & Mayewski, 1997; Udisti et al., 2000).

A datação do testemunho CR1 foi performada somente através da contagem dos picos isotópicos (δs).

6.3.5. Determinação da acumulação anual

Tendo o efetuado a datação do testemunho TT01 foi possível estimar a acumulação anual e a taxa de taxa de acumulação pela relação idade e profundidade. Como o testemunho desse estudo é consideravelmente raso, não foi necessário fazer correções para minimizar o efeito da deformação das camadas (afinamento) com o aumento da profundidade⁷⁰.

6.3.6. Dados meteorológicos

6.3.6.1. Dados do Módulo Científico Criosfera 1

Estações climáticas automatizadas, como o Criosfera 1, têm melhorado a cobertura espacial da rede de observações meteorológicas nos últimos anos e são uma promessa para fornecer informação útil sobre a variabilidade climática nos próximos anos. Além, os dados das estações são cruciais para aprimorar a interpretação do registro glaciológico — proposta desse estudo. Para tal feito foi utilizado os seguintes parâmetros extraídos do registro módulo CR1: temperatura, velocidade e direção do vento, acumulação de neve. O período analisado foi de 2013-2018.

⁷⁰ Como sabemos o gelo deforma plasticamente, portanto, com aumento da profundidade as camadas tendem a afinar devido ao aumento da carga sobrejacente. Por conta disso, para corrigir o efeito do afinamento das camadas e inferir um valor absoluto para a taxa de acumulação ou mudanças ao longo de milênios, é necessário multiplicar as espessuras das camadas pelo fator de deformação. O valor do fator de correção geralmente aumenta exponencialmente com a idade. De forma geral, as incertezas nas estimativas de deformação aumentam quanto mais longe o sítio estudado estiver do divisor de drenagem e quanto mais próximo a base do manto de gelo (Cuffey & Paterson, 2010; Schwander, 2013).

6.3.6.2. Dados de reanálise

Dados de produtos de reanálise são essenciais para suprir a escassez espacial e temporal de dados de estações no continente antártico. Neste trabalho foi utilizado a última reanálise liberada pelo European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF): a ERA5. O ERA5 é a quinta geração de reanálise do ECMWF e comparado a outros produtos de reanálise tem uma maior resolução espacial (com dados sendo gerados a cada 0,25° de latitude e longitude e para 37 níveis de pressão), e temporal (de 1950 até o presente), assim como melhores balanços globais de precipitação e evaporação (Hersbach & Dee, 2016; Hersbach et al., 2019).

As variáveis extraídas do ERA5 usadas nesse trabalho são listadas na tabela abaixo (**Tabela 11**).

Tabela 11. Variáveis extraídas dos produtos ERA5.

Produtos	Conjunto de dados	Variáveis	Período
	reanálise-era5-nível-único	Temperatura (2m)	1998-2018
	reanálise-era5- nível-único	Precipitação total	1998-2018
ERA5 dados horário de 1979 até o presente	reanálise-era5- nível-único	Componente u do vento (10m)	1998-2018
	reanálise-era5- nível-único	Componente v do vento (10m)	1998-2018
	reanálise-era5-níveis-pressão	Temperatura (900 hPa)	1998-2018
	reanálise-era5-níveis-pressão	Componente u do vento (850 hPa)	1998-2018
	reanálise-era5-níveis-pressão	Componente v do vento (850 hPa)	1998-2018
	ERA5 dados mensais de 1950 até o presente	reanálise-era5- nível-único	Concentração do gelo marinho
reanálise-era5- nível-único		Pressão média ao nível do mar	1998-2018

6.3.6.3. Índices climáticos

Nesse trabalho também foram feitas comparações entre as séries temporais dos modos atmosféricos de grande escala (SAM e ENSO) e a posição geográfica e

força da zona climatológica de baixa pressão do setor Pacífico (ABSL) com as séries temporais das composições de isótopos estáveis da água e de acumulação. O índice de Marshall (Marshall, 2003; disponível em: <https://legacy.bas.ac.uk/met/gjma/sam.html>) foi usado para quantificar a fase do SAM, enquanto o índice Oscilação Sul (doravante índice SOI; NOAA 2019; disponível em: <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/soi>) foi usado para quantificar a fase do ENSO. Usamos os índices da ASL de Hosking et al., (2016; disponível em: http://scotthosking.com/asl_index) para descrever a posição geográfica e a força da ABSL.

REFERÊNCIAS

Abram, N.J., Wolff, E W., & Curran, M.A. 2013. A review of sea ice proxy information from polar ice cores. *Quaternary Science Reviews*, 79: 168-183.

Abram, N.J., Mulvaney, R., Vimeux, F., Phipps, S.J., Turner, J., & England, M.H. 2014. Evolution of the Southern Annular Mode during the past millennium. *Nature Climate Change*, 4(7): 564-569.

Accardo, N. J., Wiens, D. A., Hernandez, S., Aster, R. C., Nyblade, A., Huerta, A., Anandakrishnan, S., Wilson, T., Heeszel, D.S., & Dalziel, I. W. 2014. Upper mantle seismic anisotropy beneath the West Antarctic Rift System and surrounding region from shear wave splitting analysis. *Geophysical Journal International*, 198(1): 414-429.

Adams, B., Arthern, R., Atkinson, A., Barbante, C., Bargagli, R., Bergstrom, D., Bertler, N., Bindshadler, R., Bockheim, J., Boutron, C., Bromwich, D., Chown, S., Comiso, J., Convey, P., Cook, A., di Prisco, G., Fahrbach, E., Fastook, E., Forcarda, J., Gili, J.-M., Gugliemin, M., Gutt, J., Hellmer, H., Hennion, F., Heywood, K., Hodgson, D., Holland, D., Hong, S., Huiskes, A., Isla, E., Jacobs, S., Jones, A., Lenton, A., Marshall, G., Mayewski, P., Meredith, M., Metzl, N., Monaghan, A., Naveira-Garabato, A., Newsham, K., Orejas, C., Peck, L., Pörtner, H.-O., Rintoul, S., Robinson, S., Roscoe, H., Rossi, S., Scambos, T., Shanklin, J., Smetacek, V., Speer, K., Stevens, M., Summerhayes, C., Trathan, P., Turner, J., van der Veen, K., Vaughan, D., Verde, C., Webb, D., Wiencke, C., Woodworth, P., Worby, T., Worland, R., & Yamanouchi, T. 2009. The instrumental period. In: *Antarctic climate change and the environment: a contribution to the international polar year 2007-2008*. Scientific Committee on Antarctic Research, SCAR, p. 183-298.

Ainley, D., Barrett, P., Bindshadler, R., Clarke, A., Convey, P., Fahrbach, E., Gutt, J., Hodgson, D., Meredith, M., Murray, A., Pörtner, H.-O., di Prisco, G., Schiel, S., Speer, K., Summerhayes, C., Turner, J., Verde, C., & Willems, A. 2009. The Antarctic environment in the global system. In: *Antarctic climate change and the environment: a contribution to the international polar year 2007-2008*. Scientific Committee on Antarctic Research, SCAR, p. 1-32.

Aquino, F.E., Bernardo, R.T., Schossler, V., Reis, P., Simões, J., & Junior, J.G. 2020. Identification of a possible channel in the trajectory of air masses between Subtropical South America and Antarctica in 2016 and 2017. In: SCAR OPEN SCIENCE CONFERENCE, 2020, Hobart.

Aquino, F. E. 2021. Comunicação Pessoal.

ASTM – D1193 - Standard Specification for Reagent Water. West Conshohocken, PA 19428–2959, EUA, 2006.

- Baertschi, P. 1976. Absolute ^{18}O content of standard mean ocean water. *Earth and Planetary Science Letters*, 31(3): 341-344.
- Bales, R. C., & Wolff, E. W. 1995. Interpreting natural climate signals in ice cores. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 76(47): 477-483.
- Baranov, A., Tenzer, R., & Morelli, A. 2021. Updated Antarctic crustal model. *Gondwana Research*, 89: 1-18.
- Barker, P. F. 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth-Science Reviews*, 55(1-2): 1-39.
- Barry, R. G., & Chorley, R. J. 2010. *Atmosphere, Weather and Climate*. Francis & Taylor, 516p.
- Barry, R. G., & Gan, T. Y. 2011. *The global cryosphere: past, present, and future*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 586 p.
- Bell, R. E., & Seroussi, H. 2020. History, mass loss, structure, and dynamic behaviour of the Antarctic Ice Sheet. *Science*, 367(6484): 1321-1325.
- BERCO. Disponível em: <https://www.berco.se/>. Último acesso em: Outubro de 2021.
- Berden, G., Peeters, R., & Meijer, G. 2000. Cavity ring-down spectroscopy: Experimental schemes and applications. *International reviews in physical chemistry*, 19(4): 565-607.
- Bernardo R.T. 2005; *O potencial da glacioquímica para estudos ambientais*. Porto Alegre. 40p. Exame de qualificação (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A. 2014. *Glaciers & Glaciation*. Routledge, 802 p.
- Bezerra, A. R. 2016. *Calibrações em glaciologia: relação entre isótopos estáveis de O e H e temperatura do ar e identificação de origem de massas de ar por isótopos radiogênicos de Sr e Nd*. Niterói, 149p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal Fluminense.
- Bindschadler, R. 2006. The environment and evolution of the West Antarctic ice sheet: setting the stage. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364(1844): 1583-1605.
- Bindschadler, R. 2013. Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet. In: Elias, S. A. & Mock, C. J. (Eds.). *Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition)*. Elsevier Science Ltd., p. 448-455.
- Bo, S., Siegert, M. J., Mudd, S. M., Sugden, D., Fujita, S., Xiangbin, C., Yunyun, J., Xueyuan, T. & Yuansheng, L. 2009. The Gamburtsev mountains and the origin and early evolution of the Antarctic Ice Sheet. *Nature*, 459(7247): 690-693.
- Bockheim, J. G. 2015. *The soils of Antarctica*. Springer, 322 p.

- Bonne et al., 2019: Bonne, J. L., Behrens, M., Meyer, H., Kipfstuhl, S., Rabe, B., Schönicke, L., Steen-Larsen, H. C. & Werner, M.: Resolving the controls of water vapour isotopes in the Atlantic sector. *Nat. Commun.*, 10(1), 1-10,
- Bréant et al. 2019: Bréant, C., Dos Santos, C. L., Agosta, C., Casado, M., Fourré, E., Goursaud, S., Masson-Delmotte, V., Favier, V., Cattani, O., Prié, F., Golly, B., Orsi, A., Martinerie P. & Landais, A.: Coastal water vapor isotopic composition driven by katabatic wind variability in summer at Dumont d'Urville, coastal East Antarctica, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 514, 37-47,
- Bromwich, D. H. 1988. Snowfall in high southern latitudes. *Reviews of Geophysics*, 26(1): 149-168.
- Bromwich, D. H., Guo, Z. Bai, L. & Chen, Q.-S. 2004. Modeled Antarctica precipitation. Part I: Spatial and temporal variability. *Journal of Climate*, 17: 427-447.
- Bromwich, D. H., Nicolas, J. P., Hines, K. M., Kay, J. E., Key, E. L., Lazzara, M. A., Lubin, D., McFarquhar, G., Gorodetskaya, I., Grosvenor, D.P. Lachlan-Cope, T., & van Lipzig, N. P. 2012. Tropospheric clouds in Antarctica. *Reviews of Geophysics*, 50(1).
- Brook, E. J. 2007. Ice core Methods, Overview, *in: Elias, S. A. (Ed.) Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier Science Ltd., 1145-1156.
- Brook, E. J., & Buizert, C. 2018. Antarctic and global climate history viewed from ice cores. *Nature*, 558(7709): 200-208.
- Busch, K.W., & Busch, M.A. 1999. Introduction to Cavity-Ringdown Spectroscopy. In: Busch, K.W., & Busch, M.A. (Eds.). *Cavity-Ringdown Spectroscopy, an Ultratrace-Absorption Measurement Technique*. ACS SYMPOSIUM SERIES, 720, p 7-19.
- Carlos, F.S. 2016. *Variabilidade química e climática no registro do Testemunho de Gelo Mount Johns – Antártica*. Porto Alegre, 144p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Casado, M., Landais, A., Masson-Delmotte, V., Genthon, C., Kerstel, E., Kassi, S., Arnaud, L., Picard, G., Prie, F., Cattani, O., Steen-Larsen, H.-C., Vignon, E., & Cermak, P. 2016. Continuous measurements of isotopic composition of water vapour on the East Antarctic Plateau. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(13): 8521-8538.
- Casado, M., Münch, T., & Laepple, T. 2020. Climatic information archived in ice cores: impact of intermittency and diffusion on the recorded isotopic signal in Antarctica. *Climate of the Past*, 16(4): 1581-1598.
- Ciais, P., & Jouzel, J. 1994. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Isotopic model, including mixed cloud processes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D8): 16793-16803.
- Clark, I., & Fritz, P. 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, Boca Raton, 312p.

Clem, K. R. & Fogt, R. L. 2013. Varying roles of ENSO and SAM on the Antarctic Peninsula climate in austral spring. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118: 11481–11492.

Clem, K. R., Renwick, J. A., McGregor, J., & Fogt, R. L. 2016. The relative influence of ENSO and SAM on Antarctic Peninsula climate. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(16): 9324-9341.

Clem, K. R., Renwick, J. A., & McGregor, J. 2017. Large-scale forcing of the Amundsen Sea low and its influence on sea ice and West Antarctic temperature, *Journal of Climate*, 30(20): 8405-8424.

Clem, K. R., Fogt, R. L., Turner, J., Lintner, B. R., Marshall, G. J., Miller, J. R., & Renwick, J. A. 2020. Record warming at the South Pole during the past three decades. *Nature Climate Change*, 10(8): 762-770.

Climate Reanalyzer, CCI/UMaine. Disponível em: <<https://climatereanalyzer.org/>>

Convey, P., Bindshadler, R., Di Prisco, G., Fahrbach, E., Gutt, J., Hodgson, D. A., Mayewski, P.A., Summerhayes, C.P., & Turner, J. & Acce Consortium. 2009. Antarctic climate change and the environment. *Antarctic Science*, 21(6): 541-563.

Craddock, C. 1883. The East Antarctica-West Antarctica boundary between the ice shelves: a review. In: Oliver, R. L., James, P. R. & Jago, J. B. (eds). *Antarctic Earth Science*. Cambridge University Press. p. 94-97.

Craddock, C. & Webers, G. 1977. Geology of the Ellsworth Mountains to Thiel Mountains ridge. *Antarctic Journal of the US*, 12(4): 85.

Craddock, J. P., Schmitz, M. D., Crowley, J. L., Larocque, J., Pankhurst, R. J., Juda, N., Konstantinou, A. & Storey, B. 2017. Precise U-Pb zircon ages and geochemistry of Jurassic granites, Ellsworth-Whitmore terrane, central Antarctica. *Bulletin*, 129(1-2): 118-136.

Craig, H., Boato, G. & White, D.E. 1956. Isotopic geochemistry of thermal waters. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 19: 29-36.

Craig. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133 (3465): 1702-1703.

Criosfera 1. Disponível em: <<https://www.criosfera1.com/>>.

Crosson, E. 2008. A cavity ring-down analyzer for measuring atmospheric levels of methane, carbon dioxide, and water vapor. *Applied Physics B*, 92(3): 403-408.

Cuffey, K. M., & Paterson, W. S. B. 2010. *The physics of glaciers*, Academic Press, London, United Kingdom, 704 p.

Cunningham, J., & Waddington, E. D. 1993. Air flow and dry deposition of non-sea salt sulfate in polar firn: paleoclimatic implications. *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, 27(17-18), 2943-2956.

- Dahe, Q., Petit, J. R., Jouzel, J. & Stievenard, M. 1994. Distribution of stable isotopes in surface snow along the route of the 1990 International Trans-Antarctic Expedition. *Journal of Glaciology*, 40: 107-118.
- Dalziel, I. W. 1992. Antarctica: a tale of two supercontinents?. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20, 501.
- Dansgaard, W. 1953. The abundance of ^{18}O in atmospheric water and water vapour. *Tellus*, 5 (4): 461-469.
- Dansgaard, W. 1954. The ^{18}O abundance in fresh water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 6 (5-6): 241-260.
- Dansgaard, W. 1964. Stable Isotopes in precipitation. *Tellus A*, 16(4): 436-468.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J. & Clausen, H. B. 1973. Stable Isotope glaciology, *Meddelelser Grønland*, 197: 1-53.
- DeConto, R. M., & Pollard, D. 2003a. A coupled climate–ice sheet modeling approach to the early Cenozoic history of the Antarctic ice sheet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 198(1-2): 39-52.
- DeConto, R. M., & Pollard, D. 2003b. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO_2 . *Nature*, 421(6920): 245-249.
- Dennison, F. W., McDonald, A. J., & Morgenstern, O. 2015. The effect of ozone depletion on the Southern Annular Mode and stratosphere-troposphere coupling. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(13): 6305-6312.
- Ding, Q., Steig, E. J., Battisti, D. S., & Küttel, M. 2011. Winter warming in West Antarctica caused by central tropical Pacific warming. *Nature Geoscience*, 4(6): 398-403.
- Dome-F Ice Core Research Group. 1998. Preliminary investigation of paleoclimate signals recorded in ice core from Dome Fuji station, east Dronning Maud Land, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 27: 338-342.
- Domine, F. 2011a. Physical properties of Snow. In: Singh., V. P, Singh, P. & Haritashya, U. K. (eds). *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Netherlands, Springer, p. 859-863.
- Domine, F. 2011b. Transformation of snow at the Earth's surface and its climatic and environmental consequence. In: Singh., V. P, Singh, P. & Haritashya, U. K. (eds). *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Netherlands, Springer, p. 1197-1204.
- Dutrieux, P., De Rydt, J., Jenkins, A., Holland, P. R., Ha, H. K., Lee, S. H., Steig, E.J., Ding, Q., Abrahamsen, E.P. & Schröder, M. 2014. Strong sensitivity of Pine Island ice-shelf melting to climatic variability. *Science*, 343(6167): 174-178.
- Ekaykin, A. A., Lipenkov, V. Y., Barkov, N. I., Petit, J. R., & Masson-Delmotte, V. 2002. Spatial and temporal variability in isotope composition of recent snow in the vicinity of

- Vostok station, Antarctica: implications for ice-core record interpretation. *Annals of Glaciology*, 35: 181-186.
- Ellehøj, M. D. 2011. *Ice-vapor equilibrium fractionation factor: Experimental investigations and possible impacts on the understanding of the hydrological cycles on Earth and Mars*. Denmark, 156p. Ph. D. Thesis, University of Copenhagen.
- EPICA community members. 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429 (6992), 623-628.
- Epstein, S. 1956. Variations of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of fresh water and ice. *Nuclear Science Series Report*, 19: 20-28.
- Epstein, S. & Mayeda, T. 1953. Variations of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4 (5): 213-224.
- Epstein, S., Sharp, R. P. & Goddard, I. 1963. Oxygen-Isotope Ratios in Antarctic Snow, Firn, and Ice. *The Journal of Geology*, 71 (6): 698-720.
- Fisher, D. A., Reeh, N., and Clausen, H.B. 1985. Stratigraphic Noise in Time Series Derived from Ice Cores, *Annals of Glaciology*, 7: 76 – 83.
- Francis et al., 2020. Francis, D., Mattingly, K. S., Temimi, M., Massom, R., & Heil, P. 2020. On the crucial role of atmospheric rivers in the two major Weddell Polynya events in 1973 and 2017 in Antarctica. *Science advances*, 6(46), eabc2695.
- Frenger, I., Gruber, N., Knutti, R., & Münnich, M. 2013. Imprint of Southern Ocean eddies on winds, clouds and rainfall. *Nature geoscience*, 6(8): 608-612.
- Fretwell, P., Pritchard, H. D., Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Barrand, N. E., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R. G., Blankenship, D. D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H., Cook, A. J., Corr, H. F. J., Damaske, D., Damm, V., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fujita, S., Gim, Y., Gogineni, P., Griggs, J. A., Hindmarsh, R. C. A., Holmlund, P., Holt, J. W., Jacobel, R. W., Jenkins, A., Jokat, W., Jordan, T., King, E. C., Kohler, J., Krabill, W., Riger-Kusk, M., Langley, K. A., Leitchenkov, G., Leuschen, C., Luyendyk, B. P., Matsuoka, K., Mouginot, J., Nitsche, F. O., Nogi, Y., Nost, O. A., Popov, S. V., Rignot, E., Ripplin, D. M., Rivera, A., Roberts, J., Ross, N., Siegert, M. J., Smith, A. M., Steinhage, D., Studinger, M., Sun, B., Tinto, B. K., Welch, B. C., Wilson, D., Young, D. A., Xiangbin, C., and Zirizzotti, A. 2013. Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica. *The Cryosphere*, 7(1), 375-393.
- Fogt, R. L., & Bromwich, D. H. 2006. Decadal variability of the ENSO teleconnection to the high-latitude South Pacific governed by coupling with the southern annular mode. *Journal of Climate*, 19(6): 979-997.
- Fogt, R. L., Bromwich, D. H., & Hines, K. M. 2011. Understanding the SAM influence on the South Pacific ENSO teleconnection. *Climate dynamics*, 36(7): 1555-1576.

- Fogt, R. L., & Marshall, G. J. 2020. The Southern Annular Mode: variability, trends, and climate impacts across the Southern Hemisphere. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 11(4): e652.
- Galewsky, J., Steen-Larsen, H. C., Field, R. D., Worden, J., Risi, C., & Schneider, M. 2016. Stable isotopes in atmospheric water vapor and applications to the hydrologic cycle. *Reviews of Geophysics*, 54(4): 809-865.
- Gallet, J. C., Domine, F., Savarino, J., Dumont, M., & Brun, E. 2014. The growth of sublimation crystals and surface hoar on the Antarctic plateau. *The Cryosphere*, 8(4): 1205-1215.
- Galton-Fenzi, B. K., Maraldi, C., Coleman, R., & Hunter, J. 2008. The cavity under the Amery ice shelf, East Antarctica. *Journal of Glaciology*, 54(188): 881-887.
- Gat, J.R. 2001. Atmospheric water. In: *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Applications*. Technical documents in Hydrology, Unesco, Paris, 39, 2.
- Gat, J. R. 2010. Isotope hydrology: a study of the water cycle. Imperial College Press, London, vol. 6, 189 p.
- Gillett, N. P., Kell, T. D., & Jones, P. D. 2006. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters*, 33(23).
- Ginot, P., Stampfli, F., Stampfli, D., Schwikowski, M., and Gäggeler, H. W. 2002. FELICS, a new ice core drilling system for high-altitude glaciers, *Memoirs of National Institute of Polar Research*, Tokyo, Special Issue, 56: 38–48.
- Giovinetto, M. B. 1985. Surface balance in ice drainage systems of Antarctica. *Antarctic Journal of the United States*, 20(4), 6-13.
- Grazioli, J., Madeleine, J. B., Gallée, H., Forbes, R. M., Genthon, C., Krinner, G., & Berne, A. 2017. Katabatic winds diminish precipitation contribution to the Antarctic ice mass balance. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114 (41): 10858–10863.
- Goyal, R., Jucker, M., Sen Gupta, A., & England, M. H. 2021. Generation of the Amundsen Sea low by Antarctic orography. *Geophysical Research Letters*, 48(4): e2020GL091487.
- Gorodetskaya, I. V., Tsukernik, M., Claes, K., Ralph, M. F., Neff, W. D., & Van Lipzig, N. P. 2014. The role of atmospheric rivers in anomalous snow accumulation in East Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 41(17): 6199-6206.
- Gupta, P., Noone, D., Galewsky, J., Sweeney, C., & Vaughn, B. H. 2009. Demonstration of high-precision continuous measurements of water vapor isotopologues in laboratory and remote field deployments using wavelength-scanned cavity ring-down spectroscopy (WS-CRDS) technology. *Rapid Communications in Mass Spectrometry: An International Journal Devoted to the Rapid Dissemination of Up-to-the-Minute Research in Mass Spectrometry*, 23(16): 2534-2542.

- Helsen, M. M., Van de Wal, R. S. W., Van den Broeke, M. R., Masson-Delmotte, V., Meijer, H. A. J., Scheele, M. P., & Werner, M. 2006. Modeling the isotopic composition of Antarctic snow using backward trajectories: Simulation of snow pit records. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D15).
- Hernández, A., Martín-Puertas, C., Moffa-Sánchez, P., Moreno-Chamarro, E., Ortega, P., Blockley, S., Cobb, K. M., Comas-Bru, L., Giralt, S., Goosse, H., Luterbacher, J., Martrat, B., Muscheler, R., Parnell, A., Pla-Rabes, S., Sjolte, J., Scaife, A.A., Swingedouw, D. Wise, E., & Xu, G. 2020. Modes of climate variability: Synthesis and review of proxy-based reconstructions through the Holocene. *Earth-Science Reviews*, 209: 103286.
- Hersbach & Dee, 2016; ERA5 reanalysis is in production, ECMWF newsletter, 147:7, 2016.
- Hersbach et al. Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5, ECMWF newsletter, 159: 17-24, 2019.
- Hoefs, J. 2009. *Stable Isotopes Geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag, 293 p.
- Hoffmann, K., Fernandoy, F., Meyer, H., Thomas, E. R., Aliaga, M., Tetzner, D., Freitag, J., Opel, T., Arigony-Neto, J., Göbel, C. F., Jaña, R., Oroz, D. R., Tuckwell, R., Ludlow, E., McConnell, J. R. & Schneider, C. 2020. Stable water isotopes and accumulation rates in the Union Glacier region, Ellsworth Mountains, West Antarctica, over the last 35 years. *The Cryosphere*, 14 (3): 881–904.
- Hosking, J. S., Orr, A., Marshall, G. J., Turner, J., & Phillips, T. 2013. The influence of the Amundsen–Bellingshausen Seas low on the climate of West Antarctica and its representation in coupled climate model simulations. *Journal of Climate*, 26(17): 6633-6648.
- Hosking, J. S., Orr, A., Bracegirdle, T. J., & Turner, J. 2016. Future circulation changes off West Antarctica: Sensitivity of the Amundsen Sea Low to projected anthropogenic forcing. *Geophysical Research Letters*, 43(1): 367-376.
- Hudson, S. R., & Brandt, R. E. 2005. A look at the surface-based temperature inversion on the Antarctic Plateau. *Journal of Climate*, 18(11): 1673-1696.
- Ignatov, I., Mosin, O., Velikov, B., Bauer, E., & Tyminski, G. 2015. Multifactorial Research of Longevity Phenomenon in Mountainous and Field Areas of Bulgaria. *Russian Journal of Biological Research*, 5(3): 124-142.
- Irving, D., & Simmonds, I. 2016. A new method for identifying the Pacific–South American pattern and its influence on regional climate variability. *Journal of Climate*, 29(17): 6109-6125.
- International Organization for Standardization. ISO 14644 - 1 - Cleanrooms and associated controlled environments. Part 1: Classification of air cleanliness. Geneva: 2001.

- Jacobson, M. Z. 2012. Aerosol Particles in the Polluted and Global Atmosphere. In: Air pollution and global warming: history, science, and solutions. Cambridge University Press, p. 101-125.
- Johnsen, S. J., Dansgaard, W., Clausen, H. B., & Langway, C. C. 1972. Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland ice sheets. *Nature*, 235(5339): 429-434.
- Johnsen, S. J. 1977. Stable isotope homogenization of polar firn and ice. *Isotopes and impurities in snow and ice*, 118: 210-219.
- Johnsen, S. J., Dansgaard, W., & White, J. W. C. (1989). The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 41(4): 452-468.
- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Cuffey, K. M., Hoffmann, G., Schwander, J., and Creyts, T. 2000. Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion. *Physics of ice core records*, Hokkaido University Press, p. 121-140.
- Jordan, T. A., Ferraccioli, F., Ross, N., Corr, H. F. J., Leat, P. T., Bingham, R. G., Rippin, D. M., le Brocq, A., Siegert, M. J. 2013. Inland extent of the Weddell Sea Rift imaged by new aerogeophysical data. *Tectonophysics*, 585: 137-160.
- Jouzel, J., & Merlivat, L. 1984. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Modeling of the isotopic effects during snow formation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 89(D7): 11749-11757.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J. C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stenni, B., Stocker, T. F., Tison, J. L., Werner, M., and Wolff, E. W. 2007. Orbital and Millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years, *Science*, 317, 793–796.
- Jouzel, J. 2013a. Water Stables Isotopes: Atmospheric Composition and Applications in Polar Ice core Studies. In: Holland, H. D. & Turekian, K. K. *Treatise on Geochemistry* 2nd edition, vol.05. Elsevier Ltd., p. 213-256.
- Jouzel, J. 2013b. A brief history of ice core science over the last 50 yr. *Climate of the Past*, 9: 2525–2547.
- King, J. C. & Turner, J. 1997. *Antarctic Meteorology and Climatology*. Cambridge University Press, 421 p.
- Kreutz, K. 2007. Ice Core methods, Glaciochemistry. In: Elias, S. A. (Ed.). *Encyclopedia of Quaternary Science*, Elsevier Science Ltd., p. 1192-1199.
- Kreutz, K. & Koffman, B. 2013. Ice Core methods, Glaciochemistry. In: Elias, S. A. & Mock, C. J. (Eds.). *Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition)*. Elsevier Science Ltd., p. 326–333.

- Kwok, R., & Comiso, J. C. 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): 50-1.
- Lachlan-Cope, T. A., Connolley, W. M., & Turner, J. 2001. The role of the non-axisymmetric Antarctic orography in forcing the observed pattern of variability of the Antarctic climate. *Geophysical research letters*, 28(21): 4111-4114.
- Lachlan-Cope, T. 2010. Antarctic clouds. *Polar Research*, 29(2): 150-158.
- Langway Jr, C. C. 2008. The history of early polar ice cores. *Cold Regions Science and Technology*, 52 (2): 101-117.
- Larour, E., Rignot, E., Poinelli, M., & Scheuchl, B. 2021. Physical processes controlling the rifting of Larsen C Ice Shelf, Antarctica, prior to the calving of iceberg A68. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 118(40): e2105080118.
- Lawver, L. A., & Gahagan, L. M. 2003. Evolution of Cenozoic seaways in the circum-Antarctic region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 198(1-2), 11-37.
- Lee, J. R., Raymond, B., Bracegirdle, T. J., Chadès, I., Fuller, R. A., Shaw, J. D., & Terauds, A. 2017. Climate change drives expansion of Antarctic ice-free habitat. *Nature*, 547(7661): 49-54.
- Legrand, M. R., and Delmas, R. J. 1984. The ionic balance of Antarctic snow: a 10-year detailed record. *Atmospheric Environment*, 18(9): 1867–1874.
- Legrand, M.; Mayewski, P. 1997. Glaciochemistry of polar ice cores: a review. *Reviews of Geophysics*, 35, 3: 219–243.
- Lenaerts, J. T. M. & Van Den Broeke, M. R. 2012. Modeling drifting snow in Antarctica with a regional climate model: 2. Results. *Journal of Geophysics Research*, 117 (D05109).
- Lewis, A. R., Marchant, D. R., Ashworth, A. C., Hemming, S. R., & Machlus, M. L. 2007. Major middle Miocene global climate change: Evidence from East Antarctica and the Transantarctic Mountains. *Geological Society of America Bulletin*, 119(11-12): 1449-1461.
- Ligtenberg, S. R. M., Helsen, M. M., & Van den Broeke, M. R. 2011. An improved semi-empirical model for the densification of Antarctic firn. *The Cryosphere*, 5(4): 809-819.
- Lindau, F. G. L., Simões, J. C., Marques, M. M., Hammes, D. F., Da Silva, D. B., Casassa, G., Sneed, S. & Introne, D. 2016. Variabilidade do conteúdo iônico da neve e do firn ao longo de um transecto antártico. *Pesquisas em Geociências* 43(3): 213–228.
- Listowski, C., Delanoë, J., Kirchgaessner, A., Lachlan-Cope, T., & King, J. 2019. Antarctic clouds, supercooled liquid water and mixed phase, investigated with DARDAR: geographical and seasonal variations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(10): 6771-6808.

- Liu, Z., & Alexander, M. 2007. Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. *Reviews of Geophysics*, 45(2).
- Livermore, R., Nankivell, A., Eagles, G., & Morris, P. 2005. Paleogene opening of Drake passage. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2): 459-470.
- Louergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J.-M., Raynaud, D., Stocker, T. F., & Chappellaz, J. 2008. Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years. *Nature*, 453(7193): 383-386.
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J. M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., & Stocker, T. F. 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453(7193): 379-382.
- Maithani, S., & Pradhan, M. 2020. Cavity ring-down spectroscopy and its applications to environmental, chemical and biomedical systems. *Journal of Chemical Sciences*, 132(1): 1-19.
- Majoube, M. 1971a. Fractionnement en Oxygène 18 et en deuterium entre l'eau et sa vapeur. *Journal de Chimie et Physique*, 10: 1423-1436.
- Majoube, M. 1971b. Fractionnement en Oxygène 18 et en deuterium entre la glace et sa vapeur. *Journal de Chimie et Physique*, 68: 635-636.
- Marcher, A., Bernardo, R. T., Simões, J. C., & Auger, J. 2022. Water stable isotopes in snow along a traverse of the West Antarctic Ice Sheet: insights into moisture origins, air-masses distillation history, and climatic value. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 94.
- Mariani, I., 2013. *Water stable isotopes in Alpine ice cores as proxies for temperature and atmospheric circulation*. Berna, 186p. Dissertação de Mestrado. Faculdade de Ciências Naturais e Filosofia da Universidade de Berna.
- Marinha do Brasil. 2016. *Tratado da Antártica e Protocolo de Madri / Marinha do Brasil. Comissão Interministerial para os Recursos do Mar*. Secretaria da Comissão, 2ª edição. Brasília, DF:SECIRM, 72p.
- Markle, B. R., Steig, E. J., Buizert, C., Schoenemann, S. W., Bitz, C. M., Fudge, T. J., Pedro, J.B., Ding, Q., Jones, T.R., White, J.W.C., & Sowers, T. 2017. Global atmospheric teleconnections during Dansgaard–Oeschger events. *Nature Geoscience*, 10(1): 36-40.
- Marques, M.M. 2012. *Determinação do conteúdo iônico em um testemunho de gelo antártico*. Porto Alegre, 68p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Marquetto, L., Simões, J. C., Casassa, G., Introne, D. S. & Dos Santos, E. A. 2015. Variações na composição isotópica de oxigênio na neve superficial ao longo de uma travessia antártica. *Pesquisas em Geociências*, 42(3): 227-238.

Marshall, G. J. 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*. 16: 4134–4143.

Marshall SAM index. 2003. Disponível em: <<https://legacy.bas.ac.uk/met/gjma/sam.html>>. Acesso em: Janeiro de 2022.

Marshall, G. J., Stott, P. A., Turner, J., Connolley, W. M., King, J. C., & Lachlan-Cope, T. A. 2004. Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Geophysical Research Letters*, 31(14).

Marshall, G. J., Orr, A., Van Lipzig, N. P., & King, J. C. 2006. The impact of a changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula summer temperatures. *Journal of Climate*, 19(20): 5388-5404.

Masson-Delmotte, V., Hou, S., Ekaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R.T., Bromwich, D., Cattani, O., Delmotte, M., Falourd, S., Frezzotti, M., Gallée, H., Genoni, L., Isaksson, E., Landais, A., Helsen, M.M., Hoffman, G., Lopez, J., Morgan, V., Motoyama, H., Noone, D., Oerter, H., Petit, J.R., Royer, A., Uemura, R., Schmidt, G.A., Schlosser, E., Simões, J.C., Steig, E.J., Stenni, B., Stievenard, M., Van Den Broeke, M.R., Van De Wal, R.S.W., Van De Berg, W.J., Vimeux, F. & White, J.W.C. 2008. A Review of Antarctic Surface Snow Isotopic Composition: Observations, Atmospheric Circulation, and Isotopic Modeling. *Journal of Climate*, 21(13): 3359–3387.

Masson-Delmotte, V. 2013. Ice with everything. In: Walton, D.W.H. (Ed.). *Antarctica, Global Science from a Frozen Continent*. Cambridge University Press, p 67-101.

Mata, M.M. 2011. Oceano Austral e o Clima. In: Simões, J.C., Garcia, C.A.E., Evangelista, H., Campos, L.S., Mata, M.M. & Bremer, U.F. (Eds.). *Antártica e as Mudanças Globais: um desafio para a humanidade*. São Paulo, Edgard Blucher Ltda, p. 53-67.

Matsuoka, K., Skoglund, A. & Roth G, de Pomereu, J., Griffiths, H., Headland, R., Herried, B., Katsumata, K., Le Brocq, A., Licht, K., Morgan, F., Neff, P. D., Ritz, C., Scheinert, M., Tamura, T., Van de Putte, A., van den Broeke, M., von Deschwenden, A., Deschamps-Berger, C., Van Liefferinge, B., Tronstad, S., Melvær, Y. 2021. Quantarctica, an integrated mapping environment for Antarctica, the Southern Ocean, and sub-Antarctic islands. *Environmental Modelling & Software*, 140 (105015).

Mayewski, P. A., Meredith, M. P., Summerhayes, C. P., Turner, J., Worby, A., Barrett, P. J., Casassa, G., Bertler, N.A.N., Bracegirdle, T., Naveira Garabato, A.C., Bromwich, D., Campbell, H., Hamilton, G.S., Lyons, W.B., Maasch, K.A., Aoki, S., Xiao, C., & Van Ommen, T. 2009. State of the Antarctic and Southern Ocean climate system. *Reviews of Geophysics*, 47(1).

McConnell, J. R., Lamorey, G. W., Lambert, S. W., & Taylor, K. C. 2002. Continuous ice-core chemical analyses using inductively coupled plasma mass spectrometry. *Environmental science & technology*, 36(1): 7-11.

McConnell, J. R., Chellman, N. J., Wilson, A. I., Stohl, A., Arienzo, M. M., Eckhardt, S., Fritzsche, D., Kipfstuhl, S., Opel, T., Place, P.F., & Steffensen, J. P. 2019. Pervasive

- Arctic lead pollution suggests substantial growth in medieval silver production modulated by plague, climate, and conflict. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(30): 14910-14915.
- McPhaden, M. J., Zebiak, S. E., & Glantz, M. H. 2006. ENSO as an integrating concept in earth science. *Science*, 314(5806): 1740-1745.
- Merlivat, L., Botter, R., & Nief, G. 1963. Fractionnement isotopique au cours de la distillation de l'eau. *Journal de Chimie Physique*, 60: 56-59.
- Merlivat, L., & Nief, G. 1967. Fractionnement isotopique lors des changements d'état solide-vapeur et liquide-vapeur de l'eau à des températures inférieures à 0° C. *Tellus*, 19(1): 122-127.
- Merlivat, L. 1978. Molecular diffusivities of H₂¹⁶O, HD¹⁶O, and H₂¹⁸O in gases. *The Journal of Chemical Physics*, 69(6): 2864-2871.
- Merlivat, L., & Jouzel, J. 1979. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 84(C8):5029-5033.
- Mo, K. C., & Ghil, M. 1987. Statistics and dynamics of persistent anomalies. *Journal of Atmospheric Sciences*, 44(5): 877-902.
- Monaghan, A. J., Bromwich, D. H., & Wang, S. H. 2006. Recent trends in Antarctic snow accumulation from Polar MM5 simulations. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364(1844): 1683-1708.
- Mook, W.G. 2001. Introduction: Theory , methods, review In: *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Applications*. Technical documents in Hydrology, Unesco, Paris, 39, 1.
- Mulvaney, R., Abram, N. J., Hindmarsh, R. C., Arrowsmith, C., Fleet, L., Triest, J., Sime, L.C., Alemany, O., & Foord, S. 2012. Recent Antarctic Peninsula warming relative to Holocene climate and ice-shelf history. *Nature*, 489(7414): 141-144.
- Münch, T., Kipfstuhl, S., Freitag, J., Meyer, H., & Laepple, T. 2016. Regional climate signal vs. local noise: a two-dimensional view of water isotopes in Antarctic firn at Kohnen Station, Dronning Maud Land. *Climate of the Past*, 12(7): 1565-1581.
- Murozumi, M., Chow, T. J., & Patterson, C. 1969. Chemical concentrations of pollutant lead aerosols, terrestrial dusts and sea salts in Greenland and Antarctic snow strata. *Geochimica et cosmochimica acta*, 33(10): 1247-1294.
- Naish, T. R., Woolfe, K. J., Barrett, P. J., Wilson, G. S., Atkins, C., Bohaty, S. M., Bücker, C.J., Claps, M., Davey, F.J., Dunbar, G.B., Dunn, A.G., Fielding, C.R., Florindo, F., Hannah, M.J., Harwood, David M., Henrys, S.A., Krissek, L.A., Lavelle, M., van der Meer, J., McIntosh, W.C., Niessen, F., Passchier, S., Powell, R.D., Roberts, A.P., Sagnotti, L., Scherer, R.P., Strong, C.P., Talarico, F., Verosub, K.L., Villa, G., Watkins, D., Webb, P.-N., & Wonik, T. 2001. Orbitally induced oscillations in

the East Antarctic ice sheet at the Oligocene/Miocene boundary. *Nature*, 413(6857): 719-723.

Nash, D., Waliser, D., Guan, B., Ye, H., & Ralph, F. M. 2018. The role of atmospheric rivers in extratropical and polar hydroclimate. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(13): 6804-6821.

Neumann, T. A., Albert, M. R., Lomonaco, R., Engel, C., Courville, Z., & Perron, F. 2008. Experimental determination of snow sublimation rate and stable-isotopic exchange. *Annals of Glaciology*, 49: 1-6.

Ng, A., & Patterson, C. 1981. Natural concentrations of lead in ancient Arctic and Antarctic ice. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(11): 2109-2121.

Nicolas, J. P. & Bromwich, D. H. 2009. Marine signature in West Antarctic climate as seen by AMPS. 10th Conference on Polar Meteorology and Oceanography.

Nicolas, J. P. & Bromwich, D. H. 2011. Climate of West Antarctica and Influence of Marine Air Intrusions. *Journal of Climate*, 24(1): 49-67.

NOAA/GML. Disponível em: <<https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/>>

NOAA. Southern Oscillation Index. Disponível em: <<https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/soi>>.

Noone, D., & Simmonds, I. 2002. Associations between $\delta^{18}\text{O}$ of water and climate parameters in a simulation of atmospheric circulation for 1979–95. *Journal of Climate*, 15(22): 3150-3169.

Noone, D., & Simmonds, I. 2004. Sea ice control of water isotope transport to Antarctica and implications for ice core interpretation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D7).

NSIDC, Charctic Interactive Sea Ice Graph. Disponível em: <<https://nsidc.org/arcticseaicenews/charctic-interactive-sea-ice-graph/>>

Obbard, R.W., Baker, I., & Lomonaco, R.W. 2011. Firn. In: Singh., V. P, Singh, P. & Haritashya, U. K. (eds). *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Netherlands, Springer, p. 290-293.

O'Keefe, A., & Deacon, D. A. 1988. Cavity ring-down optical spectrometer for absorption measurements using pulsed laser sources. *Review of scientific instruments*, 59(12): 2544-2551.

Oliveira, A. M. 2019. *O registro de isótopos estáveis da neve superficial ao de uma rota no Manto de Gelo da Antártica Ocidental e sua relevância em estudos climáticos*. Porto Alegre, 111p. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Osterberg, E. C., Handley, M. J., Sneed, S. B., Mayewski, P. A., & Kreutz, K. J. 2006. Continuous ice core melter system with discrete sampling for major ion, trace element, and stable isotope analyses. *Environmental science & technology*, 40(10): 3355-3361.

- Owens, I. & Zawar-Reza, P. 2015. Weather and Climate. Antarctica's Role in the Global Atmospheric System. In: Liggett, D., Storey, B., Cook, Y., Meduna, V. (Eds.). *Exploring the Last Continent*. Spring, p. 91-114.
- Palermo, C., Kay, J. E., Genthon, C., L'Ecuyer, T., Wood, N. B., & Claud, C. 2014. How much snow falls on the Antarctic ice sheet? *The Cryosphere*, 8(4): 1577-1587.
- Palm, S. P., Kayetha, V., Yang, Y., & Pauly, R. 2017. Blowing snow sublimation and transport over Antarctica from 11 years of CALIPSO observations. *The Cryosphere*, 11(6): 2555-2569.
- Paolo, F. S., Padman, L., Fricker, H. A., Adusumilli, S., Howard, S., & Siegfried, M. R. 2018. Response of Pacific-sector Antarctic ice shelves to the El Niño/Southern oscillation. *Nature Geoscience*, 11(2): 121-126.
- Parish, T. R. & Bromwich, D. H. 2007. Reexamination of the Near-Surface Airflow over the Antarctic Continent and Implications on Atmospheric Circulations at High Southern Latitudes. *Monthly Weather Review*. 135(5): 1961-1973.
- Parkinson, C. L. 2019. A 40-y record reveals gradual Antarctic sea ice increases followed by decreases at rates far exceeding the rates seen in the Arctic. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(29): 14414-14423.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. & Stievenard, M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, 399(6735): 429-436.
- Pfahl, S., & Sodemann, H. 2014. What controls deuterium excess in global precipitation? *Climate of the Past*, 10(2): 771-781.
- Philander, G. 1989. El Niño and La Niña. *American Scientist*, 77(5): 451-459.
- Picarro, Inc. Disponível em: <www.picarro.com>.
- Pietroni, I., Argentini, S., & Petenko, I. 2014. One year of surface-based temperature inversions at Dome C, Antarctica. *Boundary-Layer Meteorology*, 150(1): 131-151.
- Pinto, T. A. A. 2017. *Análise estatística dos dados meteorológicos do Criosfera 1 (84°S 079,5°W), entre 2012 e 2017, na Antártica Oeste*. Niterói, 86p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Engenharia de Biosistemas. Universidade Federal Fluminense.
- Pörtner, H. O., Roberts, D. C., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., & Weyer, N. M. 2019. The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*, p. 1170.
- Previdi, M., & Polvani, L. M. (2014). Climate system response to stratospheric ozone depletion and recovery. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(685): 2401-2419.

Raphael, M. N., Marshall, G. J., Turner, J., Fogt, R. L., Schneider, D., Dixon, D. A., Hosking, J.S., Jones, J.M. & Hobbs, W. R. 2016. The Amundsen Sea low: variability, change, and impact on Antarctic climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(1): 111-121.

Relatório publicado pela IHO. 2002. Limits of Oceans and Seas – Southern Ocean, 4ª ed, cap. 10, 18p.

Rignot, E., Mouginot, J., & Scheuchl, B. 2011. Ice flow of the Antarctic ice sheet. *Science*, 333(6048): 1427-1430.

Rintoul, S. R. 2018. The global influence of localized dynamics in the Southern Ocean. *Nature*, 558(7709): 209-218.

Rintoul, S. R., & Garabato, A. C. N. 2013. *Dynamics of the Southern Ocean circulation*. In International Geophysics. Academic Press, Vol. 103, pp. 471-492.

Ritter, F., Steen-Larsen, H. C., Werner, M., Masson-Delmotte, V., Orsi, A., Behrens, M., Birnbaum, G., Freitag, J., Risi, C., and Kipfstuhl, S. 2016. Isotopic exchange on the diurnal scale between near-surface snow and lower atmospheric water vapor at Kohnen station, East Antarctica, *The Cryosphere*, 10: 1647-1663.

Russell, A., & McGregor, G. R. 2010. Southern hemisphere atmospheric circulation: impacts on Antarctic climate and reconstructions from Antarctic ice core data. *Climatic change*, 99(1): 155-192.

SAHRA.edu. Disponível em: <<http://web.sahra.arizona.edu>>.

Sasgen, I., Dobslaw, H., Martinec, Z., & Thomas, M. 2010. Satellite gravimetry observation of Antarctic snow accumulation related to ENSO. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3-4): 352-358.

Scambos, T. A., Frezzotti, M., Haran, T., Bohlander, J., Lenaerts, J. T. M., van den Broeke, M. R., Jezek, K., Long, D., Urbini, S., Farness, K., Neumann, T., Albert, M., and Winther, J.-G. 2012. Extent of low-accumulation 'wind glaze' areas on the East Antarctic plateau: implications for continental ice mass balance. *Journal of Glaciology*, 58(210): 633-647.

Schneider, D. P., Steig, E. J., van Ommen, T. D., Dixon, D. A., Mayewski, P. A., Jones, J. M., & Bitz, C. M. 2006. Antarctic temperatures over the past two centuries from ice cores. *Geophysical Research Letters*, 33(16).

Schwander, J. 2013. Chronologies. In: Elias, S. A. & Mock, C. J. (Eds.). *Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition)*. Elsevier Science Ltd., p. 303-310.

Servettaz, A. P., Orsi, A. J., Curran, M. A., Moy, A. D., Landais, A., Agosta, C., ... & Baroni, M. 2020. Snowfall and water stable isotope variability in East Antarctica controlled by warm synoptic events. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(17): e2020JD032863.

Shepherd, A., Fricker, H. A., & Farrell, S. L. 2018. Trends and connections across the Antarctic cryosphere. *Nature*, 558(7709): 223-232.

Siegenthaler, U., Stocker, T. F., Monnin, E., Luthi, D., Schwander, J., Stauffer, B., Raynaud, D., Barnola, J.-M., Fischer, H., Masson-Delmotte, V. & Jouzel, J. 2005. Stable carbon cycle climate relationship during the Late Pleistocene. *Science*, 310(5752): 1313-1317.

Siegert, M. J. 2000. Antarctic subglacial lakes. *Earth-Science Reviews*, 50(1-2): 29-50.

Siegert, M. J., & Florindo, F. (2009). *Antarctic climate evolution*. Developments in Earth and Environmental Sciences, 8, 1-11.

Siegert, M. J., Kingslake, J., Ross, N., Whitehouse, P. L., Woodward, J., Jamieson, S. S., Bentley, M. J., Winter, K., Wearing, M., Hein, A. S., Jeffry, H. & Sugden, D. E. 2019. Major ice sheet change in the Weddell Sea sector of West Antarctica over the last 5,000 years. *Reviews of Geophysics*, 57(4): 1197–1223.

Sigg, A., Fuhrer, K., Anklin, M., Staffelbach, T., & Zurmuehle, D. 1994. A continuous analysis technique for trace species in ice cores. *Environmental science & technology*, 28(2): 204-209.

Sigl, M., Fudge, T. J., Winstrup, M., Cole-Dai, J., Ferris, D., McConnell, J. R., Taylor, K. C., Welten, K. C., Woodruff, T. E., Adolphi, F., Bisiaux, M., Brook, E. J., Buizert, C., Caffee, M. W., Dunbar, N. W., Edwards, R., Geng, L., Iverson, N., Koffman, B., Layman, L., Maselli, O. J., McGwire, K., Muscheler, R., Nishiizumi, K., Pasteris, D. R., Rhodes, R. H., and Sowers, T. A. 2016. The WAIS Divide deep ice core WD2014 chronology – Part 2: Annual-layer counting (0–31 ka BP), *Climate of Past*, 12: 769–786.

Sime, L. C., Tindall, J. C., Wolff, E. W., Connolley, W. M., & Valdes, P. J. 2008. Antarctic isotopic thermometer during a CO₂ forced warming event. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D24).

Simões, J. C. 2004. Glossário da língua portuguesa da neve, gelo e termos correlatos. *Pesquisa Antártica Brasileira*, 4:119-154.

Simões, J. C. 2011a. O Papel do Gelo Antártico no Sistema Climático. In: Simões, J.C., Garcia, C.A.E., Evangelista, H., Campos, L.S., Mata, M.M. & Bremer, U.F. (Eds.). *Antártica e as Mudanças Globais: um desafio para a humanidade*. São Paulo, Edgard Blucher Ltda, p. 69-101.

Simões, J. C. 2011b. O Ambiente Antártico: domínio de Extremos. In: Simões, J.C., Garcia, C.A.E., Evangelista, H., Campos, L.S., Mata, M.M. & Bremer, U.F. (Eds.). *Antártica e as Mudanças Globais: um desafio para a humanidade*. São Paulo, Edgard Blucher Ltda, p. 15-27.

Sinclair, K. E., Bertler, N. A., Bowen, M. M., & Arrigo, K. R. 2014. Twentieth century sea-ice trends in the Ross Sea from a high-resolution, coastal ice-core record. *Geophysical Research Letters*, 41(10): 3510-3516.

- Singh, P. & Singh, V. P. 2001. Snow and Glacier Hydrology. Spring Science & Business Media, p. 756.
- Stammerjohn, S. E., Martinson, D. G., Smith, R. C., Yuan, X., & Rind, D. 2008. Trends in Antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to El Niño-Southern Oscillation and Southern Annular Mode variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C3).
- Steen-Larsen, H. C., Masson-Delmotte, V., Hirabayashi, M., Winkler, R., Satow, K., Prié, F., Bayou, N., Brun, E., Cuffey, K. M., Dahl-Jensen, D., Dumont, M., Guillevic, M., Kipfstuhl, S., Landais, A., Popp, T., Risi, C., Steffen, K., Stenni, B. & Sveinbjörnsdóttir, A. E. 2014. What controls the isotopic composition of Greenland surface snow?. *Climate of the Past*, 10(1): 377-392.
- Steig, E. J., Mayewski, P. A., Dixon, D. A., Kaspari, S. D., Frey, M. M., Schneider, D. P., Arcone, S.A., Hamilton, G.S., Spikes, V.B., Albert, M., Meese, D., Gow, A. J., Shuman, C. A., White, J. W.C., Sneed, S., Flaherty J. & Wumkes, M. 2005. High-resolution ice cores from US ITASE (West Antarctica): development and validation of chronologies and determination of precision and accuracy. *Annals of Glaciology*, 41: 77-84.
- Sturm, M. 2003. Snow, In: Elias, S. A. (Ed.). *Encyclopedia of Atmospheric Sciences* (First Edition), vol. 5, Elsevier Ltd, 2061–2072.
- Tao, G., Yamada, R., Fujikawa, Y., Kudo, A., Zheng, F., Fisher, D. A. & Koerner, R. A. 2001. Determination of trace amounts of heavy metals in Arctic ice core samples using inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, 55: 765–772.
- Thoen, I. U. 2017. *Conteúdo iônico em testemunho de firn/gelo do monte Johns Antártica Ocidental: 1882–2008 AD*. Porto Alegre, 1329. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Thomas, E. R., Allen, C. S., Etourneau, J., King, A. C., Severi, M., Winton, V. H. L., Mueller, J., Crosta, X., & Peck, V. L. 2019. Antarctic sea ice proxies from marine and ice core archives suitable for reconstructing sea ice over the past 2000 years. *Geosciences*, 9(12), 506.
- Thompson & Solomon, 2002: Thompson, D. W. J. & Solomon, S. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science* 296, 895–899 (2002).
- Thompson, D. W., Solomon, S., Kushner, P. J., England, M. H., Grise, K. M., & Karoly, D. J. 2011. Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. *Nature geoscience*, 4(11): 741-749.
- Thompson, L., Smith, M., Thomson, J., Stammerjohn, S., Ackley, S., & Loose, B. 2020. Frazil ice growth and production during katabatic wind events in the Ross Sea, Antarctica. *The Cryosphere*, 14(10): 3329-3347.
- Touzeau, A., Landais, A., Stenni, B., Uemura, R., Fukui, K., Fujita, S., Guilbaud, S., Ekaykin, A., Casado, M., Barkan, E., Luz, B., Magand, O., Teste, G., Le Meur, E.,

- Baroni, M., Savarino, J., Bourgeois, I. & Risi, C. 2016. Acquisition of isotopic composition for surface snow in East Antarctica and the links to climatic parameters. *The Cryosphere*, 10: 837-852.
- Town, M. S., Warren, S. G., Walden, V. P., & Waddington, E. D. 2008. Effect of atmospheric water vapor on modification of stable isotopes in near-surface snow on ice sheets. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D24).
- Trenberth, K. E. 1997. The definition of el nino. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12): 2771-2778.
- Tritscher, I., Pitts, M. C., Poole, L. R., Alexander, S. P., Cairo, F., Chipperfield, M. P., Jens-Uwe Grooß, J.-U., Höpfner, M., Lambert, A., Luo, B., Molleker, S., Orr, A., Salawitch, R., Snels, M., Spang, R., Woiwode, W., & Peter, T. 2021. Polar stratospheric clouds: Satellite observations, processes, and role in ozone depletion. *Reviews of geophysics*, 59(2): e2020RG000702.
- Turner, J. 2004. The el nino–southern oscillation and antarctica. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 24(1): 1-31.
- Turner, J., & Pendlebury, S. 2004. The international Antarctic weather forecasting handbook. British Antarctic Survey, 663 p.
- Turner, J., Phillips, T., Hosking, J. S., Marshall, G. J., & Orr, A. 2013. The amundsen sea low. *International Journal of Climatology*, 33(7): 1818-1829.
- Turner, J., Lu, H., White, I., King, J.C., Phillips, T., Hosking, J.S., Bracegirdle, T.J., Marshall, G.J., Mulvaney, R. and Deb, P. 2016. Absence of 21st century warming on Antarctic Peninsula consistent with natural variability. *Nature*, 535(7612): 411-415.
- Turner, J., Phillips, T., Thamban, M., Rahaman, W., Marshall, G. J., Wille, J. D., Favier, V., Winton, V.H.L., Thomas, E., Wang, Z., van den Broeke, M., Hosking, J.S., & Lachlan-Cope, T. 2019. The dominant role of extreme precipitation events in Antarctic snowfall variability. *Geophysical Research Letters*, 46(6): 3502-3511.
- Udisti, R. 1996. Multiparametric approach for chemical dating of snow layers from Antarctica. *International journal of environmental analytical chemistry*, 63(3): 225-244.
- Uemura, R., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Landais, A., Motoyama, H., & Stenni, B. 2012. Ranges of moisture-source temperature estimated from Antarctic ice cores stable isotope records over glacial–interglacial cycles. *Climate of the Past*, 8(3): 1109-1125.
- Urey, H. C. 1947. The Thermodynamic Properties of Isotopic Substances. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, p. 562-581.
- Van den Broeke, M., Van de Berg, W. J., & Van Meijgaard, E. 2006. Snowfall in coastal West Antarctica much greater than previously assumed. *Geophysical Research Letters*, 33(2).
- van Lipzig, N. P., Meijgaard, E. V., & Oerlemans, J. 2002. The spatial and temporal variability of the surface mass balance in Antarctica: results from a regional

atmospheric climate model. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 22(10): 1197-1217.

Viebahn, J., & Eden, C. 2010. Towards the impact of eddies on the response of the Southern Ocean to climate change. *Ocean Modelling*, 34(3-4): 150-165.

Vimeux, F., Masson, V., Jouzel, J., Stievenard, M., & Petit, J. R. 1999. Glacial–interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere. *Nature*, 398(6726): 410-413.

Vimeux, F., Masson, V., Delaygue, G., Jouzel, J., Petit, J. R., & Stievenard, M. 2001. A 420,000 year deuterium excess record from East Antarctica: Information on past changes in the origin of precipitation at Vostok. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D23): 31863-31873.

Vizcaíno, M., Mikolajewicz, U., Jungclaus, J., & Schurgers, G. 2010. Climate modification by future ice sheet changes and consequences for ice sheet mass balance. *Climate Dynamics*, 34(2): 301-324.

Waddington, E.D., & Lingle, C.S. 2013. Dynamics of the East Antarctic Ice Sheet. In: Elias, S. A. & Mock, C. J. (Eds.). *Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition)*. Elsevier Science Ltd., p. 456-462.

WAIS Divide Project Members. 2013. Onset of deglacial warming in West Antarctica driven by local orbital forcing, *Nature*, 500: 440-444.

Waugh, D. W., Sobel, A. H., & Polvani, L. M. 2017. What is the polar vortex and how does it influence weather?. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(1): 37-44.

Weiss, J. 2004. *Handbook of Ion Chromatography*. Weinheim: WILEY-VCH, 3^a ed., v. 1, p. 1–547.

Wilch, T. I., McIntosh, W. C., & Panter, K. S. 2021. A Marie Byrd Land and Ellsworth Land: volcanology. *Geological Society, London, Memoirs*, 55(1): 515-576.

Wille et al., 2019: Wille, J. D., Favier, V., Dufour, A., Gorodetskaya, I. V., Turner, J., Agosta, C., & Codron, F. (2019). West Antarctic surface melt triggered by atmospheric rivers. *Nature Geoscience*, 12(11), 911-916.

Wille, J. D., Favier, V., Gorodetskaya, I. V., Agosta, C., Kittel, C., Beeman, J. C., Jourdain, N.C., Lenaerts, J. T. M. & Codron, F. 2021. Antarctic atmospheric river climatology and precipitation impacts. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(8): e2020JD033788.

Wilson, 1975: Wilson, T. R. S. 1975. Salinity and the major elements of sea water. In Riley, J.P. and Skirrow, G., (Eds). *Chemical oceanography*, Vol. 1. London, Academic Press, p. 365–413.

Wit, J. C., Van der Straaten, C. M., & Mook, W. G. 1980. Determination of the absolute hydrogen isotopic ratio of V-SMOW and SLAP. *Geostandards Newsletter*, 4(1): 33-36.

Wolff, E. W. 2012. Chemical signals of past climate and environment from polar ice cores and firn air, *Chemical Society Reviews*, 41(19): 6247-6258.

Woods Hole Oceanographic Institution: Disponível em:< www.whoi.edu/>.

Wright, A., & Siegert, M. 2012. A fourth inventory of Antarctic subglacial lakes. *Antarctic Science*, 24(6): 659-664.

Yuan, X. 2004. ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms. *Antarctic Science*, 16(4): 415-425.

Yurtsever, Y. 1975. *Worldwide survey of stable isotopes in precipitation*. Rep. Sect. Isotope Hydrol., IAEA.

Zhu, Y., & Newell, R. E. 1998. A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers. *Monthly weather review*, 126(3): 725-735.

Capítulo 7. Artigo

7.1. CARTA DE SUBMISSÃO

Dear Andressa Marcher,

Thank you very much for registering your manuscript for peer review and possible final journal publication in The Cryosphere (TC). We have stored your registration with the following information:

tc-2022-161

Title: The stable water isotopes and snow accumulation from Weddell Sea sector imprint the large-scale atmospheric circulation variability

Author(s): Andressa Marcher, Jefferson Cardia Simões, Ronaldo Torma Bernardo, Francisco Eliseu Aquino, Isaías Ullmann Thoen, Pedro Teixeira Valente, and Venisse Schossler

MS type: Research article

Iteration: Initial submission

We kindly ask you to upload the files required for the review process no later than 14 Aug 2022. Please log in with your Copernicus Office user ID 665944 at: <https://editor.copernicus.org/TC/review-file-upload/tc-2022-161>

Please find all information on manuscript submission at: https://www.the-cryosphere.net/for_authors/submit_your_manuscript.html

Before uploading your files, you still have the opportunity to edit your manuscript data at: https://editor.copernicus.org/TC/ms_records/tc-2022-161

You are invited to monitor the processing of your manuscript via your MS overview at: https://editor.copernicus.org/TC/my_manuscript_overview

Please consider submitting data sets, model code, video supplements, or other assets to your manuscript to reliable repositories in order to receive digital object identifiers (DOI). Should your manuscript be accepted for publication we will ask you to properly cite these assets in your manuscript including corresponding entries in the reference list (creators, title, repository, DOI, and year).

In case any questions arise, please do not hesitate to contact me. Thank you very much for your cooperation.

Kind regards,

The editorial support team
Copernicus Publications
editorial@copernicus.org

Data protection remark: emails sent from the online system CO Editor might include the email address editor@mailarchive.copernicus.org as CC. When replying to such emails and keeping this email address in CC, your replies will be archived in the online system CO Editor alongside the manuscript identified through the manuscript number in the subject line. Such archived emails are accessible for the respective handling editors, journal's chief editors, as well as Copernicus Publications' staff members.

The stable water isotopes and snow accumulation from Weddell Sea sector imprint the large-scale atmospheric circulation variability

Andressa Marcher¹, Jefferson C. Simões^{1,2}, Ronaldo T. Bernardo¹, Francisco E. Aquino¹, Isaías U. Thoen¹, Pedro T. Valente¹, Venisse Schossler¹

¹ Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brazil.

² Climate Change Institute, University of Maine, Orono, ME 04469-5790, USA.

Correspondence to: Andressa Marcher (andressa.marcher@gmail.com)

Abstract. Stable water isotopes and accumulation data extracted from polar ice/firn cores provide valuable climate information. Here, we present novel isotopic and accumulation time series from an upstream area of the Möller Ice Stream (MIS) basin, Weddell Sea Sector (WSS), Antarctica – a Brazilian research area (84°00'00''S; 79°29'39''W; 1276 m a.s.l.). Our purpose was to understand the depositional history and investigate how much the recent climate signal (21st century) is stored in the shallowest ice sheet layers in this area. Therefore, we crossed the isotopic ($\delta^{18}\text{O}$, δD , and d-excess) and snow accumulation data of two shallow firn cores (both ~ 9.0 m deep) with glaciological information, local and regional meteorological data (both ERA5 and AWS), indices of large-scale atmospheric modes (as SAM and ENSO) and the Amundsen Sea Low (ASL). The isotopic records cover 16 years (from 1999 to 2015-austral summer) and the accumulation records cover 20 years (from 1999 to 2018). We find that interannual δs variability is strongly explained by changes in the phase of the SAM ($r = 0.74$; $p < 0.05$; $\alpha = 0.05$) and, consequently, also by changes in pressure of both the WSS ($r = -0.57$; $p < 0.05$; $\alpha = 0.05$) and the Amundsen Sea Low (ASL; $r = -0.56$; $p < 0.05$; $\alpha = 0.05$). The regional temperature in WSS ($r = 0.50$; $p < 0.05$; $\alpha = 0.05$) and sea ice concentration in the Weddell Sea ($r = -0.49$; $p = 0.05$; $\alpha = 0.05$) are other factors that measurably influence the δs in the study area. In the period covered by our study, the rarest and strongest wind events (SWE; $> \sim 15$ m/s) and extreme precipitation events (EPE) oscillate almost completely out of phase, and this relationship is largely explained by the sub-decadal changes in the SWE-ENSO relationship and by the SAM variability. This oscillatory pattern between SWE and EPE justifies the non-temporally stable correlation between δs and local temperature in the study area. For the period of 2013-2018, we show that the trigger to start accumulating snow on the studied site is the occurrence of a range of EPE in a short time or of the one EPE with higher snowfall rates and that, the low snowfall events are hardly ever preserved. Our snow accumulation composite record shows that the SWE-EPE seesaw governs the snow accumulation in the upstream area of the MIS basin in the 1999-2018 period. When the frequency of SWE increases and EPE decreases, the local snow accumulation increase. In contrast, in the opposite scenario, the accumulation approaches the forecast precipitation data indicating that the influence of blowing snow and wind drift decreases. Because of this relation, incredibly there was a significant decrease in snow accumulation in the study area in the 1999-2018 period due to an increase in EPE in recent years. Probably, in a scenario of future warming, the persistence of SAM positive trend, and the EPE increase due to intensification of wetter and warmer air masses incursions by the WSS such a relationship will change. Our results draw that both isotopic compositions and snow accumulation are strongly influenced by large-scale modes of climate variability in the MIS basin inland. Furthermore, they also provide valuable information to understand mass balance at the basin scale in the WSS. We recommend more shallow drills and snow pits in this site to construct the best composite record to reconstruct these atmospheric circulation patterns and solve challenges regarding the topographic effect.

1 Introduction

The Antarctic environment is a key region of the Earth's climate system because it continually exchanges water and energy with other terrestrial components (e.g., King & Turner, 2009; Turner et al., 2009; Shepherd et al., 2018; Rintoul, 2018; Holland et al., 2020), receives a range of aerosols from all over the world (e.g., Legrand & Mayewski, 1997; Arienzo et al., 2017; Delmonte et al., 2020; Marquette et al., 2020), and integrates the carbon biogeochemical cycle (e.g., Petit et al., 1999; Siegenthaler et al., 2005; Turner et al., 2009; Rintoul, 2018). Owing to its role in the climate system, understanding the Antarctic climate variability at different spatial and temporal scales is crucial to reducing uncertainties in long-term climate projections on global, hemispheric and regional scales and better projecting the future of Antarctica's cryosphere. However, a detailed and profound uptake of Antarctic climate variability is hampered by the spatial-temporal scarcity of modern observational and satellite records (Nicolas and Bromwich, 2014; Jones et al., 2016; Bracegirdle et al., 2019). To surpass these limitations, various proxy archives have been used to retrieve climatic information in the Antarctic environment to highlight the ice/firn cores drilled on the ice sheet.

Polar ice/firn cores are a vital tool to retrieve climatic information before the instrumental period, both on longer (glacial-interglacial) (Petit et al., 1999; EPICA community members, 2004; WAIS Divide Project Members, 2013) and shorter (millennial, centennial and decadal) (e.g., Küttell et al. 2012; Stenni et al., 2017; Winstrup et al., 2019; Thomas et al., 2015; Thomas et al., 2017) timescales. Particularly, shallow cores recovered in the last years provide an odd opportunity to study the spatial climate variability on smaller time scales, as well as to calibrate the chemical signal with the instrumental record and thus improve the reconstructions of past climate (e.g., Mayewski et al., 2005; Brook, 2007; Küttell et al. 2012; Altnau et al., 2015; Goursaud et al., 2019; Laepple and others, 2018; Servettaz et al., 2020; Hoffmann et al., 2020). A range of chemical and physical parameters can be measured from the ice/firn cores to reconstruct atmospheric and environmental variables (Legrand & Mayewski, 1997; Wolff et al., 2012). However, water isotopic ratios ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) are leading proxies of condensation temperature (Dansgaard, 1964; Masson-Delmotte et al., 2008; Jouzel, 2013; Stenni et al., 2017), and the snow accumulation rates derived from ice cores are fundamental to knowing the local/regional surface mass balance (SMB) (Altnau et al., 2015; Fudge et al., 2016; Thomas et al., 2017; Goursaud et al., 2019; Winstrup et al., 2019; Hoffmann et al., 2020).

The potential of water isotopic ratios for temperature reconstructions is a result of δ -depletion as the air masses cool and advance toward Antarctica inland, assumed to occur under conditions very close to equilibrium (Dansgaard, 1964; Dansgaard et al., 1973; Jouzel & Merlivat, 1984; Masson-Delmotte et al., 2008; Jouzel, 2013). Nonetheless, as the isotopic compositions imprint each process that occurs from evaporation on moisture source until deposition site and afterwards, they also store a range of other information that may either obliterate or change δ s-temperature relationships on shorter timescales in a given area (Jouzel, 2013; Touzeau et al., 2016; Landais et al., 2017). For instance, the isotopic compositions of precipitation also rely on conditions of the moisture source region: primarily sea surface temperature (SST) and relative humidity (RH) (considering the global scale), and secondarily on the presence of sea ice (in local and regional scales) (Merlivat & Jouzel, 1979; Bonne et al., 2019). Consequently, they are sensitive to variations in these conditions in the oceanic evaporative area and changes in moisture origin, linked to both fluctuations in the atmospheric circulation (Vimeux et al. 1999; Nonne & Simmonds, 2002; Nonne, 2008; Russel & McGregor, 2009; Sodemann & Stohl 2009; Naik et al., 2010) and variability of sea ice area and concentration (Noone & Simmonds 2004; Sinclair et al., 2014; Thomas et al., 2019 and references). Since the evaporation in the source region does not occur under equilibrium conditions, d-excess (a secondary isotopic parameter sensitive to kinetic effects; calculated by: $d = \delta\text{D} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$; Dansgaard, 1964) is used to explore changes in moisture

source and atmospheric paths. This approach is especially valid in coastal and less elevated areas in the interior of Antarctica, where information about moisture sources is preserved in the air mass (Touzeau et al., 2016; Landais et al., 2017; Goursaud et al., 2019). However, challenges regarding the interpretation of d-excess still persist in these areas due to the diversity of moisture sources (Touzeau et al., 2016; Landais et al., 2017; Goursaud et al., 2019; Marcher et al., 2022). Furthermore, some studies have shown that isotopic ratios could be biased by precipitation seasonality and intermittency (Helsen and others, 2006; Sime et al., 2008; Casado et al., 2020; Servettaz et al., 2020), as well as by extreme precipitation events (EPE; Turner et al., 2019; Servettaz et al., 2020). In addition, the isotopic content can be modified by post-depositional processes, to list: snow mixing, erosion, and redistribution (Fisher et al., 1985, Münch et al., 2016), snow sublimation (Neumann et al., 2008), diffusion in the firn (Johnsen et al., 2000; Casado et al., 2020), and by vapour-snow exchange and recondensation (Town et al., 2008; Steen-Larsen et al., 2014; Casado et al., 2016; Ritter et al. 2016, Bréant et al. 2019). The effect of these post-depositional processes are not decoupled and can cause noise, erase seasonal to sub-decadal (<10 years) resolution climatic information, and imprint non-climatic bias.

Annual snow accumulation derived from ice cores is computed from the depth-age relationship. In areas where the accumulation rate is high to moderate, snow layer thickness measurements obtained by the annual layer counting method can be directly applied to shallow cores to retrieve annual accumulation (*e.g.*, Lindau et al., 2016; Hoffmann et al., 2020). For deeper ice cores, because of vertical strain onto the ice sheet layers, an ice-flow model is required to adjust the annual layer thicknesses (*e.g.*, Fudge et al., 2016; Winstrup et al., 2019). It is known that the snow accumulation spatial-temporal variability is influenced by thermodynamic and dynamic mechanisms; *i.e.*, by modifications in both the relative humidity of air masses and the atmospheric circulation on large- and synoptic-scale (Dalaiden et al., 2020a and references). In the last few decades, some studies have highlighted the importance of short-term weather events (*i.e.*, synoptic scale) to interannual and spatial variability of snow accumulation, such as EPE, linked or not to atmospheric rivers incursions, and strong wind events (SWE), linked or not to storm systems (*e.g.*, Birnbaum et al., 2010; Fujita et al., 2011; Gorodetskaya et al., 2014; Turner et al., 2019; Dalaiden et al., 2020a; Wille et al., 2021). However, as with stable isotope compositions, there are also challenges regarding the analysis of snow accumulation on the Antarctic continent. Topographic effects can also influence the snow accumulation locally yielding non-climatic biases (Frezzotti et al., 2004; Kaspari et al., 2004). Further, although Antarctic ice cores studies have reaffirmed that positive albeit weaker coherent relations between snow accumulation and temperature are preserved in various sectors of Antarctica (*e.g.*, Dalaiden et al., 2020b), other studies have shown that snow accumulation could not be largely related to temperature in some Holocene periods (*e.g.*, Fudge et al., 2016).

Challenges in interpreting both isotopic and accumulation records are amplified by the shortage of these records in various Antarctica sectors. Because of this and given the importance of these proxies for climatic reconstructions, shallow core studies are encouraged to know which and how much climate information can potentially be extracted from isotopic and accumulation records on a basin-scale in each Antarctica sector (Masson-Delmotte et al., 2008; Thomas et al., 2017; Goursaud et al., 2019; Marcher et al., 2022). Here, we investigate the stable isotopic content ($\delta^{18}\text{O}$, δD , and d-excess) and the snow accumulation variability from the two high-resolution shallow firn cores drilled on the upper reaches of the Möller Ice Stream basin, Weddell Sea Sector, in the transition between West Antarctica Ice Sheet (WAIS) and East Antarctica Ice Sheet (EAIS). We aim (1) to understand the depositional history (*i.e.*, explore the annual accumulation pattern, probable events preserved, and post-depositional process), and (2) to examine which and how much recent climate information (from the late 1990s onwards) is preserved on this site. For this purpose, we reconstructed the annual snow accumulation rates. Furthermore, we investigated the precipitation intermittency and

evaluated how the proxy record is constructed, analysing both the snow accumulation data from a Brazilian Automatic Weather Station (hereafter, Criosfera 1 AWS) installed in our study area and the reanalysis meteorological data (e.g., total precipitation, wind speed, and wind direction, mean sea level pressure). For comparison with the snow accumulation trend, we calculated the number of high snowfall days (HSD) and the hourly frequency of SWE. Wind direction on high snowfall days (HSD) was separately computed in order to access which sector comes from the storms that reach the study area. We explored the relationships between annually averaged snow accumulation and the number of HSD, frequency of SWE, the temperature at 900hPa (weighted and non-weight with precipitation), sea ice concentration (SIC) both from ABSS and WSS, large-scale atmospheric modes (as SAM and ENSO), and pressure in both Amundsen Sea Low (ASL) and WSS. The same relationships were yielded for the annually averaged stable isotope composition time series to access its climatic significance. We also considered the impact of the post-depositional processes driven by the wind and strong temperature gradients in the snowpack on isotopic compositions, as well as the influence of topography on both isotopic compositions and accumulation records. This study contributes to the understanding of the stable water isotope compositions and snow accumulation records from the WSS inland. It also points out the potential of these records to reconstruct the large-scale circulation variability.

2 Materials and Methods

2.1 Study area and firn/ice cores collection

In the present study, we use two shallow firn cores drilled at the Criosfera 1 site: the TT01 firn core (7.25 cm diameter) and the first ~9 m of the CR1 ice core (8.50 cm diameter). Details from these cores are presented in Table 1. Criosfera 1 site is located at MIS basin catchment area (~84°S, ~79° 30'W; at ~1276 m a.s.l.), near the boundary with Foundation Ice Stream Basin (FIS basin), and approximately 650 km of South Pole (Figure 1a). These basins lie on the Ronne Embayment region — which is drained by glaciers and ice streams that feed into the Filchner-Ronne Ice Shelf (Figure 1a). The name Criosfera 1 is because in this area is installed the Criosfera 1 AWS (at 84° 00' 00" S, 79° 29' 39" W), a Brazilian AWS which is been in operation since January 2012, providing information about solar radiation, 2-m air temperature, wind speed and direction, relative humidity, snow height, among other environmental parameters (Pinto, 2017).

In the Criosfera 1 site, the ice thickness is 1869 m and the basement is substantially below the mean sea level (BEDMAP 2, Fretwell et al. 2013) (Figure 1b). The (modeled) annual snow accumulation rates are relatively moderate (10-20 cm w. eq. y⁻¹; IGOS Cryosphere Theme Report, 2007; Dalaiden et al., 2020a). Currently, the basin in which the CR1 site is located (i.e., MIS basin) is stable, as well as the other basins of the Ronne Embayment. However, climatic models point out that in a scenario of future warming and changes in heat transport in the oceans, this basin along with the Institute Ice Stream basin would be the basins of WSS most affected by such changes (Siegert et al., 2019).

Table 1. Details on two firn cores from the Criosfera 1 site used in this study and other information: location, date of drilling, the period covered and depth of the cores, number of the samples used in this work, sample resolution, mean density and borehole temperature at 10 m deep.

Cores	Coordinates / surface elevation	Drilling	Time span	Depth span	Samples	Resolution	Average density	Borehole temperature
TT01	83° 59' 59.5" S, 79° 29' 31.4" W; 1285 m a.s.l.	07/01/2015	1999-2015	9.471 m	309	0.03 m	0.44 ± 0.07 g/cm ³	-32 ± 0.5°C
CR1	83° 59' 59.1" S, 79° 29' 19.3" W; 1285 m a.s.l.	02/01/2012 - 10/01/2012	1999-2012	9.130 m	324	0.03 m	0.45 ± 0.08 g/cm ³	-32 ± 0.5°C

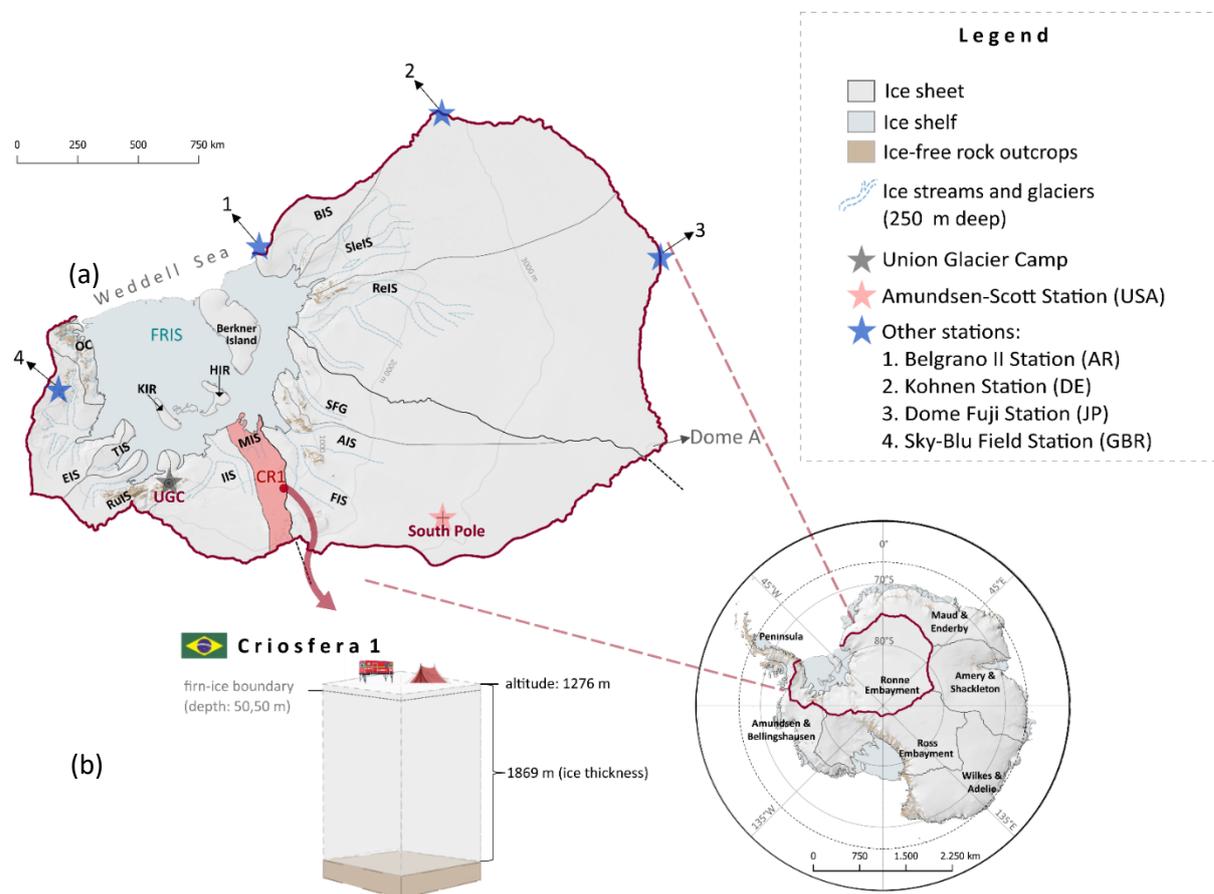


Figure 1. (a) Map of the Ronne Embayment basins showing the CR1 location (red dot) in the MIS basin (red area). Stars are the main stations and base camps. The thin blue dashed lines are ice streams and glacier outlines at 250 m deep. (b) A block diagram showing some geographical and general glaciology information of the CR1 site. This map was made in QGIS using the Quantarctica 3 Project datasets (Matsuoka et al. 2018). The ice thickness was extracted from the BEDMAP 2 datasets (Fretwell et al. 2013) and the depth of the firn-ice boundary was obtained from Ligtenberg et al., 2011.

Records from Criosfera 1 AWS show that the monthly mean 2-m temperature is below zero throughout the year and the annual average temperature is $\sim -31^\circ\text{C}$. Criosfera 1 site is a region

characterized by strong temperature contrasts. In summer, the temperature reaches a maximum of $\sim -5^{\circ}\text{C}$, and in the winter, it reaches a minimum of $\sim -55^{\circ}\text{C}$. The site experiences dry and cold air masses associated with strong katabatic winds from the Antarctic Plateau (Pinto, 2017; Marcher et al., 2022), as a result of the configuration of the terrain in the Ronne Embayment region (Parish & Bromwich 2007). However, generally, the extremely cold condition in both late autumn, winter, and early spring is broken off by incursions of relatively warmer air masses coming from the ocean (Nicolas & Bromwich, 2011). These warm air masses can cause snowfall, increase the temperature up to -17°C , and decrease provisionally the wind speed. The prevailing wind direction is from the south (180°) and the annual average wind speed is 11.9 m/s, which indicates that the Criosfera 1 site is commonly affected by strong wind events (SWE). Due to the extreme wind regime, the presence of sastrugi and low-scale dunes fields of 20-40 cm high in wide extension is well marked around the study area (Marcher et al., 2022).

The CR1 ice core (106.11 m deep) was drilled in the 2011-2012-austral summer (between January 2nd and 10th) during the 29th Brazilian Antarctic Operation (Criosfera 1 AWS install campaign). A team of Brazilian researchers from the Centro Polar e Climático of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CPC/UFRGS) and the National Institute for Space Research (INPE) were responsible for drilling. The CR1 core was obtained roughly 70 m east from the Criosfera 1 AWS (at $83^{\circ} 59' 59.1'' \text{ S}$, $79^{\circ} 29' 19.3'' \text{ W}$; Figure S1 in Supplementary Material) with a Fast Electromechanical Lightweight Ice Coring System (FELICS; Ginot et al. 2002), which performs one hole drilling without the need for trench excavation.

The TT01 firn core was recovered at ~ 30 m east from the Criosfera 1 AWS (at $83^{\circ} 59' 59.5'' \text{ S}$, $79^{\circ} 29' 31.4'' \text{ W}$; Figure S1 in Supplementary Material), in the Brazilian Traverse to WAIS (hereafter, BR-WAIS traverse), on January 7th, 2015. BR-WAIS traverse was carried out in the 2014-2015 austral summer (between January 4th and 21st) during the 32nd Brazilian Antarctic Operation and was attended by a research group from the CPC/UFRGS. See Marcher et al. (2022) for more details about this traverse. A Mark III auger (Kovacs Enterprises, Inc., USA) coupled with an electrical drill drive powered by a generator was used to collect the TT01 core. Unlike FELICS, it was necessary to construct a pit (2 m deep) to advance the drill to the deeper levels. The Mark III drilling system recovers one-meter long cylinder pieces. However, some pieces were retrieved at uneven lengths and broke up into smaller pieces due to broad changes in snow hardness in the study area.

The pieces of both cores were weighed on a lab scale (Ohaus[®]; precision: 0,01g), and then densities were determined using the core diameter, length, and weight measurements. In addition, an accurate description of the structures and properties of firn/ice was carried out for stratigraphic studies. All pieces were packed in a polyethylene bag and stored in the high-density Styrofoam box by protocol. From Antarctica, the cores were transported frozen two times by air. The first air transfer was to Punta Arenas (Chile), and the second was to New York (USA). After, the material was sent by road to the Climate Change Institute (CCI), University of Maine (UMaine; USA), where it was decontaminated and subsampled in certified class 5 cold and clean rooms (ISO 14644-1, 1999).

2.2 Procedures performed in certified cold and clean room

2.2.1 Decontamination

Both cores were decontaminated in a class 5 cold room at a temperature below -20°C using the method of Tao et al. (2001). A brief description of the methodology used is given below. Thin layers on the sides (4 mm thick) and ends (2 mm thick) of each piece of firn were removed using a pre-cleaned ceramic (ZrO) knife under a clean bench with a laminar flow system. Visual description of the stratigraphy was then enhanced. Pieces were conditioned in pre-cleaned acrylic tubes before being moved to another clean room for melting. All labware used was carefully pre-cleaned with acid baths and rinsed with type I water from the Milli-Q system (resistivity $> 18 \text{ M}\Omega \text{ cm}$). During the decontamination step (and also during melting and subsampling; see next subsection 2.2.2.), Tyvek[®] protective suits (DuPont[™], Wilmington, DE, USA) and polyethylene (PE) gloves were worn to reduce contamination.

2.2.2 Subsampling

The cores were melted using a continuous ice melting system with discrete and high-resolution sampling (CMDS) developed by CCI researchers (Osterberg et al., 2006). This system is installed in class 5 clean room with high efficiency particulate air (HEPA) filters. It consists of a refrigerator equipped with a modified Wagenbach-style Ni270 controlled heating plate and coupled with automatic fraction collection systems (Gilson Company, Inc.). The Ni melting plate contains a series of radially arranged micrometre (μm) slits and a circular separator ridge that allows separation of the melt water originating from the edges of the core from that originating from the central part of the core (Osterberg et al., 2006). As the melting happens, the melt water is diverted through channels to a clean bench equipped with three Gilson FC204 automatic fraction collectors by peristaltic pumping. The outer channels direct the water for the stable isotope sample collector, while the inner channel directs the water for the other two collectors located in a laminar flow air hood for sample collection intended for the analysis of ion content and trace elements. The melting temperature is manually controlled according to the density of each firn cylinder. It was set to about $17.9 \pm 1.4^{\circ}\text{C}$ for TT01 and $16.3 \pm 1.0^{\circ}\text{C}$ for melting the first $\sim 9 \text{ m}$ of CR1. Samples for isotopic analysis were stored in 25-ml vials of high-density polyethylene (HDPE), whereas samples for ion chemical analysis were stored in 5-ml vials of polypropylene (PP). Previously, the PP vials were triple rinsed in type I water, soaked in type I water for 24 hours, triple rinsed again in type I water, and dried under a class 5 clean bench as recommended by Curran & Palmer (2001) and Osterberg and co-authors (2006). The CMDS system is always washed with ultrapure water before and after the melting step, and water blanks are collected.

Ice samples from both cores remained stored in a cold storage facility in Maine (USA) until 2018 when they were sent to CPC/UFRGS (Brazil). There, they were kept frozen until analysis.

2.3 Measurements

The refrozen samples of the two cores were analysed at the laboratories of the CPC/UFRGS (Brazil). Table 2 summarizes the analytical method performed in each core, the chemical parameters, and the number of samples analysed.

Table 2. Techniques applied and chemical parameters analysed in each core (TT01 and CR1). The number of samples is also listed. In bold are trace ionic species used in this study.

Cores	Analytical technique	Parameter analyzed	Number of Samples
TT01	WS-CRDS	δD and $\delta^{18}O$	309
	IEC	Ionic content: Na⁺ , NH₄⁺ , K⁺ , Mg²⁺ , Ca²⁺ , Cl⁻ , NO₃⁻ , SO₄²⁻ , C₂O₄⁽²⁻)	309
CR1	WS-CRDS	δD and $\delta^{18}O$	324

2.3.1 Snow isotopes analysis

The stable water isotope analysis was performed at the Stable Isotope Lab using two wavelength-scanned cavity ring-down spectroscopy (WS-CRDS) systems (PICARRO® L2130-i, USA) — one coupled with a Combi PAL Autosampler (CTC Analytics AG, Switzerland) and the other coupled to a Picarro Autosampler (PICARRO® A0325, USA). All hydrogen and oxygen isotopes ratios results are represented as δ -notation — *i.e.*, deviation per mille (‰) of the sample isotopic ratios ($R = D/H$ or $^{18}O/^{16}O$) in relation to the V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) reference standard ratios, according to the Eq.1:

$$\delta_{(sample)} = \left(\frac{R_{(sample)}}{R_{(VSMOW)}} - 1 \right) \times 1000(\text{‰})$$

(Eq. 1)

For a detailed description of our laboratory routine, see Oliveira 2019 and Marcher et al. (2022). Briefly, to correct for memory effect and instrumental drift, eight injections were performed for each sample and the first five results were discarded. Then, the average of the last three injections was taken. Finally, the mean raw stable isotope ratio datasets were calibrated with linear regression curves constructed using three secondary water laboratory standards. Our laboratory standards were previously normalized to the international VSMOW2 - GISP (Greenland Ice Sheet Precipitation) - SLAP2 (Standard Light Antarctic Precipitation) scale.

The d-excess value was calculated using the linear definition (Dansgaard, 1964): $d = \delta D - 8 \times \delta^{18}O$. The accuracy measurement was better than 0.9‰ and 0.2‰ for δD and $\delta^{18}O$, respectively. This resulted in an error of $\sim 1.7\%$ for d-excess.

2.3.2 Ionic chemistry analysis

Ionic chemistry analysis was conducted at the Glaciochemistry Lab – a clean lab classified as class 7 (ISO 14644-1, 1999). We used two Dionex™ ion-exchange chromatography (IEC) systems with a modified sample loop volume (250 µl), eluent autogenerator, electro-chemical suppression, and conductivity detectors (Thermo Fisher Scientific Inc., USA). The trace ion species measured in this study were sodium (Na⁺), ammonium (NH₄⁺), magnesium (Mg²⁺), calcium (Ca²⁺), chloride (Cl⁻), nitrate (NO₃⁻), sulphate (SO₄²⁻), and oxalate (C₂O₄⁽²⁻⁾) (as listed in Table 2). A Dionex™ ICS-2100 equipped with Ion Pac™ CS12A (2 mm) analytical and Ion Pac™ CG12A (2 mm) guard columns was used for cation analysis; while a Dionex™ ICS-2000 equipped with Ion Pac™ AS17C (2 mm) analytical and Ion Pac™ AG17C (2 mm) guard columns was used for anions analysis. The use of two analytical pieces of equipment and a flow separator in the path that connects the autosampler to the analytical systems allowed the simultaneous analysis of cations and anions.

The analytical routine applied was a slight adaptation of the methodology of Thoen et al. (2018). Briefly, we altered the eluent generation gradients and thus increased the analysis time of each sample (to 26 min) in order to improve analytical performance. All samples and standard solutions were prepared in a class 5 environment inside the vertical laminar flow air hood before each analysis round. The 5 ml PP vials suitable for autosampler (Dionex™ Polyvials) were precleaned with ultrapure water (conductivity of 0.054 µS/cm) according to the aforementioned protocol (Curran & Palmer; 2001; Osterberg et al., 2006). Diluted standard solutions were prepared from pure salts (for analytical datasets calibration and equipment checking) and from the stocks of commercial Standard Reference Materials (SRMs; for equipment checking) using ultrapure water. The standard solutions were designed to contain a mixture of all ions of interest in concentrations similar to levels expected in a polar ice matrix (in ppb level).

All trace ions were expressed in concentrations of microgram per litre (µg L⁻¹). For quality control, the composition of the ultrapure water yielded by the laboratory's Milli-Q system was routinely verified. Blanks from the melting step were also analysed, and their mean results were calculated for subtraction from the analytical datasets (according to Thoen et al., 2018). In this paper, we use only Na⁺, Cl⁻, and SO₄²⁻ (also non-sea-salt (nss) SO₄²⁻, which is introduced in the next section) datasets.

2.4 Dating of firn cores and estimates of annual snow accumulation rates

TT01 firn core was dated by the manual annual layer counting (ALC) method. Seasonal variations of nssSO₄²⁻/Na⁺ and Cl⁻/Na⁺ ratios (both peaking in summer), as well as the ratios of water isotopes (δs) and individual chemical species (such as Na⁺ (peaking in winter), SO₄²⁻, and nssSO₄²⁻ (peaking in summer)), were used as annual-layer markers. We assumed that Na⁺ was essentially derived from sea salt (ss) and estimated the nssSO₄²⁻ using the well-known formula (Eq. 2):

$$[\text{nssSO}_4^{2-}] = [\text{SO}_4^{2-}] - 0.251 \times [\text{ssNa}^+] \quad (\text{Eq.2})$$

where 0.251 is the [SO₄²⁻/Na⁺] weight ratio in seawater and SO₄²⁻ and ssNa⁺ are the concentrations of these ions in snow/firn samples. The nssSO₄²⁻ refers to the sulphate fraction that is not derived from sea spray. In Antarctica, the nssSO₄²⁻ aerosol comes primarily from atmospheric oxidation of

dimethylsulfide (DMS), a substance released from phytoplankton blooms that typically occur from late spring to late summer. However, it can also come from other sources, such as polar and extrapolar volcanic activity, pollution, and others (Delmas, 1994; Udisti, 1996; Legrand & Mayewski, 1997; Steig et al., 2005; Abram et al., 2013). Regardless of the source, maximum concentrations of this sulphate aerosol in Antarctic snow are expected to occur in early or mid-summer as the polar vortex breaks up in springtime (Steig et al., 2005). Na^+ can be considered a proxy for marine air mass advection (Mayewski et al., 2017; Raphael et al., 2016), and its highest concentrations in wintertime are due to stronger atmospheric circulation strength in this period (Legrand & Mayewski, 1997; Sigl et al., 2016; Mayewski et al., 2017).

Here we chose the $\text{nssSO}_4^{2-}/\text{Na}^+$ ratio as the primary marker of the time (i.e., peaks indicate New Year's Day) instead of other parameters because it has a more defined seasonality. This ratio has been widely used as a primary time marker in Antarctica (e.g., Sigl et al., 2016), as has the nssS/Na ratio obtained by ICP-MS analysis (e.g., Sigl et al., 2016; Arienzo et al., 2017; Hoffmann et al., 2020; Marquette et al., 2020). In order to increase the accuracy of ACL dating, we used the $\text{nssSO}_4^{2-}/\text{Na}^+$ ratio along with the nssSO_4^{2-} data and global volcanism historical records (available at: <https://volcano.si.edu/>; last access: May 2022) to identify explosive volcanic events and compared the δD and nssSO_4^{2-} trend from TT01 with that from another firn core drilled 7.5 km west of CR1 AWS (Lindau et al., 2016). We also seek support in other cores from the WSS.

Unfortunately, we used only the seasonal variability of the δs for dating the first ~ 9 m of the CR1 ice core because ionic chemistry analysis has not yet been performed. Nevertheless, we tried improving the dating of CR1 by synchronizing it with the TT01 record using water isotope ratios. However, due to the noisier signal from the CR1 core, this approach was very challenging.

After dating both cores, annual snow accumulation rates were determined and presented in meters of water equivalent per year (m w. eq. y^{-1}). For this, the real depth was previously converted in m w. eq. using the densities of the core sections calculated during the fieldwork (section 2.1).

2.5 Meteorological data

In this study, we use both reanalysis and AWS data. CR1 AWS datasets (surface temperature, snow accumulation, wind speed, and wind direction) were downloaded from the Criosfera 1 website (available at: <https://www.criosfera1.com/criosfera-database>; last access: January 2022). Because the CR1 AWS was installed in January 2012, it covers less than a quarter of the time span of TT01 and does not cover the period of the CR1 core. Therefore, we used the CR1 AWS data only to validate the performance of the reanalysis model solutions, to access the main meteorological information, and to understand the accumulation scenarios at the Criosfera 1 site.

We chose to use the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Reanalysis 5 datasets for comparison with isotopic and accumulation records. ERA5 is the fifth generation of ECMWF reanalysis and the latest version released of all reanalysis models. Compared to other reanalysis products, it has higher spatial (with a lat-long grid of 0.25° and 37 pressure levels) and temporal (from 1950 to present) resolution and better global precipitation and evaporation balances (Hersbach & Dee 2016, Hersbach et al. 2019). ERA5 datasets were obtained from the Climate Data Store hosted by Copernicus (CDS (C3S) 2017; available at: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>; last access: May 2022). Table 3 list the ERA 5 datasets and meteorological variables used in our study. We extracted the hourly ERA5 reanalysis variables from the CR1 AWS grid point (-84 (lat); -79.5 (long)) using an adapted version of the

methodology of Hufkens et al. (2019). Monthly sea ice time series were obtained for ABSS (grid area: 120°W-60°W; 60°S-90°S) and WSS (grid area: 60°W-20°E; 60°S-90°S) through the Climate Reanalyzer.org (CCI/UMaine; available at: https://climatoreanalyzer.org/reanalysis/monthly_tseries/; last accessed: March 2022). Further, monthly mean sea level pressure data from WSS were also extracted through Climate Reanalyzer.org. In short, the ERA5 satisfactorily reproduces the variability of the meteorological parameters at the Criosfera 1 site, although overestimates the temperature and underestimates the wind velocity (see Table S1).

Table 3. Variables extracted from the ERA5 datasets.

Products	Datasets	Variables	Period
ERA5 hourly data from 1979 to present	reanalysis-era5-single-levels	2m_temperature	1998-2018
	reanalysis-era5-single-levels	total_precipitation	1998-2018
	reanalysis-era5-single-levels	10m_u_component_of_wind	1998-2018
	reanalysis-era5-single-levels	10m_v_component_of_wind	1998-2018
	reanalysis-era5-pressure-levels	temperature (900 hPa)	1998-2018
	reanalysis-era5-pressure-levels	u_component_of_wind (850 hPa)	1998-2018
	reanalysis-era5-pressure-levels	v_component_of_wind (850 hPa)	1998-2018
ERA5 monthly data from 1950 to present	reanalysis-era5-single-levels	sea_ice_concentration	1998-2018
	reanalysis-era5-single-levels	mean_sea_level_pressure	1998-2018

The time series of the large-scale atmospheric modes (SAM and ENSO) and the geographical position and strength of the low-pressure climatological zone from the Pacific sector (ASL) were also compared with the time series of the water stable isotope compositions and accumulation rates. Marshall SAM index (Marshall, 2003; available at: <https://legacy.bas.ac.uk/met/gjma/sam.html>; last access: January 2022) was used to quantify the SAM phase, while the Southern Oscillation index (hereafter SOI index; NOAA; available at: <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/soi> last access: January 2022) was used to quantify the ENSO phase. We used the ASL indices (Hosking et al., 2016; available at: http://scotthosking.com/asl_index; last access: January 2022) to describe the geographical position and strength of the ASL.

2.6 Additional data processing and statistical analysis methodology

To understand the history of snow accumulation at the CR1 site we compared the snow height and wind speed records from the Criosfera 1 AWS with reanalysis precipitation data. The noise of snow height data was minimized by calculating the daily accumulation. We also evaluated the high snowfall days (hereafter, HSDs) associated with extreme precipitation events (EPEs) and the relative hourly frequency of strong wind events (hereafter, SWEs) to comprise the accumulation at the studied site. HSDs and EPEs were computed according to the methodology of Welker et al. (2014). The calculated HSD threshold for the Criosfera 1 site in the period 1998-2018 is 2.43 mm/day. Here, in this study, we considered SWEs as those events with wind speeds above 15.51 m/s. Such threshold corresponds to the 95th percentile of all hourly wind speeds from 1998 to 2018. This approach was adopted because the average wind speed at the Cryosphere 1 site (~12 m/s) is slightly higher than the frequent threshold adopted for SWEs (10 m/s; Yu and Zhong, 2019 and references), therefore we only consider the strongest and rarest SWE. Our threshold for SWEs is below of that considered in coastal areas: from gale velocities (> 17.2 m/s), according to the Beaufort Wind Force scale (Turner et al., 2009b).

Since the coastal areas are windier than inland, we have assessed our SWEs threshold as appropriate for intermediate areas of the continent. In addition, we analysed the wind direction at 850 hPa in the HDS to verify from which direction the EPEs that reach the studied site come.

We constructed composite records of the annual average of each isotopic parameter and of annual snow accumulation for the Criosfera 1 site. For this, before taking the averages between the different records, we standardized the isotopic time series extracted from each core (CR1 and TT01 cores) and the accumulation series obtained from both the cores and the Criosfera 1 AWS using the local mean and standard deviation. We evaluated trends for the studied period and performed correlations using both composite and standardized records.

Annual averages of precipitation, SIC in ABSS and WSS, mean pressure at sea level in the Weddell sector, and the temperature at 900hPa unweighted and weighted with precipitation (and also with HSD) were computed for the construction of the time series. The 900hPa level was chosen because it is near the cloud baseline and because it is above the inversion layer. Annual temperature weighted with precipitation (and HSD) was calculated using Equation S1 (Supplementary Material). In order to evaluate the climatic value preserved in the Criosfera 1 site, we apply the approach described below. Correlations among all these series of climatic parameters previously mentioned, the number of HSD and relative hourly frequency of SWE per year, the series of SAM, SOI, and ASL indices, and the annual records of snow accumulation were performed. The same climatic indices and parameters were also correlated with firn core isotopic records. The series of precipitation, temperature, SIC, mean pressure at the level, number of HSD, and frequency of SWE used in the correlations were detrended. Five year running correlations among isotopic and accumulation signals, climatic parameters, and indices were also carried out to assess the behaviour of the relationships between these parameters over time.

3 Results

3.1 Firn core age model

The results of core dating were previously presented in Table 1. Figure 2 shows the age-scale constructed for TT01 shallow firn core by ALC. In general, ionic content proved better seasonal markers than isotopic content due to precipitation intermittency and diffusion already observed in the first ten meters of the snowpack in the Criosfera 1 site.

The depth-age scale of TT01 is based mainly on the $\text{nssSO}_4^{2-}/\text{Na}^+$ ratios due to its clear seasonal cycle. To improve the accuracy of our dating, we investigated the extreme peaks of $\text{nssSO}_4^{2-}/\text{Na}^+$ and nssSO_4^{2-} data in order to identify volcanism events. We identified a peak of $\text{nssSO}_4^{2-}/\text{Na}^+$ more than 3σ above the average that we associated with Puyehue-Córdon Caulle Chilean volcanism (VEI = 5; a stratovolcano located at 40.59 °S and 72.12 °W, Chile) (Koffman et al., 2017). This volcanic event occurred in June 2011, but some studies identified the chemical signature of this event in the snowpack in early 2012 (e.g., Hoffmann et al., 2021). We suspect that the significant peak identified in 2008 ($>3\sigma$) is associated with other two Chilean explosive volcanic events: the emissions of Chaiten (May 2, 2008; VEI = 4; a caldera located in 42.83°S and 72.65 °W) and Llaima (January 1, 2008; VEI = 3; a stratovolcano located in 38.69°S and 71.73°W) volcanism. Nonetheless, a study carried out in O'Higgins Antarctic Chilean base (in Antarctica Peninsula) showed that the Chaiten's chemical signal was detected in the snow from August 2008, four months after the primary eruption (Cid-Agüero et al., 2017). As our signal has no such delay, more studies are necessary to confirm the signature of these volcanisms and to

verify if there was rapid tropospheric transport to the Criosfera 1 site. We also compared our chemical signal with other ice cores drilled in the WSS. It was detected correlated peaks of nssSx/Na^+ in 2006 between TT01 and PASO-1 firn core (drilled at $79^{\circ}38'00.68''\text{S}$, $85^{\circ}00'22.51''\text{W}$; near the Ellsworth Mountains; Hoffmann et al. 2020). In addition, we realize that both δD and nssSO_4^{2-} time series of the TT01 and BR-IC-4 (drilled at $83^{\circ}58'59.4''\text{S}$ and $80^{\circ}07'01.4''\text{W}$; Lindau et al., 2016) firn cores interrelate well in its overlapping period (1999-2003). This well match is more marked in 1999-2000, where both cores showed prominent nssSO_4^{2-} peaks of the same magnitude ($>100\ \mu\text{g L}^{-1}$) and a δD maximum peak of $\sim -255\text{‰}$ in summer 2000. Both volcanic events identified and matched between cores were used as absolute time horizons during the timescale elaboration. In total, the TT01 firn core cover 16 years (from 1999-2015), with an estimated uncertainty of ± 0.41 (< 5 months).

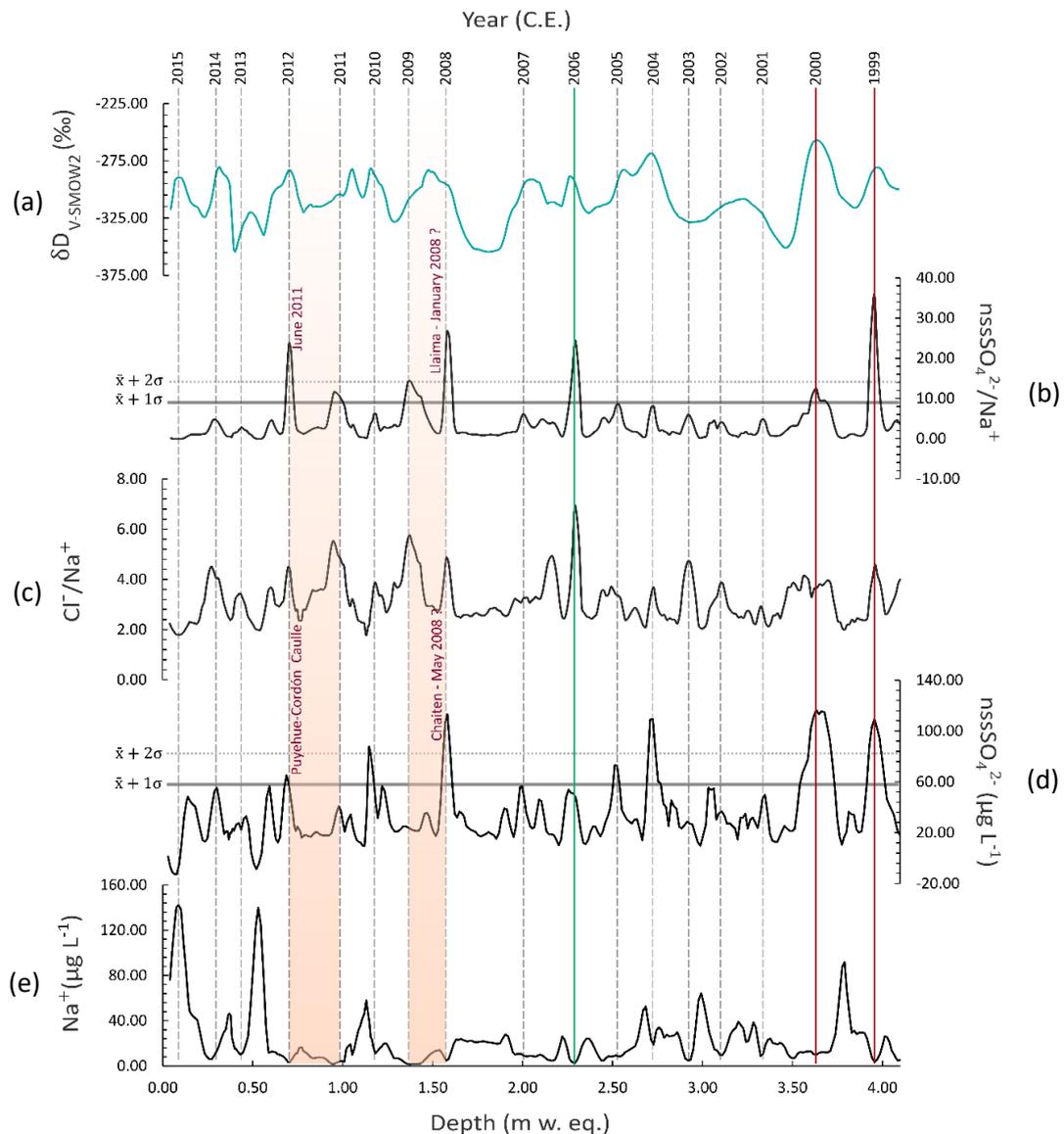


Figure 2. Dating of the TT01 firn core based on the counting and inter-matching of maximum peaks of (a) stable isotope ratios (δD), (b) $\text{nssSO}_4^{2-}/\text{Na}^+$, (c) Cl^-/Na^+ , (d) nssSO_4^{2-} and minimum of Na^+ (e). All time series were smoothed every 3 points by running average. Grey dashed lines indicate the years. Coloured vertical lines indicate correspondence with other firn cores drilled in the WSS: with the nssS/ssNa data of the PASO-1 firn core (grey line; Hoffman et al., 2020) and the δD and nssSO_4^{2-} data of the BR-IC-4 firn core (red lines; Lindau et al., 2016). Identified Chilean explosive volcanism events (confirmed or suspected) are highlighted in faded red. Depth is presented in meters of water equivalent (w. eq.).

The dating of the CR1 ice core is presented in Figure S2 in Supplementary Material. The depth-age scale of CR1 is based mainly on the δ_s seasonal cycle. To refine the CR1 dating, we compared their isotopic trends with those of TT01 firn core. We verify that the isotopic trends roughly resemble only in 2011 and the period 2003-1999. In summary, the first 9 m of the CR1 core has a shorter record than TT01 (13 years; from 1999 to 2012) and the estimated uncertainty of CR1 dating is ± 0.53 (~ 6 months).

3.2 Stable water isotopes results and glaciological information from Criosfera 1 site

Basic statistics on the isotopic composition of each core are summarized in Table 4, and the isotopic, density, and stratigraphic profiles are presented in Figure 3. The stable isotope compositions of the two firn cores are comparable in mean, standard deviation, minimum, and maximum values (Table 4). However, the minimum and maximum of the cores mismatch over time (Figure 3). The isotopic signal pattern of both cores clearly indicates that not all precipitation events are preserved on the Criosfera 1 site. Furthermore, it shows a greater tendency to store relatively warmer events. Remarkably, the CR1 has a signal noisier than TT01. Even though the signal has been smoothed every three points by running average, the presence of a saw tooth signal superimposed on the principal CR1 isotopic signal is still observed (Figure 3). In addition, as previously mentioned, the CR1 core covers a shorter period than the TT01 core, although they have the same depth span.

Table 4. Mean (and standard deviation), minimum and maximum values of the isotopic content ($\delta^{18}\text{O}$, δD , and d) for each core collected at the Criosfera 1 site.

Cores		$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	d -excess (‰)
TT01 (2015-1999)	Mean	-39.10	-308.32	4.5
	SD	2.57	21.20	2.2
	Min	-45.24	-355.67	-0.8
	Max	-32.60	-256.02	11.5
CR1 (2012-2000)	Mean	-38.88	-307.71	3.4
	SD	2.19	17.78	1.8
	Min	-43.57	-343.93	-0.9
	Max	-32.65	-256.22	8.1

The core density ranged from 0.19 to 0.53 g cm^{-3} and from 0.23 to 0.57 g cm^{-3} for TT01 and CR1 cores, respectively (Figure 3). As shown in Table 1, the average density for both cores is practically the same. An average density profile for the Criosfera 1 site can be seen in Figure S3 (Supplementary Material). To construct this average density profile, we resampled the densities of the CR1 core to the TT01 sampling scale then we took the average densities between cores. On average, the densities in the Criosfera 1 site ranged from 0.23 to 0.54 g cm^{-3} and the first two meters have an average density of 0.37 g cm^{-3} (Figure S3).

The main stratigraphic features observed at Criosfera 1 site are summarized in the following. Depth hoars — *i.e.*, large-grained and faceted crystals — were observed in both cores. Particularly, they occur between the maximum and minimum peaks of δ_s . We also identified 14 very thin (< 5 mm) and discontinuous ice lenses in the TT01 firn core: where nine ice lenses lie near the δ_s maximum peaks and five near the δ_s minimum (Figure 3). Unfortunately, the ice lenses were not described in the CR1 core.

3.3 Co-isotopic relationships

Figure 4 compares our study's δD - $\delta^{18}O$ relationships with the global meteoric water line (GMWL: $\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$; defined by Craig 1961) and the Antarctic Ice Sheet line (AISL: $\delta D = 7.75 \times \delta^{18}O - 4.93$; Masson-Delmotte et al. 2008). Our Local Meteoric/Ice Sheet line has both the slope ($8.13 \pm 0.03\text{‰} \text{‰}^{-1}$) and the intercept ($9.11 \pm 1.34\text{‰}$) very close to that of the GMWL. This proximity is important because it ensures the reliability of our data and may indicate that the isotopic signal is maintained throughout the moisture transport in the atmosphere and the snowpack of the Criosfera 1 site (Craig, 1961; Dansgaard, 1964; Masson-Delmotte et al., 2008).

We evaluated the co-isotopic relationships between d-excess and δs (Figures 4d and 4e), but no linear relation was found (Table S2; Figure 6). Nonetheless, it was observed in both cores that the trends of the d-excess/ δs slopes and d-excess- δs correlations time series are coherent and have an oscillatory trend (Figures 4d and 4e). In addition, the co-isotopic trends of the TT01 core roughly temporally match which ones of the CR1 core. Changes in these two relations are unjustified by stratigraphic characteristics (e.g., ice lenses and depth hoar).

3.4 Isotopic trends and correlations with climatic parameters and indices

The trends of the isotope compositions time series of both firn cores (TT01 and CR1) were analysed. TT01 firn core presented non-significant isotopic trends from 1999 to 2014. The $\delta^{18}O_{TT01}$ and δD_{TT01} trends are decreasing, with slope of $-0.01 \text{‰} \text{yr}^{-1}$ ($p > 0.05$ (0.75); $\alpha = 0.05$) and $-0.01 \text{‰} \text{yr}^{-1}$ ($p > 0.05$ (0.87); $\alpha = 0.05$), respectively. The d-excess_{TT01} is increasing, with slope of $0.05 \text{‰} \text{yr}^{-1}$ ($p > 0.05$ (0.20); $\alpha = 0.05$). The CR1 core also presented non-significant isotopic trends, but for the period 2000-2011. Both $\delta^{18}O_{CR1}$, δD_{CR1} and d-excess_{CR1} trend is increasing, with slope of $0.05 \text{‰} \text{yr}^{-1}$ ($p > 0.05$ (0.33); $\alpha = 0.05$), $0.05 \text{‰} \text{yr}^{-1}$ ($p > 0.05$ (0.26); $\alpha = 0.05$) and $0.06 \text{‰} \text{yr}^{-1}$ ($p > 0.05$ (0.14); $\alpha = 0.05$), respectively. For the same period of CR1, the TT01 trend is also increasing, with $\delta^{18}O_{TT01}$ slope of $0.04 \text{‰} \text{yr}^{-1}$ ($p > 0.05$ (0.56); $\alpha = 0.05$), δD_{TT01} slope of $0.05 \text{‰} \text{yr}^{-1}$ ($p > 0.05$ (0.46); $\alpha = 0.05$), and d-excess_{TT01} slope of $0.11 \text{‰} \text{yr}^{-1}$ ($p > 0.05$ (0.06); $\alpha = 0.05$).

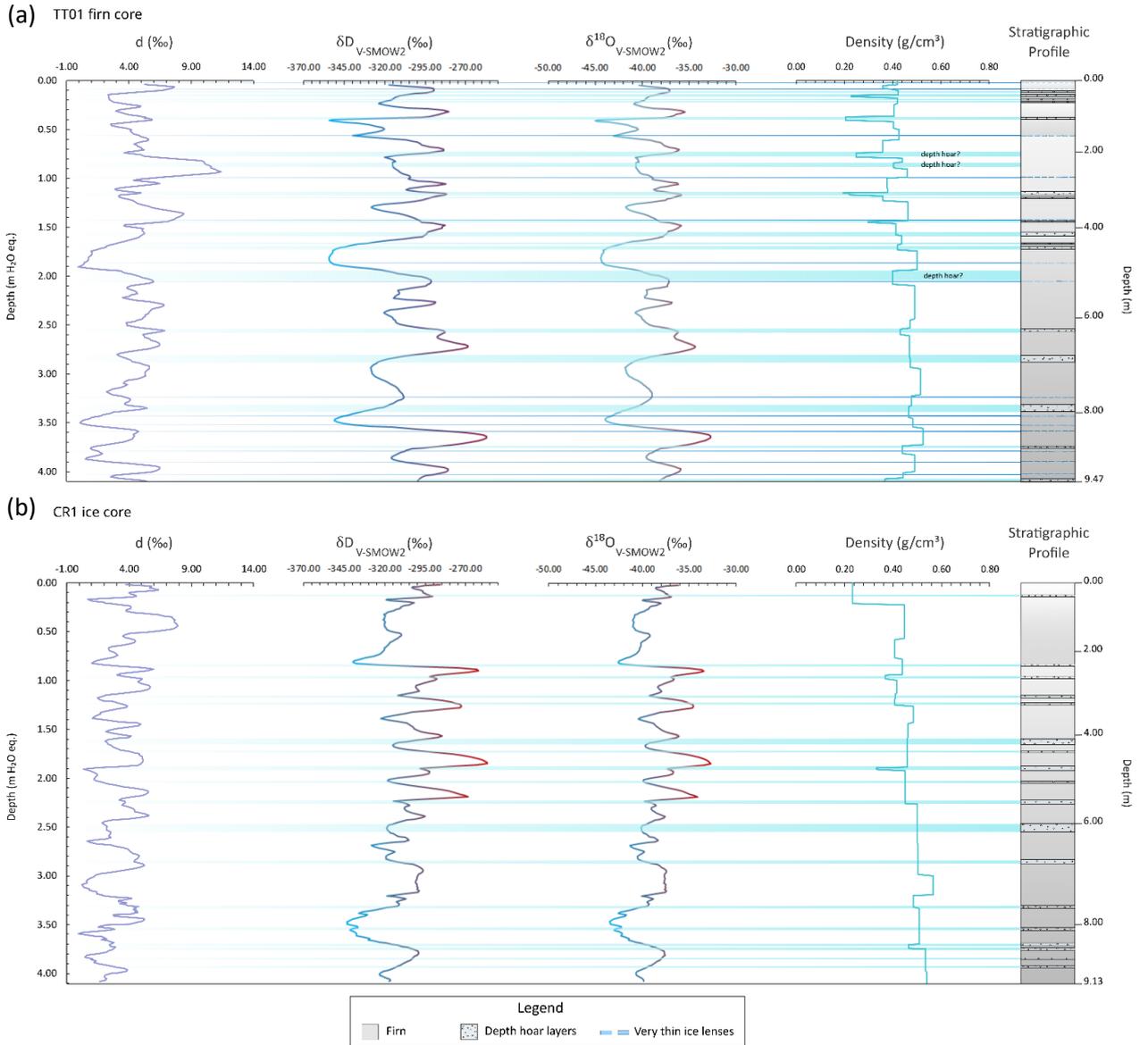


Figure 3. Stable water isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, δD , and d -excess), density, and stratigraphic profiles for (a) TT01 firn core and (b) CR1 ice core. All isotopic time series were smoothed every 3 points by running average.

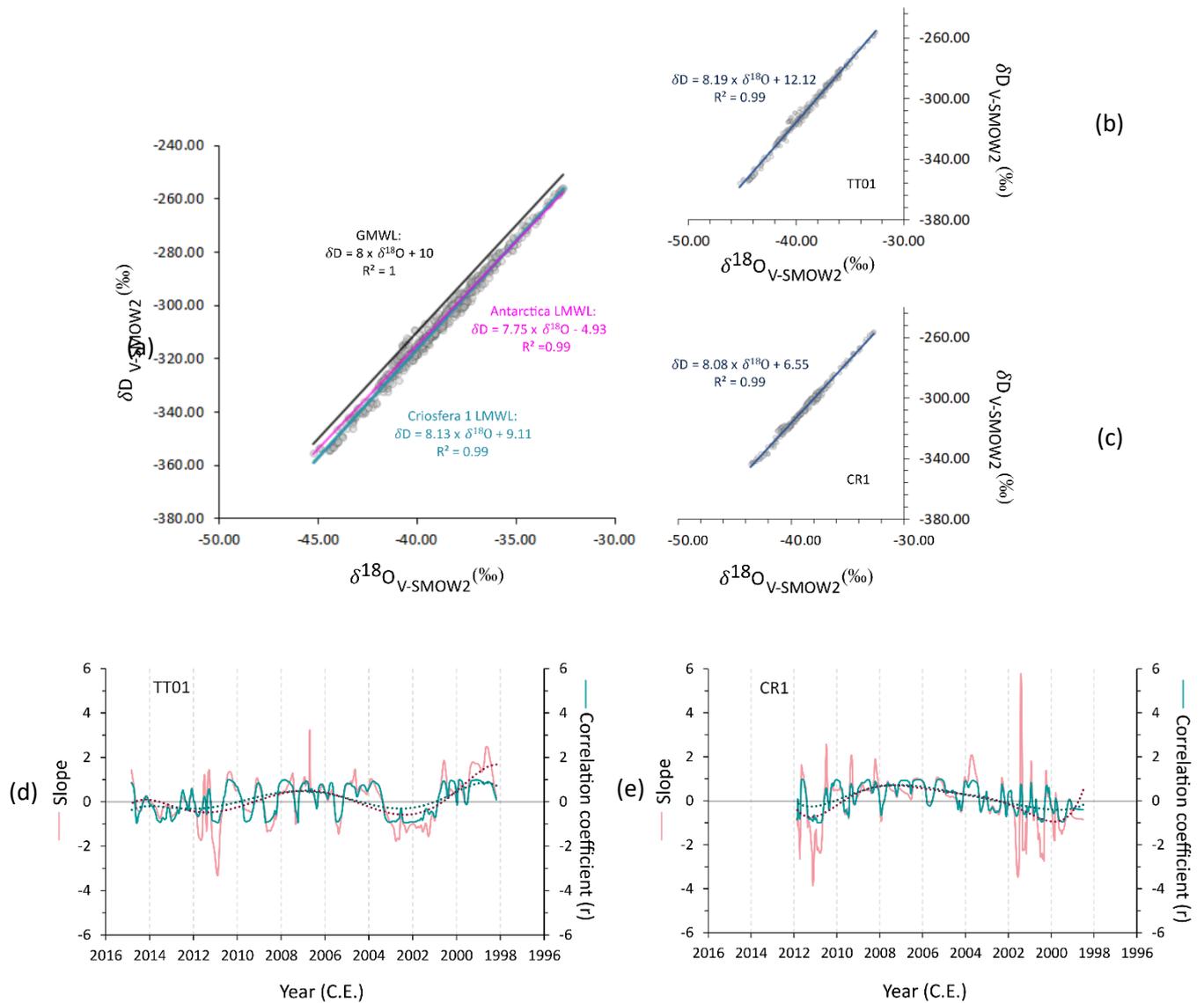


Figure 4. Criosfera 1 co-isotopic relationships. **(a)** Relationship between $\delta^{18}O$ and δD for Criosfera 1 site computed with TT01 and CR1 isotopic datasets. **(b)** show the same relationship but only for the TT01 isotopic dataset. **(c)** same as **(b)** but for the CR1 isotopic dataset. Grey dots are data points of the firm cores. **(d)** Temporal variability of the relationship between $\delta^{18}O$ and d-excess for TT01 firm core: a plot of ten points running slope (‰ ‰⁻¹; pink line) and running correlation coefficient (r ; blue line). The polynomial fits represent the trend of running slopes (pink dotted line) and running correlations (blue dotted line). **(e)** same as **(d)** but for the CR1 core.

Composite records were constructed for each isotopic parameter in order to better access the isotopic trends in Criosfera 1 site (Figure 5). As shown in Figure 5, these records cover the period from 2000 to 2011. For this period, any statistically significant isotopic trend was observed to δs : the $\delta^{18}O_{\text{composite record}}$ slope is 0.05 ‰ yr^{-1} ($p > 0.05$ (0.26); $\alpha = 0.05$) and the $\delta D_{\text{composite record}}$ slope is 0.05 ‰ yr^{-1} ($p > 0.05$ (0.18); $\alpha = 0.05$). On the other hand, a statistically significant trend is verified in d-excess_{composite record} (slope of 0.09 ‰ yr^{-1} ($p < 0.05$ (0.04); $\alpha = 0.05$)).

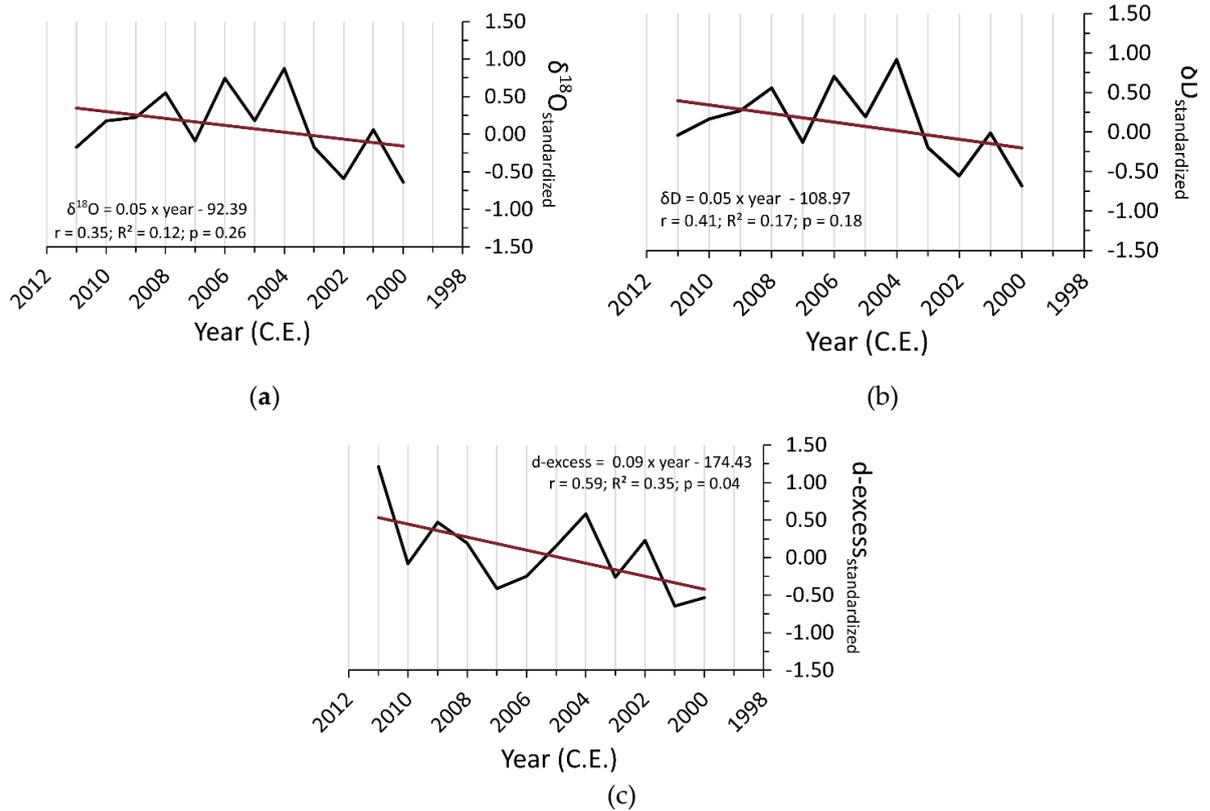


Figure 5. Mean annual of stable water isotopes compositions at Criosfera 1 site for the period from 2000 to 2011. Composite records of (a) $\delta^{18}\text{O}$, (b) δD , and (c) $d\text{-excess}$ computed from standardized data are shown. Linear trend lines are indicated in red. Equation, correlation, determination coefficients, and p -values of linear regression are given for each isotopic parameter.

We computed linear correlations on the annual scale among (standardized) stable water isotope compositions, climatic parameters, and indices in a 95 percent confidence interval ($\alpha = 0.05$). Figure 6 shows these correlations for the TT01 time span (1999-2014), while Table S2 (Supplementary Material) lists these correlations for the CR1 and composite record time span (2000-2011). Five year running correlations were yielded to verify the stability of some of these correlations over time (see Figure S4 in Supplementary Material). Here, we mainly focus on the relationships obtained for the TT01 core in order to evaluate the isotopic-climatic relations at Criosfera 1 site for the longest possible term. Further, we evaluated that the isotopic records of the TT01 would be more appropriate to perform climatic correlations due to the noisier signal of the CR1 core (section 3.2) and because of the composite record mirror relations obtained for the TT01 core (Table S2).

The δ_{TT01} had a significant, strong positive correlation with the SAM index ($r = 0.74$; $p < 0.05$) (Marshall, 2003), and a significant, moderate negative correlation with the mean pressure in the WSS ($r = -0.57$; $p < 0.05$) and central pressure of the ASL (-0.56 ; $p < 0.05$). Positive correlations between (non-standardized) annual δ_{TT01} and seasonal SAM indices (not shown in Figure 6) are also observed: significant and strong correlations with winter ($r = 0.70$; $p < 0.05$; $\alpha = 0.05$) and spring ($r = 0.68$; $p < 0.05$; $\alpha = 0.05$) SAM indices and non-significant weak correlation with autumn ($r = 0.35$; $p > 0.05$; $\alpha = 0.05$) and summer ($r = 0.11$; $p > 0.05$; $\alpha = 0.05$) SAM indices. Running correlations show that these $\delta_{\text{TT01}}\text{-SAM}_{\text{index}}$, $\delta_{\text{TT01}}\text{-WSS}_{\text{sector pressure}}$, and $\delta_{\text{TT01}}\text{-ASL}_{\text{central pressure}}$ relations were relatively stable from 1999 to 2014 (Figures S4a and S4b; Supplementary Material), with the exception of the $\delta_{\text{TT01}}\text{-autumn}$ and $\delta_{\text{TT01}}\text{-summer}$ SAM indices relationships (Figure S4a).

It is also worth mentioning the observed relations between δs and SIC and ASL zonal position. We found moderate correlations stable over the time between δs_{TT01} and WSS_{SIC} (negative; $r = -0.49$; $p = 0.05$; Figure 6; Figure S4c) and no linear correlation between δs_{TT01} and $ABSS_{SIC}$ (Figure 6). The lack of correlation between δs_{TT01} and $ABSS_{SIC}$ is a result of the change in the relationship between these two parameters that occurred from 2005 onwards (Figure S4c). The correlation between δs_{TT01} and $ASL_{Longitude}$ was moderate, positive ($r = 0.49$; $p = 0.05$), and stable from 1999 to 2008, but it changed to negative in 2009 (Figure S4d).

No statistically significant relationship between δs and the local temperature was verified on the annual scale in the period studied (1999-2014) (Figure 6; Table S2). Running correlation between standardized $\delta^{18}O_{TT01}$ (and $\delta^{18}O_{CR1}$) and the annual average temperature at 900hPa (weighted with precipitation; detrend) are shown in Figure S5. The δs -temperature relationships were not stable over a short period (< two decades) at Criosfera 1 site: it was positive in 2009-2014 and 1999-2002 and tended to be negative in the 2003-2008 period. However, we observed that standardized δs correlate positively and moderately with regional mean 2 m temperature (detrended) in WSS ($\delta^{18}O_{TT01}$ -2 m temperature $_{WSS}$ relationship: $r = 0.50$; $p = 0.05$; $\alpha = 0.05$), considering the area between the longitude of $-60^\circ W$ and 0° , and the latitude of $-60^\circ S$ and $-80^\circ S$.

The d-excess correlated moderately with the latitude of ASL (significant and positive correlation; $r = 0.5$; $p < 0.05$) and weakly with both $ABSS_{SIC}$ (non-significant and positive correlation; $r = 0.29$; $p > 0.05$) and WSS_{SIC} (non-significant and negative correlation; $r = -0.38$; $p > 0.05$) (Figure 6). The d-excess $_{TT01}$ - $ASL_{latitude}$ relationship was positive over the 2002-2014 period (Figure S4e) and stable from 2005 onward. While the positive d-excess $_{TT01}$ - $ABSS_{SIC}$ and negative d-excess $_{TT01}$ - WSS_{SIC} relationships were established from 2000 (Figure 6), being that the former relation was stable from 2002 to 2014 and the latter was not stable over the 1999-2014 period (Figure S4f).

To verify if interannual variations in the frequency of EPE and SWE explain the stable water isotope compositions variability at the Criosfera 1 site we computed correlations between these parameters both for records of TT01 and CR1cores (not shown in Figure 6). Any significant correlation between standardized $\delta^{18}O$ and the number of HSD and the annual hourly frequency of SWE was verified. The annual $\delta^{18}O_{TT01}$ presented a positive weak correlation with interannual HSD variability ($r = 0.28$; $p > 0.05$ (0.29); $\alpha = 0.05$) and negative weak with annual hourly frequency of SWE ($r = -0.32$; $p > 0.05$ (0.23); $\alpha = 0.05$). In contrast, $\delta^{18}O_{CR1}$ presented negative weak relation with HSD amount variability ($r = -0.22$; $p > 0.5$ (0.49); $\alpha = 0.05$) and no relation with frequency of SWE.

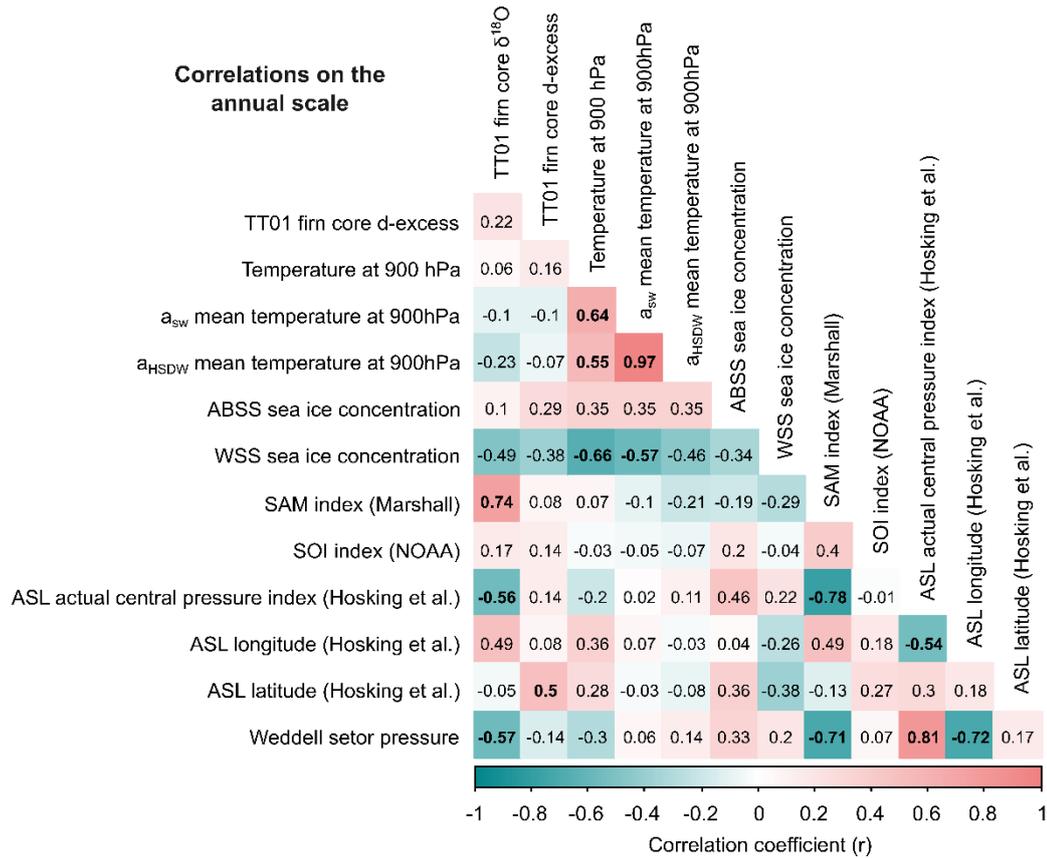


Figure 6. Linear correlation coefficients (r) table showing the relationships between isotopic time series of TT01 firn core and the climatic parameters. Correlations on the annual scale (from 1999 to 2014) among the standardized average of $\delta^{18}O$ and d-excess, the temperature at 900hPa, snowfall weighted mean temperature at 900hPa, HDS weighted mean temperature at 900hPa, ABSS_{SIC} and WSS_{SIC} average, SAM [Marshall, 2003], SOI [NOAA] and ASL indices [Hosking et al., 2016], and mean sea level pressure in the WSS are presented in the matrix. Statistically significant correlations ($p < 0.05$; $\alpha = 0.05$) are marked in bold. The climatic time series were detrended, excluding the SAM and SOI time series.

3.5 Annual snow accumulation

The mean annual snow accumulation rates derived from the TT01 core are similar for both the 1999-2014 (0.2429 ± 0.0037 m w. eq. yr^{-1}) and 2000-2011 (0.2441 ± 0.0058 m w. eq. yr^{-1}) periods. The average snow accumulation was 0.24 ± 0.07 m w. eq. and the TT01_{snow accumulation} time series exhibited a non-significant slight decreasing trend (slope of -0.04; $r = -0.25$; $p > 0.05$ (0.35); $\alpha = 0.05$). Contrastingly, the mean snow accumulation rate derived from the CR1 core was 0.2781 ± 0.0112 m w. eq. yr^{-1} for the 2012-2000 period. The average snow accumulation is 0.32 ± 0.13 m w. eq. and the CR1_{snow accumulation} time series exhibited a non-significant slight increasing trend (slope of 0.04; $r = 0.10$; $p > 0.05$ (0.76)). Table 5 lists the snow accumulation rates (m w. eq. yr^{-1}) for different periods computed of both cores (TT01 and CR1). Noticeably, the snow accumulation rates of the TT01 core had opposite behaviour in relation to the rates of the CR1 core, considering the three-time intervals analysed: 2000-2003, 2004-2008, and 2009-2012.

Table 5. Average snow accumulation rate for three different periods: 2009-2012, 2004-2008, and 2000-2003.

Cores	Snow accumulation rate (m w. eq. y ⁻¹)		
	2012-2009	2008-2004	2003-2000
TT01	0.2179 (\pm 0.0187)	0.2831 (\pm 0.0252)	0.2417 (\pm 0.0247)
CR1	0.4112 (\pm 0.0231)	0.1974 (\pm 0.0133)	0.3771 (\pm 0.0445)

We obtained a local average annual snow accumulation of 0.24 ± 0.09 m eq. w. per year over 1999-2018 stacking the AWS and firn cores data. For this, the snow height measurement obtained by the ultrasonic sensor installed near the Criosfera 1 AWS was multiplied by the average surface density (*i.e.*, by 0.37 g cm^{-3} ; section 3.2.) to convert it to metres of w. eq. Composite record shows a significant slight decrease in accumulation from 1999 to 2018 (slope of -0.09 ; $r = -0.55$; $p = 0.01$ and $\alpha = 0.05$) (Figure S6 in Supplementary Material). Figure 7 presents a comparison among both annual average snow accumulation of the composite and individual records with the number of HSD per year, annual relative hourly frequency of SWEs, annual average precipitation, and 10-m wind data from the ERA5. In the 1998-2018 period, there were on average 7.3 EPEs per year and 12.4 HSDs per year, and the EPEs tended to be more frequent in the 2013-2018 and 2002-2006 periods than in the 2007-2011 and 1999-2001 period. We observed an anticorrelation ($r = -0.52$; $p < 0.05$ and $\alpha = 0.05$) between the number of HSD and SWE over the 1999-2018 time span (Figures 7 and 8). Remarkably, the trend of the composite record was inconsistent with the trend of ERA 5 precipitation, but in some periods the snow accumulation tended to approach the snowfall amount, such as 2015-2018 and 2002-2005. Furthermore, it was also consistent with the annual SWE frequency trend and inconsistent with the HSD frequency trend.

The observed annual snow accumulation over 1999-2018 related positively and moderately with annual SOI index ($r = 0.60$; $p < 0.05$ and $\alpha = 0.05$), concentration of sea ice in the WSS ($r = 0.51$; $p < 0.05$ and $\alpha = 0.05$), and mean pressure of the ASL and WSS (both with $r = 0.35$; $p > 0.05$) (Figure 8). Further, it correlated negatively and moderately with snowfall non-weighted mean temperature ($r = -0.42$; $p > 0.05$) (Figure 8). Significant, positive, and moderate correlations with summer (0.58 ; $p < 0.05$ and $\alpha = 0.05$), autumn (0.44 ; $p = 0.05$ and $\alpha = 0.05$) and spring SOI indices (0.50 ; $p < 0.05$ and $\alpha = 0.05$) and no relation with winter SOI index (0.16 ; $p > 0.05$ (0.49) and $\alpha = 0.05$) were also verified (not shown in Figure 8). Running correlation made with a five-year window showed that the positive relationship between mean annual snow accumulation and annual SOI index was stronger in 1999-2003 and 2008-2011 (r ranged from 0.59 to 0.95). Practically in the same period, the annual hourly frequency of SWE related positively and weakly to moderately with the annual SOI index (1999-2002 and 2007-2011; r ranged from 0.12 to 0.58 ; except in 2001) and negatively and strongly to moderately with the SAM index (1999-2001 and 2006-2010; correlation coefficient (r) ranged from -0.47 to -0.89). Throughout the time span studied, the SWE hourly frequency presented a negative but not significant correlation with the SAM index ($r = -0.35$; $p > 0.05$ and $\alpha = 0.05$; Figure 8). Over 1999-2018, the increase of SWE frequency is partially linked with the migration of ASL northward ($r = 0.68$; $p < 0.05$; $\alpha = 0.05$) and the relative increase of the pressure in WSS ($r = 0.62$; $p < 0.05$; $\alpha = 0.05$) and of the ASL ($r = 0.69$; $p < 0.05$; $\alpha = 0.05$; Figure 8). The number of HSD was positively and strongly linked with snowfall amount ($r = 0.73$; $p < 0.05$; $\alpha = 0.05$), and both were moderately related to temperature (Figure 8). Further, the variability of the HSD frequency and snowfall amount are also related negatively and moderately with ASL latitude ($r = -0.39$ for the snowfall-ASL_{latitude} relationship and $r = -0.40$ for the HSD_{number}-ASL_{latitude} relationship), although these relations are not significant ($p > 0.05$). At the Criosfera 1 site, the HSD contributed on average 42% to the annual accumulation (Figure S7) and it was more frequent in spring and less frequent in summer than in other seasons over the 1998-2018 period (Figure S8).

The comparison between Criosfera 1 AWS and ERA5 reanalysis data for 2013-2018 (except 2014; Figure 9 and S9-S11) revealed five key findings. First, the trigger of preserved annual snow accumulation at the Criosfera 1 site presented some link with the distribution and intensity of the EPE throughout the year. As shown in Figure 9a and Figure S9, the EPE occurred more concentrated in the spring months and late winter and the preserved accumulation started in these periods in 2013 (Figure 9) and 2015 years (Figure S9). In contrast, in some years the EPE occurred in a more distributed way, both earlier and later in the year, and the preserved accumulation started in late summer or in autumn, such as in 2017 and 2018 (Figures 9 and S10). Specifically, in 2016, the start of the preserved snow accumulation was triggered by an intense EPE event that took place in late summer (~ 24 mm w. eq. accumulated in four consecutive days of the high snowfall rate). Further, in the 2016 year, no additional accumulation occurred near the end of the year since HSDs happened majority concentrated in the middle of the year (Figure S10). Second, in years with a greater number of EPEs (*e.g.*, 2018; Figure 7), the cumulative snow accumulation pattern resembles the cumulative snowfall pattern (Figure 9).

Third, the snow deposited in Criosfera 1 site obviously precipitated a few metres to tens of kilometres south. Adopting a wind speed threshold of 10 m.s^{-1} for blowing snow and 5 m.s^{-1} for snowdrift (based on Birnbaum et al., 2010 and Scarchilli et al., 2010 and references), undeniably there is an extra contribution of the long to short distance transported snow to accumulation and the snow erosion is a very active process given to the wind regime at Criosfera 1 site. Considering the ERA5 data, over 1999-2018 there was prevailing southerly wind throughout all years with an annual mean velocity at 850hPa and on the surface of 9.6 m.s^{-1} and 10 m.s^{-1} (Figure 7), respectively, which favour such processes (*i.e.*, blowing snow and snowdrift) and their consequences (*i.e.*, additional deposition and erosion). For instance, the event in 2016 late summer yielded ~ 0.06 m of snow height but the snow height ultrasonic sensor measured an input of ~ 0.32 m and then a decrease of the accumulated snow in the following weeks until ~ 0.13 m (recorded before the next EPE) (Figure S10). Fourth, the accumulation pattern in Criosfera 1 site shows that non-EPEs are hardly preserved or probably are mixed with EPE records before settling down to Criosfera 1 site (Figure 9 and S8-S10).

Fifth, events that drive high snowfall rates at Criosfera 1 site come dominantly from the SE sector (Figures 9, S9-S11, and S12). They weaken the south wind and rarely exceed the 15.51 m/s at 850 hPa. *E.g.*, the wind velocity overcame this threshold during the high snowfall only in 2011 and 2012. Data of mean annual meridional wind anomaly show that air-masses incursions by WSS, from the Peninsula region to the east coast of the WSS, have intensified in the first two decades of the 21st century compared to the last century (Figure S13), and indicate that moisture comes primarily from this sector. Further, westerly winds have been more intense in the 21st century than last century (Figure S13).

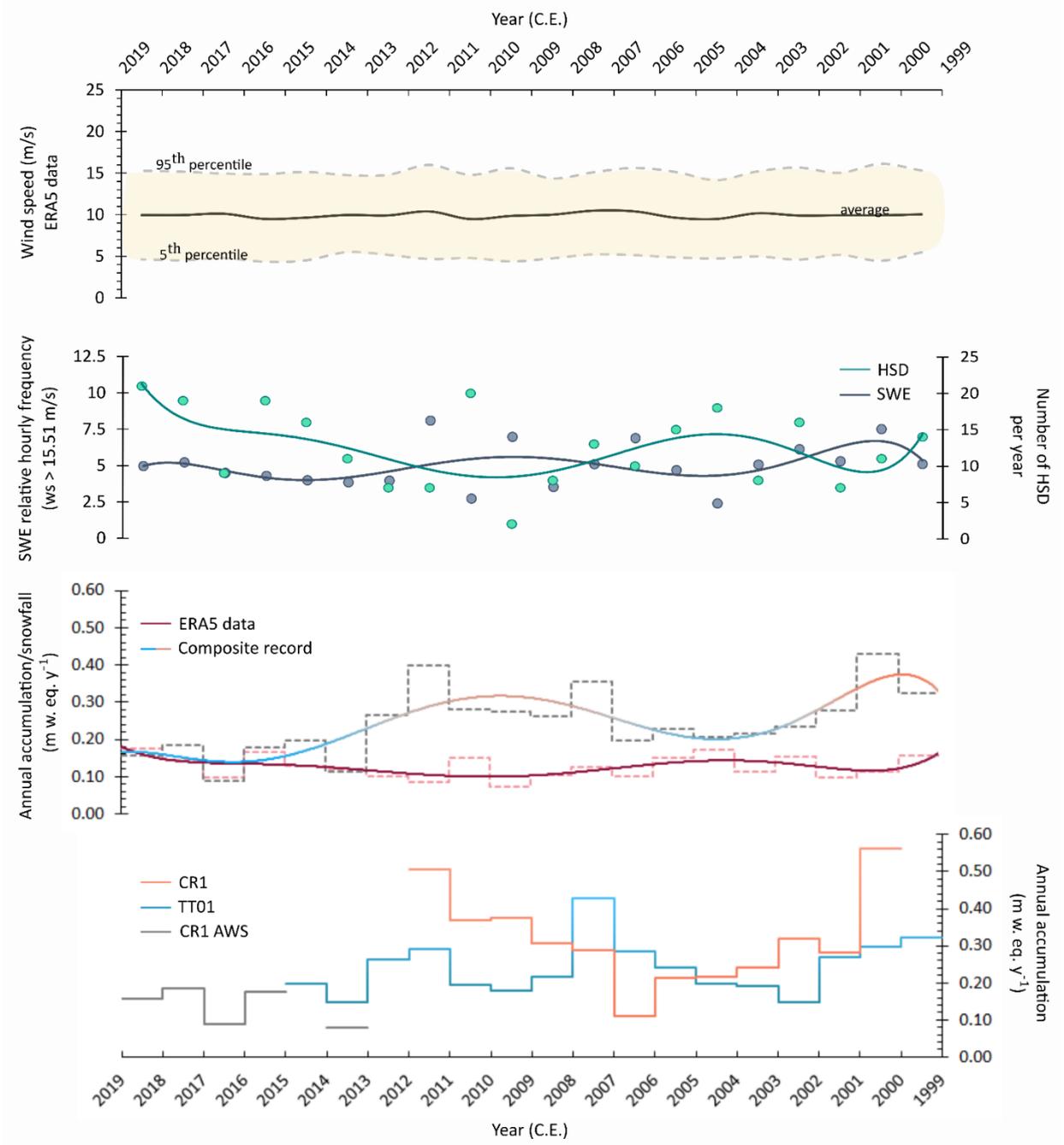


Figure 7. Comparison of annual average snow accumulation composite record with the number of HSD per year, annual relative hourly frequency of SWE (including only events with $ws \geq 15.51$ m/s), annual average precipitation and 10-m wind data from the ERA5. The snow accumulation composite record was derived by averaging or linking the time series of Criosfera 1 AWS and the two cores (TT01 and CR1). The number of HSD per year and the annual relative hourly frequency of SWE were computed using ERA5 datasets. Individual records are shown at the bottom. The undulating curves are the best-fit polynomial trend lines to the sixth order.

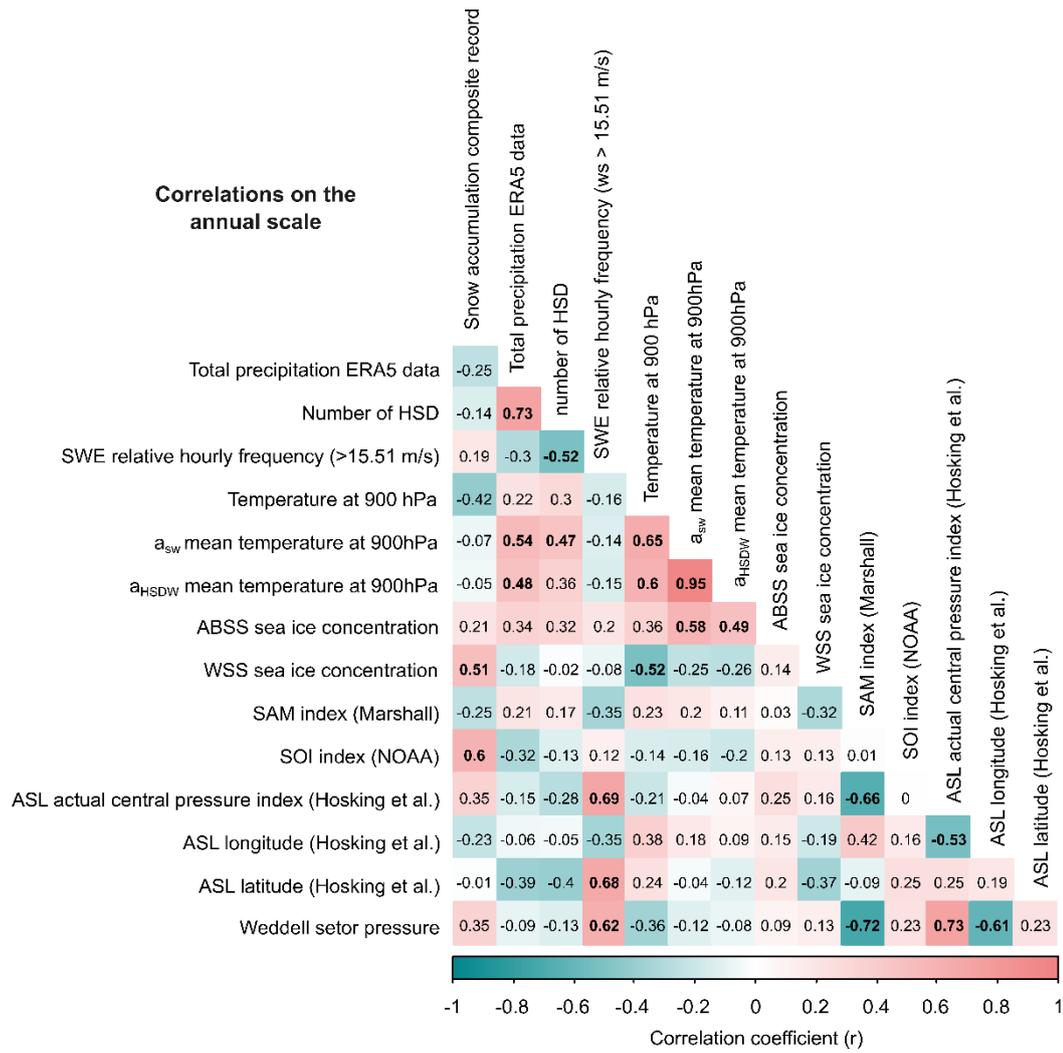


Figure 8. Linear correlation coefficients (r) between the composite record of snow accumulation from the Criosfera 1 site and climatic parameters: total precipitation ERA5 data, number of HSD, SWE relative hourly frequency, the temperature at 900hPa, snowfall weighted mean temperature at 900hPa, HDS weighted mean temperature at 900hPa, ABSS_{SIC} and WSS_{SIC} average, SAM [Marshall, 2003], SOI [NOAA] and ASL indices [Hosking et al., 2016], and mean sea level pressure in the WSS. Correlations on the annual scale (from 1999 to 2018) are presented in the matrix and statistically significant correlations ($p < 0.05$; $\alpha = 0.05$) are marked in bold. The climatic time series were detrended, exclude ng the SAM and SOI time series.

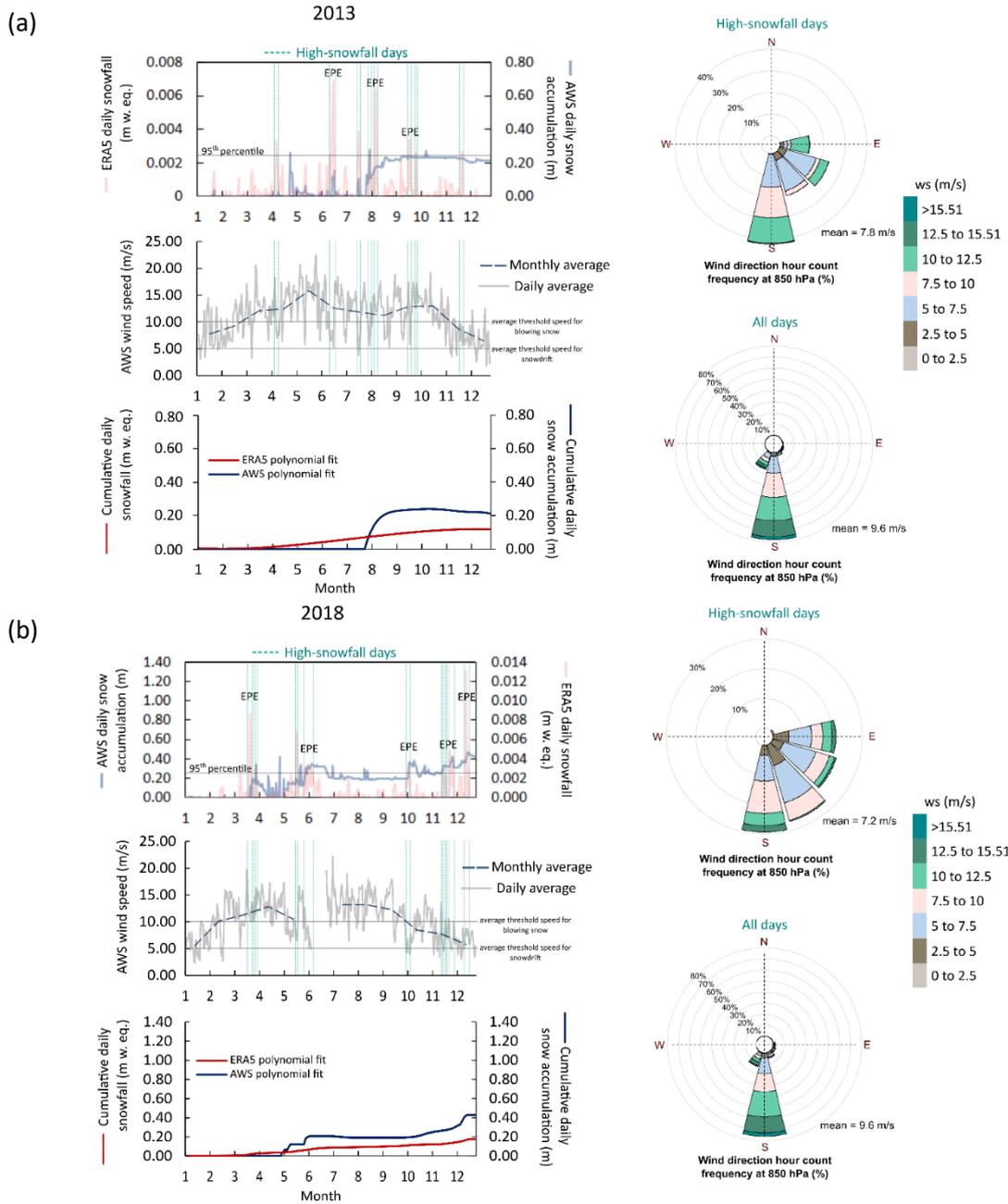


Figure 9. Depositional history for (a) 2013 and (b) 2018. On the left: comparison among daily snowfall data from ERA 5 with records of daily snow accumulation and wind speed from the Criosfera 1 AWS. HSD is highlighted (blue-green dotted vertical line) and EPEs are indicated on the top left graphs. Cumulative daily snowfall and snow accumulation are shown on the bottom left graph. On the right: Relative hourly frequency of 850 hPa wind direction and speed derived from ERA5 datasets for both HSD (top right graph) and all days (bottom right graph). The adopted threshold for blowing snow and snowdrift is shown in the wind speed graph (thin grey line).

4 Discussion

We investigated the depositional and post-depositional history and the climatic significance of the stable water isotopes and snow accumulation records preserved at the Criosfera 1 site. Therefore, we have explored the properties of snow-firn pack stratigraphy, accumulation pattern, and a range of

relationships between these derived chemical and physical records from the firn cores and climatic parameters and indices. The results of our study are discussed below in an integrated way.

Our results showed that the annual stable isotope ratios preserved at the Criosfera 1 site mark the annual SAM variability (Figure 6), as well as in winter and spring. The SAM is the dominant climate variability mode from the Southern Hemisphere, representing the circulation variability between high and medium austral latitudes as a function of the atmospheric pressure gradient (e.g., Thompson & Solomon, 2002; Marshall, 2003; Gillet et al., 2006; Fogt & Marshall, 2020). Since the 1960s, the SAM has been in a positive trend, which became more intense from the 1980s onward, indicating the strengthening and contraction of the polar jet and, consequence, the migration of the low-pressure zone southward (Thompson & Solomon, 2002; Marshall, 2003; Gillet et al., 2006; Fogt & Marshall, 2020). Many studies have attributed the later 20th century warming in Antarctica Peninsula to the positive phase of the SAM (SAM+), as well as the observed cooling in EAIS in the same period (e.g., Kwok & Comiso, 2002; Thompson & Solomon, 2002; Marshall et al., 2006). According to Noone & Simmonds (2002), the SAM (+) trigger an increased upward moisture flux in coastal and oceanic areas around Antarctica due to a decrease of atmospheric pressure in these areas, which can isotopically enrich the continental precipitation. Such a relation between the SAM and the additional moisture recharge near the coast explains the significant positive correlations between the isotopic ratios and SAM at the Criosfera 1 site.

It is known that during the SAM (+) phase, pressures around the Antarctic continent generally decline. Also, the SAM strongly influence the deepening of ASL, the main low-pressure climatological zone of Antarctica that is located in the Pacific sector, causing an amplification of the advection of warm air masses into WAIS and Antarctica Peninsula and providing a significant reduction in SIC in the Amundsen and Bellingshausen Seas (Turner et al., 2013; Hosking et al., 2013; Raphael et al., 2016; Clem et al., 2017). This fact also supports the negative relationships observed between the isotopic ratios of the CR1 site with the ASL central pressure and the WSS pressure (Figure 6). However, previous studies have explained that cyclonic anomalies observed from 21st century in WSS are linked to shift to the negative phase of Interdecadal Pacific Oscillation (IPO (-)); which indicates persistency of La Niña-like sea surface temperature anomaly (colder) over the tropical Pacific (Turner et al., 2016). This new atmospheric circulation configuration (SAM (+) and IPO (-)) is identified as causing the cooling observed in the Antarctic Peninsula region (Turner et al., 2016) and South Pole warming (Clem et al., 2020) because of it intensifies the incursions of the air masses by WSS eastern coast and the expulsion of relatively colder, denser continental air by Antarctica Peninsula.

Negative δs -WSS_{SIC} and positive δs -regional temperature correlations were observed (Figure 6). Kumar et al. (2021) showed that in the phase of the SAM (+) occurred negative SIC anomalies in the western edge and positive heat flux anomalies in the central and internal part of the WSS in both winter and spring. Nonetheless, it is known that at SAM (+) level, a higher SIC tends to occur in all longitudes because of the anomalous divergence towards the north driven by Ekman drift (Hall & Visbeck, 2002). Although such a SIC anomaly may not be directly associated with SAM, Kumar et al. (2021) also observed a SIC negative trend in the eastern WSS region in winter (significant) and spring (non-significant) from 1979 to 2019. Such features observed in WSS in recent years indicate an intensification of moisture input to the atmosphere and increased atmospheric capacity to hold moisture in these seasons. Therefore, we conclude that the increase in isotopic ratios may also be partially related to variations in SIC and temperature in the WSS. This conclusion is not only based on the pieces of evidence previously mentioned but also on the EPE bias on the isotopic ratios at the Criosfera 1 site. For as observed, the EPES that reach the Criosfera 1 site come from the WSS (Figures 9 and S13), and they potentially occur from the middle to the end of the year (mainly in spring) (Figure S8).

The findings of Hoffmann et al. (2020) corroborate this interpretation regarding SIC influence. They showed that in the Union Glacier area (UG, Ellsworth Mountain region, WSS), the isotopic ratios also had negative correlations with WSS_{SIC} . However, there are some differences between our study and theirs. Hoffmann et al. (2020) found no correlation with regional temperature in the WSS, instead they found with the temperature in the Dronning Maud Land region (hereafter DML; Atlantic sector of EAIS). Further, they showed that the isotopic content preserved in UG from 1980 to 2014 was not related to SAM. Two arguments can explain this observation: either (1) the UG is a climate transition region or (2) the signal preserved in the UG is more strongly affected by the southerly wind than Criosfera 1 site. We observed that excessive noise generated by wind influence could erase these relationships by evaluating the CR1 isotopic signal (Table S2). Indeed, the katabatic winds strengthen in the UG given the topographical characteristics of the region and the nearness of the coast — that is, the surface wind is intensified because of the influence of low-pressure centres around the continent over surface air flux (Parish & Bromwich, 2007). Although these factors favour argument (2), some studies have shown that a transition zone exists between ABSS and WSS near the UG (Nicolas & Bromwich 2011). In addition, also it is known that various large-scale climate modes can influence the atmospheric circulation and, consequently, the precipitation of a given region in the Antarctic continent (Marshall et al., 2017), which could explain differences in the relationship between isotopic content and these patterns within the same sector. E.g., Marshall et al. (2017) depicted that the Pacific South American 2 (PSA2) pattern justifies the climatic asymmetry between the Atlantic and Pacific sectors of the WAIS and places the UG area as a transition zone. This pattern in its positive phase (PSA2+) corresponds to positive and negative pressure anomalies centred at 150°W and 90°W, respectively (Mo & Higgins, 1998; Marshall et al., 2017). As per Ding et al. (2011), the PSA exerts interference on the SAM structure in the Pacific sector, being responsible for the austral annular mode asymmetry, which may explain variations in isotopic-SAM relationships throughout the WAIS. The fact that our results are not in line with those of Roosevelt Island, Ross Sea Sector (i.e., negative correlations with SAM and positive correlations with ASL of similar magnitude; Emanuelsson et al., 2022), reaffirms this interpretation. Although the meridional wind anomalies observed in the 21st century resemble the PSA2 (+) pattern (Figure S12), only future studies correlating isotopic compositions with the PSA modes can further elucidate such relationships.

The composite record depicted a stable water composition increase in the 1999-2012 period at the Criosfera site, where only the increased d-excess was significant. Given the strong positive correlation of isotopic ratios with SAM, the increase in δs can be explained by the tendency of SAM to remain in its positive phase, as previously mentioned. While the increase in d may be related to the moisture input coming from the sea ice zone. Bonne et al. (2019) mapped the vapour isotopic composition in the Atlantic sector, from Greenland to Antarctica. They showed that the isotopic composition of surface moisture tends to have a higher d within the sea ice zone. The explanation of higher d would be related to the sublimation of snow deposited on sea ice. However, the significant d increase in this period may be due to condensation of vapour with high d on the surface (Ritter et al., 2016) brought by the katabatic winds that come down the Antarctic Plateau towards the coast of the WSS sector (Parish & Bromwich, 2007). As pointed out by some studies, isotopic exchanges take place between precipitation events in areas most affected by the south wind, such as in the Köhnen Station region (DML; Ritter et al., 2016) and in the Dumont d'Urville Coast (Pacific sector of the EAIS; Bréant et al., 2019). A piece of evidence that corroborates the last mentioned hypothesis is the positive and moderate correlation of ASL with the excess of d in the Criosfera 1 site since the increase in the frequency of SWEs is also linked to ASL migration to the north. Correlations with sea ice in the ABSS and WSS hardly explain an increase in d-excess at the Criosfera 1 site. In addition, in periods with higher frequency SWEs, we noticed a positive trend of d-excess/ δs slopes and d-excess- δs correlations in both cores not explained by features observed in the snow-firn pack, indicating an increase in d yielded by another process. Although SWEs are the potential explanation for the significant d increase between

1999 and 2012, further studies of vapour measurements in the sea ice area and at the Criosfera 1 site are still needed to explore further both hypotheses.

The annual accumulation preserved at the Criosfera 1 site between 1999 and 2018 had a significant and positive correlation with the SOI index, both annually and in the summer, spring and autumn. Furthermore, it also had significant and positive correlations with the pressure in the WSS, ASL central pressure, and the WSS_{SIC} . Such observations indicate that snow accumulation at the CR1 site tends to be greater during Lã Niña events (especially those that occur in the spring and summer) when pressures increase around the continent and the SIC increases in the WSS region. Kaspari et al. (2004) compared the accumulation variability from various locations in the Pacific sector of WAIS and at the South Pole with the SOI index. From all the places they analysed, only the South Pole showed positive correlations with the SOI index, albeit weak. Furthermore, they proposed the existence of a transition zone of ENSO's influence somewhere between the South Pole and the Pacific Sector. Yet, Hoffmann et al. (2020) showed that the accumulation in UG had no relationship with ENSO, reinforcing the notion of asymmetry between the two sectors. The observed accumulation of 0.24 ± 0.09 m eq. w. per year in the period 1999-2018 at the CR1 site confirms that the Criosfera 1 site is a region of moderate accumulation. However, a decreasing trend in snow accumulation was observed in the studied area during this period. Remarkably, this may be due to an increase in the number of EPEs concurrent with a slight decrease in the incidence of SWEs. Over the 1999-2018 period, there was a significant and moderate anti-correlation between the frequency of HSDs and SWEs (i.e., there was an SWE-EPE seesaw relation). Moreover, it was found that the years with the highest accumulation at the CR1 site (e.g., 2014-2006 and 2001-1999) were those where the frequency of SWE increased relatively. On the other hand, those with the lowest accumulation correspond to those with the highest number of HSDs (e.g., in 2015-18 and 2002-05). *I.e.*, in the period from 1999 to 2018, the increase in accumulation is linked to an increase in the speed of winds coming from the south and not necessarily an increase in snowfall. Yu et al. (2019) spatially correlated SWEs with SAM and ENSO from 1979 to 2017. According to Yu et al. (2019), SWEs negatively correlated with SAM in all seasons at the Criosfera 1 site, especially in autumn, winter and spring, where these relations were significant. However, they found little relationship with ENSO. Our results confirm the negative relationship between SAM and SWEs (Figure 8) and indicate that it was stronger during periods where accumulation was highest. Furthermore, we showed that in the period 1999-2018, the increase in SWE frequency is related to the northward migration of the ASL (as previously mentioned) and to pressure increases around the continent, both factors that may be reflecting conditions of SAM (-) or weakening of SAM (+) phase. Although Yu et al. (2019) did not find significant relationships with ENSO, our study shows that SWE-SOI relationships were positive although not strong in periods when higher accumulation occurred, which may justify the meaningful and positive relationship between accumulation and the SOI index.

The relative accumulation decrease observed in years concomitant to the number of HSDs increase (Figure 7) can be explained by the fact that the occurrence of EPEs tends to decrease the speed of the south wind (the factor that plays a role principal influence on the accumulation in the studied period, as previously explained) in the Criosfera 1 site. The proximity of snowfall can be attributed to the increased difficulty of the wind in eroding large amounts of snow. Observations of snow height and wind speed recorded in Criosfera 1 AWS and snowfall reanalysis data between 2013 and 2018 support such an interpretation. Our analysis focuses on the transition from a scenario where EPEs were less frequent (2013) to a scenario where EPEs were more frequent (2018). During this period, we noticed that the greater the number of EPEs, the greater the probability of the accumulation pattern approaching the snowfall pattern (case of the 2018 year). In addition, we realized that EPE events tended to be preserved while non-EPE to be swept away. We extend the interpretation that mainly EPE signal is preserved until the 1999 due to seasonal bias of the isotopic records from the Criosfera 1 site. An explanation for accumulation 2015-2018 has approached even

closer to snowfall than in the 2002-2005 period is that in the former period, there was an intensification of negative sea ice anomalies in the WSS linked to depressions increase in WSS (Turner et al. 2020), which could have interfered in the intermittence of the EPEs. Our analysis of the seasonality of HSDs may support such an interpretation (Figure S8).

Turner et al., 2019 showed that the number of EPEs has increased slightly in recent decades in the WSS (considering the period 1979-2016). They also illustrate that the frequency of EPEs was positively correlated with SAM in the WSS, and this relation was significant in many areas of this sector, especially in spring, summer and autumn. This evidence, together with the fact of HSD frequency and snowfall amount have presented some link to migration of ASL southward justify the establishment of an SWE-EPE seesaw relation in the 1999-2018 period. Although SAM does not explain the local HSDs number, the frequency of these extreme events has increased slightly in recent years at Criosfera 1 site. This increase is consistent with the positive trend in SAM in recent years and with the observations of Turner et al. (2019). In addition, this increase is also consonant with the ASL's tendency to move southward in recent years (Hosking et al., 2016). These observations support the interpretation that in a future scenario of atmospheric warming and persistency of SAM (+), the highest accumulations will be related to EPEs and no longer to SWEs.

Our study also that climatic signatures also can be extracted from the stratigraphic features and properties. Framework changes in the snow-firn pack from Antarctica inland are mainly driven by local wind and temperature regimes besides the thermodynamic instability and vertical strain (Sturm, 2003; Barry & Gan, 2011). For instance, both these climatic features induce temperature gradients in the surface snowpack. When the temperature gradient is slight-moderate, it is established no strong vapour gradients and occur continuous rounding, densification, and sintering of ice crystals. Nonetheless, when a strong temperature gradient establishes in the snow-firn pack, it yields more intense vapour transport favouring kinetic metamorphism. A typical feature resulting from the kinetic growth metamorphism is the depth hoar (Singh et al., 2011).

The analysis stratigraphic in Criosfera 1 site shows that depth hoars are potential features to mark intermediate seasons for coinciding with the transition between maximum and minimum delta peaks (Figure 3). It also reaffirmed that in Criosfera 1 site, temperature contrast was common in the studied period. Pinto (2017) already had shown that spring is the season in which surface temperature varies widely in a short time at Criosfera 1 site. These observed conditions put the spring as the main season for depth hoar formation. However, our data suggest that autumn is another important season and does not rule out the possibility of depth hoar growth in winter (Figure 3). Since depth hoar is primarily formed in the thinner layers (Singh et al., 2011), differences regarding the density of depth hoar between TT01 and CR1 core in correlate periods can be explained by the latter presenting a higher accumulation rate than the former.

In previous studies, ice lenses were considered to occur typically in summer when the temperature reaches the ice melting point essentially in coastal areas around the continent and Antarctica Peninsula (King & Turner, 2009), being indicated like summer markers (Cuffey & Paterson, 2010). Nonetheless, surface melting in winter and some melting in summer have been recently associated with atmospheric river events in both inland and coastal areas (Wille et al., 2019). The surface melting yield in winter is justified by the presence of mixed clouds that may provide downward longwave radiation able to generate melting, as well as by the föhn wind on the leeward side of the mountain range due to a combination of sensible heat and downward longwave radiative fluxes (Wille et al., 2019). At the Criosfera 1 site, it was observed ice lenses in both winters (match with low δ) and summers (match with high δ), which raises suspicions about atmospheric river influence. However, more stratigraphic studies are necessary to verify if some of these observed thin melting features at the Criosfera 1 site are related to atmospheric river events.

Although our study shows clearly that both isotopic and accumulation records from the Criosfera 1 site imprint both large-scale (SAM, ENSO, and possibly PSA2) and synoptic (EPEs and SWEs) influences, we also observed some effects that potentially can obliterate the climate signal. Differences in accumulation between both cores imply that topography is undulated. Since accumulation spatial variations are strongly linked to changes in surface slopes, with more deposition occurring in lower areas than higher (Frezzotti et al., 2004; Kaspari et al., 2004; Frezzotti et al., 2013), probably CR1 and TT01 lied near a trough and a ridge, respectively. Even though no topographic study has been yet performed at Criosfera 1 site, surely the topographic effect is the cause of the noisier signal verified on the CR1 core, which led to both losses of the correlation between δs and climatic features and contradictory δs and EPEs relation. Furthermore, we evaluated that due to SWE-EPE seesaw relation and intermittency effect (EPE biased snowfall) the reconstructions of the local temperature are unfeasible and, therefore, attempts to build a local thermometer, as that executed by Bezerra (2016) are not indicated. To carry out WSS climatic reconstructions on the secular scale using records from the Criosfera 1 region, we recommend the recuperation of new cores and spatial sampling in pits to construct composite records more robust and minimize or eliminate the non-climatic bias of the isotopic and accumulation signal.

5 Conclusions

In this study, we evaluated the stable water isotope compositions and accumulation records from the upper reaches of the MIS basin (Criosfera 1 site; $\sim 84^\circ\text{S}$, $\sim 79^\circ 30'\text{W}$; WSS) in order to access the depositional history and examined which climatic information is stored on this site. We found that over the 1999-2014 period, the interannual δs variability is strongly explained by variations of SAM level and by SIC anomalies in the Weddell Sea in a lesser extent. Although δs records from the Criosfera 1 site do not capture local temperature variations due to local post depositional interference associated with the strong wind regime in this site, they respond to regional temperature changes in WSS. This evidence indicates that the records of the upper reaches of WSS are suitable for temperature reconstructions of WSS. We conclude that these good relations observed between δs and climatic features and SAM at Criosfera 1 site are because the signal is biased by EPEs coming from WSS. EPEs are the trigger to start accumulating the preserved snow, but an increase in its frequency is not responsible for higher snow accumulation in the studied area over the 1999-2018 period. Interesting, our snow accumulation composite record shows that the SWE-EPE seesaw governs the snow accumulation in the upstream area of the MIS basin in the studied period: where the higher accumulation tended to occur in a period of (slight) increased SWEs and the lower accumulation in a period of (slight) increased EPEs. It seems that the observed SWE-EPE seesaw at Criosfera 1 site is partially explained by SAM level variability but also has some tropical influence since the SOI index explains partially the interannual variability of the snow accumulation.

Our results draw that both isotopic compositions and snow accumulation are strongly influenced by large-scale modes of climate variability (SAM, ENSO and possibly PSA) and synoptic scale events (EPEs and SWEs) in the MIS basin inland. Furthermore, they also provide valuable information to understand mass balance at the basin scale in the WSS and stress that higher snow accumulation can reflect windier periods than a snowfall increase. The latter evidence has implications for the interpretation of accumulation reconstructions in other ice core areas. The observations of our study point out that in a scenario of future warming, the persistence of SAM positive trend, and the EPE increase due to intensification of wetter and warmer air masses incursions by the WSS will cause a change of the main driver of the snow accumulation. We recommend more shallow drills and snow

pits in this site to build the best composite record to reconstruct these atmospheric circulation patterns and solve challenges regarding the topographic effect.

Competing Interests

The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgments

Andressa M. de Oliveira thanks the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) for a master scholarship. This work was accomplished with resources from the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, Process no. 465680/2014-3 - INCT da Criosfera). We thank the support of our colleagues Filipe G. L. Lindau and Luciano Marquetto during the fieldwork.

Author contributions

Conceptualization, A.M.; ice core drilling, R.T.B., F.E.A., J.C.S.; ice core decontamination and melting, R.T.B., I.U.T., F.E.A.; stable isotope analysis, A.M., R.T.B.; trace ion analysis, A.M., I.U.T.; additional methodology, A.M.; software, A.M.; validation, A.M.; formal analysis, A.M.; investigation, A.M.; data curation, A.M., R.T.B., F.E.A., P.T.V., V.S.; writing—original draft preparation, A.M.; writing—review and editing, J.C.S., R.T.B., P.T.V.; supervision, J.S.; project administration, J.S.; funding acquisition, J.S. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

References

Abram, N. J., Wolff, E. W., & Curran, M. A.: A review of sea ice proxy information from polar ice cores. *Quat. Sci. Rev.*, 79, 168-183, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.01.011>, 2013.

Altnau, S., Schlosser, E., Isaksson, E., & Divine, D.: Climatic signals from 76 shallow firn cores in Dronning Maud Land, East Antarctica, *The Cryosphere*, 9(3), 925-944, <https://doi.org/10.5194/tc-9-925-2015>, 2015.

Arienzo, M. M., McConnell, J. R., Murphy, L. N., Chellman, N., Das, S., Kipfstuhl, S., & Mulvaney, R.: Holocene black carbon in Antarctica paralleled Southern Hemisphere climate, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122 (13), 6713-6728, <https://doi.org/10.1002/2017JD026599>, 2017.

Barry, R. G., & Gan, T. Y. (Eds.): *The global cryosphere: past, present, and future*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 2011.

Bezerra, A. R.: Calibrações em glaciologia: relação entre isótopos estáveis de O e H e temperatura do ar e identificação de origem de massas de ar por isótopos radiogênicos de Sr e Nd, Master dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal Fluminense, Brazil, 149 pp., 2016.

Birnbaum, G., Freitag, J., Brauner, R., König-Langlo, G., Schulz, E., Kipfstuhl, S., Oerter, H., Reijmer, C. H., Schlosser, E., Faria, S. H., Ries, H., Loose, B., Herber, A., Duda, M. G., Powers, J. G., Manning, K. W., and Van Den Broeke, M. R.: Strong-wind events and their influence on the formation of snow dunes: observations from Kohlen station, Dronning Maud Land, Antarctica, *J. Glaciol.*, 56, 891–902, <https://doi.org/10.3189/002214310794457272>, 2010.

Bonne, J. L., Behrens, M., Meyer, H., Kipfstuhl, S., Rabe, B., Schönike, L., Steen-Larsen, H. C. & Werner, M.: Resolving the controls of water vapour isotopes in the Atlantic sector. *Nat. Commun.*, 10(1), 1-10, <https://doi.org/10.1038/s41467-019-09242-6>, 2019.

Bracegirdle, T. J., Colleoni, F., Abram, N. J., Bertler, N. A., Dixon, D. A., England, M., Favier, V., Fogwill, C. J., Fyfe, J. C., Goodwin, I., Goose, H., Hobbs, W., Jones, J. M., Keller, E. D., Khan, A. L., Phipps, S. J., Raphael, M. N., Russell, J., Sime, L., Thomas, E. R., van den Broeke, M. R. & Wainer, I.: Back to the future: Using long-term observational and paleo-proxy reconstructions to improve model projections of Antarctic climate, *Geosciences*, 9(6), 255, <https://doi.org/10.3390/geosciences9060255>, 2019.

Bréant, C., Dos Santos, C. L., Agosta, C., Casado, M., Fourré, E., Goursaud, S., Masson-Delmotte, V., Favier, V., Cattani, O., Prié, F., Golly, B., Orsi, A., Martinerie P. & Landais, A.: Coastal water vapor isotopic composition driven by katabatic wind variability in summer at Dumont d'Urville, coastal East Antarctica, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 514, 37-47, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.03.004>, 2019.

Brook, E. J.: Ice core Methods, Overview, in: *Encyclopedia of Quaternary Science*, edited by: Elias, S. A., Elsevier, 1145-1156, <https://doi.org/10.1016/B0-44-452747-8/00328-8>, 2007.

Casado, M., Landais, A., Masson-Delmotte, V., Genthon, C., Kerstel, E., Kassi, S., Arnaud, L., Picard, G., Prie, F., Cattani, O., Steen-Larsen, H.-C., Vignon, E., & Cermak, P.: Continuous measurements of isotopic composition of water vapour on the East Antarctic Plateau, *Atmospheric Chem. Phys.*, 16, 8521-8538, <https://doi.org/10.5194/acp-16-8521-2016>, 2016.

Casado, M., Münch, T., & Laepple, T.: Climatic information archived in ice cores: impact of intermittency and diffusion on the recorded isotopic signal in Antarctica, *Clim. Past*, 16(4), 1581-1598, <https://doi.org/10.5194/cp-16-1581-2020>, 2020.

CDS (C3S) 2017: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>, last access: May 2022.

Cid-Agüero, P., Toro, C., Khondoker, R., Salamanca, M., Jara, B., & Cárdenas, C.: Efecto de la erupción del volcán Chaitén 2008 en la precipitación nivosa de la antártica. In *Anales del Instituto de la Patagonia*, Universidad de Magallanes, 45 (1), 5-15, <http://dx.doi.org/10.4067/S0718-686X2017000100005>, 2017.

Clem, K. R., Renwick, J. A., & McGregor, J.: Large-scale forcing of the Amundsen Sea low and its influence on sea ice and West Antarctic temperature, *J. Clim.*, 30(20), 8405-8424, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0891.1>, 2017.

Clem, K. R., Fogt, R. L., Turner, J., Lintner, B. R., Marshall, G. J., Miller, J. R., & Renwick, J. A.: Record warming at the South Pole during the past three decades, *Nat. Clim. Change*, 10(8), 762-770, <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0815-z>, 2020.

Climate Reanalyzer.org: https://climatreanalyzer.org/reanalysis/monthly_tseries/, last access: March 2022.

Craig, H.: Isotopic Variations in Meteoric Waters, *Science*, 133, 1702–1703, <https://doi.org/10.1126/science.133.3467.1833>, 1961.

Criosfera 1: <https://www.criosfera1.com/criosfera-database>, last access: January 2022.

Cuffey, K. M., & Paterson, W. S. B. (Eds.) *The physics of glaciers*, Academic Press, London, United Kingdom, 2010.

Curran, M. A., & Palmer, A. S.: Suppressed ion chromatography methods for the routine determination of ultra low level anions and cations in ice cores, *J. Chromatogr. A*, 919(1), 107-113, [https://doi.org/10.1016/S0021-9673\(01\)00790-7](https://doi.org/10.1016/S0021-9673(01)00790-7), 2001.

Dalaiden, Q., Goose, H., Lenaerts, J., Cavitte, M. G., & Henderson, N.: Future Antarctic snow accumulation trend is dominated by atmospheric synoptic-scale events, *Commun. Earth Environ.*, 1(1), 1-9., <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00062-x>, 2020a.

Dalaiden, Q., Goose, H., Klein, F., Lenaerts, J., Holloway, M., Sime, L., & Thomas, E. R. (2020). How useful is snow accumulation in reconstructing surface air temperature in Antarctica? A study combining ice core records and climate models, *The Cryosphere*, 14(4), 1187-1207, <https://doi.org/10.5194/tc-14-1187-2020>, 2020b.

Dansgaard, W.: Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, 16, 436–468, <https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993>, 1964.

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Gundestrup, N.: Stable isotope glaciology, *Medd. Grønland*, 197, pp. 1-53, 1973.

Delmas, R. J.: Ice records of the past environment, *Sci. Total Environ.*, 143, 17-30, [https://doi.org/10.1016/0048-9697\(94\)90530-4](https://doi.org/10.1016/0048-9697(94)90530-4), 1994.

Delmonte, B., Winton, H., Baroni, M., Baccolo, G., Hansson, M., Andersson, P., Baroni, C., Salvatore, M. C., Lanci, L. & Maggi, V.: Holocene dust in East Antarctica: Provenance and variability in time and space, *The Holocene*, 30(4), 546-558, <https://doi.org/10.1177/0959683619875188>, 2020.

Ding, Q., Steig, E. J., Battisti, D. S., and Küttel, M.: Winter warming in West Antarctica caused by central tropical Pacific warming, *Nat. Geosci.*, 4, 398–403, <https://doi.org/10.1038/ngeo1129>, 2011.

EPICA community members: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, *Nature*, 429 (6992), p. 623-628, <https://doi.org/10.1038/nature02599>, 2004.

Emanuelsson, D. B., Renwick, J. A., Bertler, N. A., Baisden, W. T., & Thomas, E. R.: The Role of Large-Scale Drivers in the Amundsen Sea Low Variability and Associated Changes in Water Isotopes From the Roosevelt Island Ice Core, Antarctica (preprint), <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-1215704/v1>, 2022.

Fisher, D. A., Reeh, N., and Clausen, H.B.: Stratigraphic Noise in Time Series Derived from Ice Cores, *Ann. Glaciol.*, 7, 76 – 83, <https://doi.org/10.3189/S0260305500005942>, 1985.

Fogt, R. L. & Marshall, G. J.: The Southern Annular Mode: Variability, trends, and climate impacts across the Southern Hemisphere, *WIREs Clim. Change*, 11:e652, 1-24, <https://doi.org/10.1002/wcc.652>, 2020.

Fretwell, P., Pritchard, H. D., Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Barrand, N. E., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R. G., Blankenship, D. D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H., Cook, A. J., Corr, H. F. J., Damaske, D., Damm, V., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fujita, S., Gim, Y., Gogineni, P., Griggs, J. A., Hindmarsh, R. C. A., Holmlund, P., Holt, J. W., Jacobel, R. W., Jenkins, A., Jokat, W., Jordan, T., King, E. C., Kohler, J., Krabill, W., Riger-Kusk, M., Langley, K. A., Leitchenkov, G., Leuschen, C., Luyendyk, B. P., Matsuoka, K., Mouginot, J., Nitsche, F. O., Nogi, Y., Nost, O. A., Popov, S. V., Rignot, E., Rippin, D. M., Rivera, A., Roberts, J., Ross, N., Siegert, M. J., Smith, A. M., Steinhage, D., Studinger, M., Sun, B., Tinto, B. K., Welch, B. C., Wilson, D., Young, D. A., Xiangbin, C., and Zirizzotti, A.: Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica, *The Cryosphere*, 7, 375-393, <https://doi.org/10.5194/tc-7-375-2013>, 2013

Frezzotti, M., Pourchet, M., Flora, O., Gandolfi, S., Gay, M., Urbini, S., Vincent, C., Becagli, S., Gragnani, R., Proposito, M., Severi, M., Traversi, R., Udisti, R. & Fily, M.: New estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements, *Clim. Dyn.*, 23(7), 803-813, <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0462-5>, 2004.

Frezzotti, M., Scarchilli, C., Becagli, S., Proposito, M., & Urbini, S.: A synthesis of the Antarctic surface mass balance during the last 800 yr, *The Cryosphere*, 7(1), 303-319, <https://doi.org/10.5194/tc-7-303-2013>, 2013.

Fudge, T. J., Markle, B. R., Cuffey, K. M., Buizert, C., Taylor, K. C., Steig, E. J., Waddington, E. D., Conway, H. & Koutnik, M.: Variable relationship between accumulation and temperature in West Antarctica for the past 31,000 years, *Geophys. Res. Lett.*, 43(8), 3795-3803, <https://doi.org/10.1002/2016GL068356>, 2016.

Fujita, S., Holmlund, P., Andersson, I., Brown, I., Enomoto, H., Fujii, Y., Fujita, K., Fukui, K., Furukawa, T., Hansson, M., Hara, K., Hoshina, Y., Igarashi, M., Iizuka, Y., Imura, S., Ingvander, S., Karlin, T., Motoyama, H., Nakazawa, F., Oerter, H., Sjöberg, L. E., Sugiyama, S., Surdyk, S., Strom, J., Uemura, R., and Wilhelms, F.: Spatial and temporal variability of snow accumulation rate on the East Antarctic ice divide between Dome Fuji and EPICA DML, *The Cryosphere*, 5, 1057–1081, <https://doi.org/10.5194/tc-5-1057-2011>, 2011.

Gillett, N.P., Kell, T.D. and Jones, P.D.: Regional climate impacts of the Southern Annular Mode, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L23704, <https://doi.org/10.1029/2006GL027721>, 2006.

Ginot, P., Stampfli, F., Stampfli, D., Schwikowski, M., and Gäggeler, H. W.: FELICS, a new ice core drilling system for high-altitude glaciers, *Memoirs of National Institute of Polar Research, Tokyo, Special Issue*, 56, 38–48, 2002.

Global Volcanism Historical Records: <https://volcano.si.edu/>, last Access: May 2022.

Gorodetskaya, I. V., Tsukernik, M., Claes, K., Ralph, M. F., Neff, W. D., & Van Lipzig, N. P.: The role of atmospheric rivers in anomalous snow accumulation in East Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 41(17), 6199-6206, <https://doi.org/10.1002/2014GL060881>, 2014.

Goursaud, S., Masson-Delmotte, V., Favier, V., Preunkert, S., Legrand, M., Minster, B., & Werner, M.: Challenges associated with the climatic interpretation of water stable isotope records from a highly

resolved firn core from Adélie Land, coastal Antarctica, *The Cryosphere*, 13(4), 1297-1324, <https://doi.org/10.5194/tc-13-1297-2019>, 2019.

Hall, A., & Visbeck, M: Synchronous variability in the Southern Hemisphere atmosphere, sea ice, and ocean resulting from the annular mode, *J. Clim.*, 15(21), 3043-3057, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3043:SVITSH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3043:SVITSH>2.0.CO;2) , 2002.

Helsen, M. M., Van de Wal, R. S. W., Van den Broeke, M. R., Masson-Delmotte, V., Meijer, H. A. J., Scheele, M. P., & Werner, M.: Modeling the isotopic composition of Antarctic snow using backward trajectories: Simulation of snow pit records, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 111(D15), <https://doi.org/10.1029/2005JD006524>, 2006.

Hersbach & Dee. ERA5 reanalysis is in production, ECMWF newsletter, 147:7, 2016.

Hersbach et al. Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5, ECMWF newsletter, 159: 17-24, 2019.

Hoffmann, K., Fernandoy, F., Meyer, H., Thomas, E. R., Aliaga, M., Tetzner, D., Freitag, J., Opel, T., Arigony-Neto, J., Florian Göbe, C. F., Jaña, R., Oroz D. R., Tuckwel, R., Ludlow, E., McConnell, J. R. & Schneider, C. (2020). Stable water isotopes and accumulation rates in the Union Glacier region, Ellsworth Mountains, West Antarctica, over the last 35 years, *The Cryosphere*, 14(3), 881-904, <https://doi.org/10.5194/tc-14-881-2020>, 2020.

Hoffmann-Abdi, K., Fernandoy, F., Meyer, H., Freitag, J., Opel, T., McConnell, J. R., & Schneider, C.: Short-term meteorological and environmental signals recorded in a firn core from a high-accumulation site on plateau Laclavere, Antarctic Peninsula, *Geosciences*, 11(10), 428, <https://doi.org/10.3390/geosciences11100428>, 2021.

Holland, D. M., Nicholls, K. W., & Basinski, A. The southern ocean and its interaction with the Antarctic ice sheet, *Science*, 367(6484), 1326-1330, <https://doi.org/10.1126/science.aaz5491>, 2020.

Hosking, J. S., Orr, A., Marshall, G. J., Turner, J., and Phillips, T.: The influence of the Amundsen-Bellinghousen seas low on the climate of West Antarctica and its representation in coupled climate model simulations, *J. Clim.*, 26, 6633–6648, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00813.1>, 2013.

Hosking, J. S., Orr, A., Bracegirdle, T. J., and Turner, J.: Future circulation changes off West Antarctica: Sensitivity of the Amundsen Sea Low to projected anthropogenic forcing, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 367–376, <https://doi.org/10.1002/2015GL067143>, 2016.

Hufkens, K., Stauffer R., & Campitelli, E.: ecmwfr: Programmatic interface to the two European Centre for Medium-Range Weather Forecasts API services. (Version v1.2.0), Zenodo, <http://doi.org/10.5281/zenodo.2647541>, 2019.

IGOS Cryosphere Theme Report: Integrated Global Observing Strategy (IGOS) cryosphere theme report, WMO/TD, 1405, 102, 2007.

International Organization for Standardization. ISO 14644 - 1 - Cleanrooms and associated controlled environments. Part 1: Classification of air cleanliness, Geneva, 2001.

Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Cuffey, K. M., Hoffmann, G., Schwander, J., and Creyts, T.: Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion, *Physics of ice core records*, Hokkaido University Press, 2000. p. 121-140.

Jones, J. M., Gille, S. T., Goosse, H., Abram, N. J., Canziani, P. O., Charman, D. J., Clem, K. R., Crosta, X., De Lavergne, C., Eisenman, I., England, M. H., Fogt, R. L., Frankcombe, L. M., Marshall, G. J., Masson-Delmotte, V., Morrison, A. K., Orsi, A. J., Raphael, M. N., Renwick, J. A., Schneider, D. P., Simpkins, G. R., Steig, E. J., Stenni, B., Swingedouw, D., and Vance, T. R.: Assessing recent trends in high-latitude Southern Hemisphere surface climate, *Nat. Clim. Change*, 6, 917–926, <https://doi.org/10.1038/nclimate3103>, 2016.

Jouzel, J.: Water Stables Isotopes: Atmospheric Composition and Applications in Polar Ice core Studies, in: *Treatise on Geochemistry*, 2nd ed., vol. 5, Elsevier Ltd, 213-256, <https://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00408-3>, 2013.

Jouzel, J. and Merlivat, L.: Deuterium and Oxygen 18 in Precipitation: Modeling of the Isotopic Effects during Snow Formation, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 89, 1749–1757, <https://doi.org/10.1029/JD089iD07p11749>, 1984.

Kaspari, S., Mayewski, P. A., Dixon, D. A., Spikes, V. B., Sneed, S. B., Handley, M. J., and Hamilton, G. S.: Climate variability in West Antarctica derived from annual accumulation-rate records from ITASE firn/ice cores, *Ann. Glaciol.*, 39, 585–594, <https://doi.org/10.3189/172756404781814447>, 2004.

King, J. C., & Turner, J. (Eds.): *Antarctic meteorology and climatology*, Cambridge University Press, London, United Kingdom, <https://doi.org/10.1017/CBO9780511524967>, 2009.

Koffman, B. G., Dowd, E. G., Osterberg, E. C., Ferris, D. G., Hartman, L. H., Wheatley, S. D., Kurbatov, A. V., Wong, G. J., Markle, B. R., Dunbar, N. W., Kreutz, K. J. & Yates, M.: Rapid transport of ash and sulfate from the 2011 Puyehue-Cordón Caulle (Chile) eruption to West Antarctica, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122(16), 8908-8920, <https://doi.org/10.1002/2017JD026893>, 2017.

Kumar, A., Yadav, J., & Mohan, R.: Seasonal sea-ice variability and its trend in the Weddell Sea sector of West Antarctica, *Environ. Res. Lett.*, 16(2), 024046, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abdc88>, 2021.

Küttel, M., Steig, E. J., Ding, Q., Monaghan, A. J., & Battisti, D. S.: Seasonal climate information preserved in West Antarctic ice core water isotopes: relationships to temperature, large-scale circulation, and sea ice, *Clim. Dyn.*, 39(7), <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1460-71841-1857>, 2012.

Kwok, R., & Comiso, J. C.: Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature: Connections to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 29(14), 50-1, <https://doi.org/10.1029/2002GL015415>, 2002.

Laepfle, T., Münch, T., Casado, M., Hoerhold, M., Landais, A., & Kipfstuhl, S.: On the similarity and apparent cycles of isotopic variations in East Antarctic snow pits, *The Cryosphere*, 12(1), 169-187, <https://doi.org/10.5194/tc-12-169-2018>, 2018.

Landais, A., Casado, M., Prié, F., Magand, O., Arnaud, L., Ekaykin, A., Petit, J.-R., Picard, G., Fily, M., Minster, I. B., Touzeau, A., Goursaud, S., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J. & Orsi, A.: Surface studies of water isotopes in Antarctica for quantitative interpretation of deep ice core data, *C. R. - Geosci.*, 349(4), 139-150, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.05.003>, 2017.

Legrand, M. and Mayewski, P.: Glaciochemistry of polar ice cores: A review, *Rev. Geophys.*, 35, 219–243, <https://doi.org/10.1029/96RG03527>, 1997.

Ligtenberg, S. R. M., Helsen, M. M., & Van den Broeke, M. R.: An improved semi-empirical model for the densification of Antarctic firn, *The Cryosphere*, 5(4), 809-819, <https://doi.org/10.5194/tc-5-809-2011>, 2011.

Lindau F.G.L., Simões J.C., Marques M.M., Hammes D.F., Da Silva D.B., Casassa G., Sneed S. & Introne D.: Variabilidade do conteúdo iônico da neve e do firn ao longo de um transecto antártico, *Pesq Geoci* 43 (3): 213-228, <https://doi.org/10.22456/1807-9806.78218>, 2016.

Marcher, A., Bernardo, R. T., Simões, J. C., & Auger, J.: Water stable isotopes in snow along a traverse of the West Antarctic Ice Sheet: insights into moisture origins, air-masses distillation history, and climatic value, *An. Acad. Bras. Cienc.*, 94, <https://doi.org/10.1590/0001-376520220210353>, 2022.

Marquetto, L., Kaspari, S., & Cardia Simões, J. Refractory black carbon (rBC) variability in a 47-year West Antarctic snow and firn core, *The Cryosphere*, 14(5), 1537-1554, <https://doi.org/10.5194/tc-14-1537-2020>, 2020.

Marshall, G.J.: Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses, *J. Clim.*, 16, 4134–4143, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<4134:TITSAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<4134:TITSAM>2.0.CO;2), 2003.

Marshall, G.J., Orr, A., van Lipzig, N.P.M. and King, J.C.: The Impact of a Changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula Summer Temperatures, *J. Clim.*, 19, 5388-5404, <https://doi.org/10.1175/JCLI3844.1>, 2006.

Marshall, G. J., Thompson, D. W. J., & van den Broeke, M. R.: The signature of Southern Hemisphere atmospheric circulation patterns in Antarctic precipitation, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 11,580–11,589. <https://doi.org/10.1002/2017GL075998>, 2017.

Masson-Delmotte, V., Hou, S., Ekaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R., Bromwich, D., Cattani, O., Delmotte, M., Falourd, S., Frezzotti, M., Gallée, H., Genoni, L., Isaksson, E., Landais, A., Helsen, M., Hoffmann, G., Lopez, J., Morgan, V., Motoyama, H., Noone, D., Oerter, H., Petit, J., Royer, A., Uemura, R., Schmidt, G., Schlosser, E., Simões, J., Steig, E., Stenni, B., Stievenard, M., van den Broeke, M., van de Wal, R., van de Berg, W., Vimeux, F., and White, J.: A review of Antarctic surface snow isotopic composition: Observations, atmospheric circulation, and isotopic modeling, *J. of Clim.*, 21, 3359-3387, 2008.

Matsuoka, K., Skoglund, A., and Roth, G.: *Quantarctica*, Norwegian Polar Institute, <https://doi.org/10.21334/npolar.2018.8516e961>, 2018.

Mayewski, P. A., Frezzotti, M., Bertler, N., Ommen, T. V., Hamilton, G., Jacka, T. H., Welch, B., Frey, M., Dahe, Q., and Jiawen, R.: The international trans-antarctic scientific expedition (ITASE): an overview, *Ann. Glaciol.*, 41, 180-185,

<https://doi.org/10.3189/172756405781813159>, 2005.

Mayewski, P. A., Carleton, A. M., Birkel, S. D., Dixon, D., Kurbatov, A. V., Korotkikh, E., McConnell, J., Curran, M., Cole-Dai, J., Jiang, S., Plummer, C., Vance, T., Maasch, K. A., Sneed, S.B. & Handley, M.: Ice core and climate reanalysis analogs to predict Antarctic and Southern Hemisphere climate changes, *Quat. Sci. Rev.*, 155, 50-66, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.017>, 2017.

Merlivat, L. and Jouzel, J.: Global Climatic Interpretation of the Deuterium–Oxygen 18 Relationship for Precipitation, *J. Geophys. Res.*, 84, 5029–5033, <https://doi.org/10.1029/JC084iC08p05029>, 1979.

Mo, K. C., & Higgins, R. W.: The Pacific–South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter, *Mon. Weather. Rev.*, 126(6), 1581-1596, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126<1581:TPSAMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<1581:TPSAMA>2.0.CO;2), 1998.

Münch, T., Kipfstuhl, S., Freitag, J., Meyer, H., & Laepple, T.: Regional climate signal vs. local noise: a two-dimensional view of water isotopes in Antarctic firn at Kohlen Station, Dronning Maud Land, *Clim. Past*, 12(7), 1565-1581, <https://doi.org/10.5194/cp-12-1565-2016>, 2016.

Naik, S. S., Thamban, M., Laluraj, C. M., Redkar, B. L., & Chaturvedi, A: A century of climate variability in central Dronning Maud Land, East Antarctica, and its relation to Southern Annular Mode and El Niño–Southern Oscillation, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 115(D16), <https://doi.org/10.1029/2009JD013268>, 2010.

Neumann, T. A., Albert, M. R., Lomonaco, R., Engel, C., Courville, Z., & Perron, F.: Experimental determination of snow sublimation rate and stable-isotopic exchange, *Ann. Glaciol.*, 49, 1-6, <https://doi.org/10.3189/172756408787814825>, 2008.

Nicolas, J. P. and Bromwich, D. H.: Climate of West Antarctica and influence of marine air intrusions, *J. Clim.*, 24, 49–67, <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3522.1>, 2011.

Nicolas, J. P., and Bromwich, D. H.: New Reconstruction of Antarctic Near-Surface Temperatures: Multidecadal Trends and

Reliability of Global Reanalyses, *J. Clim.*, 27, 8070-8093, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00733.1>, 2014.

NOAA, Southern Oscillation Index: <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/soi>, last access: January 2022.

Noone, D., and Simmonds, I.: Associations between $\delta^{18}\text{O}$ of water and climate parameters in a simulation of atmospheric circulation for 1979–95, *J. Clim.*, 15, 3150-3169, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3150:ABOOWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3150:ABOOWA>2.0.CO;2), 2002.

Noone, D. and Simmonds, I.: Sea ice control of water isotope transport to Antarctica and implications for ice core interpretation, *J. Geophys. Res.*, 109, D07105, <https://doi.org/10.1029/2003jd004228>, 2004.

Noone, D.: The influence of midlatitude and tropical overturning circulation on the isotopic composition of atmospheric water vapor and Antarctic precipitation, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 113, <https://doi.org/10.1029/2007JD008892>, 2008.

Osterberg, E. C., Handley, M. J., Sneed, S. B., Mayewski, P. A., and Kreutz, K. J.: Continuous ice core melter system with discrete sampling for major ion, trace element, and stable isotope analysis, *Environ. Sci. Technol.*, 40, 3355–3361, <https://doi.org/10.1021/es052536w>, 2006.

Parish, T. R., & Bromwich, D. H.: Reexamination of the near-surface airflow over the Antarctic continent and implications on atmospheric circulations at high southern latitudes, *Mon. Weather. Rev.*, 135(5), 1961-1973, <https://doi.org/10.1175/MWR3374.1>, 2007.

Parkinson, C. L.: A 40-y record reveals gradual Antarctic sea ice increases followed by decreases at rates far exceeding the rates seen in the Arctic, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 116(29), 14414-14423. <https://doi.org/10.1073/pnas.1906556116>, 2019.

Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. & Stievenard, M.: Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, 399(6735), 429-436, <https://doi.org/10.1038/20859>, 1999.

Pinto, T. A. A.: Análise estatística dos dados meteorológicos do Criosfera 1 (84°S 079.9°W), entre 2012 e 2017, na Antártica Oeste, Master dissertation, Programa de Pós Graduação em Engenharia de Biosistemas, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro, Brazil, 86 pp., 2017.

Raphael, M. N., Marshall, G. J., Turner, J., Fogt, R. L., Schneider, D., Dixon, D. A., Hosking, J. S., Jones, J. M. & Hobbs, W. R.: The Amundsen sea low: variability, change, and impact on Antarctic climate, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 97(1), 111-121, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00018.1>, 2016.

Rintoul, S. R.: The global influence of localized dynamics in the Southern Ocean, *Nature*, 558(7709), 209-218, <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0182-3>, 2018.

Ritter, F., Steen-Larsen, H. C., Werner, M., Masson-Delmotte, V., Orsi, A., Behrens, M., Birnbaum, G., Freitag, J., Risi, C.,

and Kipfstuhl, S.: Isotopic exchange on the diurnal scale between near-surface snow and lower atmospheric water vapor at

Kohnen station, East Antarctica, *The Cryosphere*, 10, 1647-1663, <https://doi.org/10.5194/tc-10-1647-2016>, 2016.

Russell, A., & McGregor, G. R.: Southern hemisphere atmospheric circulation: impacts on Antarctic climate and reconstructions from Antarctic ice core data, *Clim. Change*, 99(1), 155-192, <https://doi.org/10.1007/s10584-009-9673-4>, 2010.

Scambos, T. A., Frezzotti, M., Haran, T., Bohlander, J., Lenaerts, J. T. M., van den Broeke, M. R., Jezek, K., Long, D., Urbini, S., Farness, K., Neumann, T., Albert, M., and Winther, J.-G.: Extent of low-accumulation 'wind glaze' areas on the East Antarctic Plateau: implications for continental ice mass balance, *J. Glaciol.*, 58, 633–647, <https://doi.org/10.3189/2012JoG11J232>, 2012.

Scarchilli, C., Frezzotti, M., Grigioni, P., De Silvestri, L., Agnoletto, L., and Dolci, S.: Extraordinary blowing snow transport events in East Antarctica, *Clim. Dyn.*, 34, 1195–1206, <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0601-0>, 2010.

Servettaz, A. P., Orsi, A. J., Curran, M. A., Moy, A. D., Landais, A., Agosta, C., Winton, V. H. L., Touzeau, A., McConnell, J. R., Werner, M., & Baroni, M.: Snowfall and water stable isotope variability in East Antarctica controlled by warm synoptic events, *J. Geophys. Res. Atmos.* 125(17), e2020JD032863, <https://doi.org/10.1029/2020JD032863>, 2020.

Siegenthaler, U., Stocker, T. F., Monnin, E., Luthi, D., Schwander, J., Stauffer, B., Raynaud, D., Barnola, J.-M. Fischer, H., Masson-Delmotte, V. & Jouzel, J.: Stable carbon cycle climate relationship during the Late Pleistocene, *Science*, 310(5752), 1313-1317, <https://doi.org/10.1126/science.1120130>, 2005.

Siegert, M. J., Kingslake, J., Ross, N., Whitehouse, P. L., Woodward, J., Jamieson, S. S., Bentley, M. J., Winter, K., Wearing, M., Hein, A. S., Jeofry, H. & Sugden, D. E.: Major ice sheet change in the Weddell Sea sector of West Antarctica over the last 5,000 years, *Rev. Geophys.*, 57(4), 1197-1223, <https://doi.org/10.1029/2019RG000651>, 2019.

Sigl, M., Fudge, T. J., Winstrup, M., Cole-Dai, J., Ferris, D., McConnell, J. R., Taylor, K. C., Welten, K. C., Woodruff, T. E., Adolphi, F., Bisiaux, M., Brook, E. J., Buizert, C., Caffee, M. W., Dunbar, N. W., Edwards, R., Geng, L., Iverson, N., Koffman, B., Layman, L., Maselli, O. J., McGwire, K., Muscheler, R., Nishiizumi, K., Pasteris, D. R., Rhodes, R. H., and Sowers, T. A.: The WAIS Divide deep ice core WD2014 chronology – Part 2: Annual-layer counting (0–31 ka BP), *Clim. Past*, 12, 769–786, <https://doi.org/10.5194/cp-12-769-2016>, 2016.

Sime, L. C., Tindall, J. C., Wolff, E. W., Connolley, W. M., & Valdes, P. J.: Antarctic isotopic thermometer during a CO₂ forced warming event, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 113(D24), <https://doi.org/10.1029/2008JD010395>, 2008.

Sinclair, K. E., Bertler, N. A., Bowen, M. M., and Arrigo, K. R.: Twentieth century sea-ice trends in the Ross Sea from a high resolution, coastal ice-core record, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3510-3516, <https://doi.org/10.1002/2014GL059821>, 2014.

Singh V. P., Singh, P. & Haritashya, U. K. (Eds.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, Springer, Dordrecht, Netherlands, 2011.

Shepherd, A., Fricker, H. A., & Farrell, S. L.: Trends and connections across the Antarctic cryosphere, *Nature*, 558(7709), 223-232, <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0171-6>, 2018.

Sodemann, H. and Stohl, A.: Asymmetries in the moisture origin of Antarctic precipitation, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L22803,

<https://doi.org/10.1029/2009GL040242>, 2009.

Steen-Larsen, H. C., Masson-Delmotte, V., Hirabayashi, M., Winkler, R., Satow, K., Prié, F., Bayou, N., Brun, E., Cuffey, K. M., Dahl-Jensen, D., Dumont, M., Guillevic, M., Kipfstuhl, S., Landais, A., Popp, T., Risi, C., Steffen, K., Stenni, B. & Sveinbjörnsdóttir, A. E. What controls the isotopic composition of Greenland surface snow?, *Clim. Past*, 10(1), 377-392. <https://doi.org/10.5194/cp-10-377-2014>, 2014.

Stenni, B., Curran, M. A., Abram, N. J., Orsi, A., Goursaud, S., Masson-Delmotte, V., Neukom, R., Goosse, H., Divine, D., and Van Ommen, T., Steig, E. J., Dixon, D. A., Thomas, E. R., Bertler, N. A. N., Isaksson, E., Ekaykin, A., Werner, M. & Frezzotti, M.: Antarctic climate variability on regional and continental scales over the last 2000 years, *Clim. Past*, 13, 1609, <https://doi.org/10.5194/cp-13-1609-2017>, 2017

Steig, E. J., Mayewski, P. A., Dixon, D. A., Kaspari, S. D., Frey, M. M., Schneider, D. P., Arcone, S.A., Hamilton, G.S., Spikes, V.B., Albert, M., Meese, D., Gow, A. J., Shuman, C. A., White, J. W.C., Sneed, S., Flaherty J. & Wumkes, M.: High-resolution ice cores from US ITASE (West Antarctica): development and validation of chronologies and determination of precision and accuracy, *Ann. Glaciol.*, 41, 77-84, 2005.

Sturm, M. (Eds.): *Snow*, in: *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, 1st edition, vol. 5, Elsevier Ltd, 2061–2072, 2003.

Tao, G., Yamada, R., Fujikawa, Y., Kudo, A., Zheng, J., Fisher, D. A., and Koerner, R. M.: Determination of trace amounts

of heavy metals in arctic ice core samples using inductively coupled plasma mass spectrometry, *Talanta*, 55, 765–772, [https://doi.org/10.1016/S0039-9140\(01\)00509-4](https://doi.org/10.1016/S0039-9140(01)00509-4), 2001.

Thoen, I. U.: Conteúdo iônico em testemunho de firn/gelo do monte Johns Antártica Ocidental: 1882–2008 AD, Master dissertation. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil, 132 pp., 2017.

Tohen, I. U., Simões, J. C., Lindau, F. G. L., and Sneed, S. B.: Ionic content in an ice core from the West Antarctic Ice Sheet: 1882–2008 A.D., *Brazilian J. Geol.*, 48, 853–865, <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820180037>, 2018.

Thomas, E. R., Hosking, J. S., Tuckwell, R. R., Warren, R. A., and Ludlow, E. C.: Twentieth century increase in snowfall in coastal West Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9387–9393, <https://doi.org/10.1002/2015GL065750>, 2015.

Thomas, E.R., van Wesseem, J.M., Roberts, J., Isaksson, E., Schlosser, E., Fudge, T.J., Vallelonga, P., Medley, B., Lenaerts, J., Bertler, N., van den Broeke, M., Dixon, D.A., Frezzotti, M., Stenni, B., Curran, M. and Ekaykin, A.A.: Regional Antarctic snow accumulation over the past 1000 years, *Clim. Past*, 13, 1491–1513, <https://doi.org/10.5194/cp-13-1491-2017>, 2017.

Thomas, E. R., Allen, C. S., Etourneau, J., King, A. C., Severi, M., Winton, V. H. L., Mueller, J., Crosta, X., & Peck, V. L.: Antarctic sea ice proxies from marine and ice core archives suitable for reconstructing sea ice over the past 2000 years. *Geosciences*, 9(12), 506, <https://doi.org/10.3390/geosciences9120506>, 2019.

Thompson, D.W.J. and Solomon, S.: Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change, *Science*, 296, 895–899, <https://doi.org/10.1126/science.1069270>, 2002.

Touzeau, A., Landais, A., Stenni, B., Uemura, R., Fukui, K., Fujita, S., Guilbaud, S., Ekaykin, A., Casado, M., and Barkan, E.: Acquisition of isotopic composition for surface snow in East Antarctica and the links to climatic parameters, *The Cryosphere*, 10, 837-852, <https://doi.org/10.5194/tc-10-837-2016>, 2016.

Town, M. S., Warren, S. G., Walden, V. P., & Waddington, E. D.: Effect of atmospheric water vapor on modification of stable isotopes in near-surface snow on ice sheets, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 113(D24), <https://doi.org/10.1029/2008JD009852>, 2008.

Turner, J., Bindschadler, R., Convey, P., di Prisco, G., Fahrbach, E., Gutt, J., Hodgson, D., Mayewski, P., and Summerhayes, C. (Eds.): *Antarctic Climate Change and the Environment*, 1st edn., Scientific Committee on Antarctic Research, Cambridge, 2009a.

Turner, J., Chenoli, S. N., Abu Samah, A., Marshall, G., Phillips, T., & Orr, A.: Strong wind events in the Antarctic, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 114(D18), <https://doi.org/10.1029/2008JD011642>, 2009b

Turner, J., Maksym, T., Phillips, T., Marshall, G. J., & Meredith, M. P.: The impact of changes in sea ice advance on the large winter warming on the western Antarctic Peninsula, *Int. J. Climatol.*, 33(4), 852-861, <https://doi.org/10.1002/joc.3474>, 2013.

Turner, J., Lu, H., White, I., King, J.C., Phillips, T., Hosking, J.S., Bracegirdle, T.J., Marshall, G.J., Mulvaney, R. and Deb, P.: Absence of 21st century warming on Antarctic Peninsula consistent with natural variability, *Nature*, 535, 411–415, <https://doi.org/10.1038/nature18645>, 2016.

Turner, J., Phillips, T., Thamban, M., Rahaman, W., Marshall, G. J., Wille, J. D., Favier, V., Winton, V.H.L., Thomas, E., Wang, Z., van den Broeke, M., Hosking, J.S., & Lachlan-Cope, T.: The dominant role of extreme precipitation events in Antarctic snowfall variability, *Geophys. Res. Lett.*, 46, 3502–3511, <https://doi.org/10.1029/2018GL081517>, 2019.

Turner, J., Guarino, M. V., Arnatt, J., Jena, B., Marshall, G. J., Phillips, T., Bajish, C. C., Clem, K., Wang, Z., Andersson, T., Murphy, E. J. & Cavanagh, R.: Recent decrease of summer sea ice in the Weddell Sea, Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 47(11), e2020GL087127, <https://doi.org/10.1029/2020GL087127>, 2020.

Udisti, R.: Multiparametric Approach for Chemical Dating of Snow Layers from Antarctica, *J. Environ. Anal. Chem.*, 63:3, 225-244, <https://doi.org/10.1080/03067319608026268>, 1996.

Vimeux, F., Masson, V., Jouzel, J., Stievenard, M., and Petit, J.: Glacial-interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere, *Nature*, 398, 410, <https://doi.org/10.1038/18860>, 1999.

WAIS Divide Project Members: Onset of deglacial warming in West Antarctica driven by local orbital forcing, *Nature* 500: 440-444, <https://doi.org/10.1038/nature12376>, 2013.

Wang, Y., Thomas, E. R., Hou, S., Huai, B., Wu, S., Sun, W., Qi, S., Ding, M. & Zhang, Y.: Snow accumulation variability over the West Antarctic Ice Sheet since 1900: A comparison of ice core records with ERA-20C reanalysis, *Geophys. Res. Lett.*, 44(22), 11-482, <https://doi.org/10.1002/2017GL075135>, 2017.

Welker, C., Martius, O., Froidevaux, P., Reijmer, C. H., & Fischer, H.: A climatological analysis of high-precipitation events in Dronning Maud Land, Antarctica, and associated large-scale atmospheric conditions, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119(21), 11-932, <https://doi.org/10.1002/2014JD022259>, 2014.

Wille, J. D., Favier, V., Dufour, A., Gorodetskaya, I. V., Turner, J., Agosta, C., & Codron, F.: West Antarctic surface melt triggered by atmospheric rivers, *Nat. Geosci.*, 12(11), 911-916, <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0460-1>, 2019.

Wille, J. D., Favier, V., Gorodetskaya, I. V., Agosta, C., Kittel, C., Beeman, J. C., Jourdain, N.C., Lenaerts, J. T. M. & Codron, F: Antarctic atmospheric river climatology and precipitation impacts, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 126(8), e2020JD033788, <https://doi.org/10.1029/2020JD033788>, 2021.

Winstrup, M., Vallelonga, P., Kjær, H. A., Fudge, T. J., Lee, J. E., Riis, M. H., Edwards, R., Bertler, N.A.N., Blunier, T., Brook, E.J., Buizert, C., Ciobanu, G., Conway, H., Dahl-Jensen, D., Ellis, A., Emanuelsson, B.D., Hindmarsh, R.C.A., Keller, E.D., Kurbatov, A.V., Mayewski, P.A., Neff, P.D., Pyne, R.L., Simonsen, M.F., Svensson, A., Tuohy, A., Waddington, E.D. & Wheatley, S.: A 2700-year annual timescale and accumulation history for an ice core from Roosevelt Island, West Antarctica. *Clim. Past*, 15(2), 751-779, <https://doi.org/10.5194/cp-15-751-2019>, 2019.

Wolff, E. W: Chemical signals of past climate and environment from polar ice cores and firn air, *Chem. Soc. Rev.*, 41(19), 6247-6258, <https://doi.org/10.1039/C2CS35227C>, 2012.

Yu, L., & Zhong, S.: Strong wind speed events over Antarctica and its surrounding oceans, *J. Clim.*, 32(12), 3451-3470, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0831.1>, 2019.

7.3. MATERIAL SUPPLEMENTAR

Content

Figure S1. On the right: a map showing the location of Criosfera 1. On the left: a graphical showing the geographical position of drilling sites and Criosfera 1 AWS.

Figure S2. Dating of the CR1 firn core based on the counting of maximum peaks of stable isotope ratios ($\delta^{18}\text{O}$; pink line) and comparison with TT01 isotopic record (blue line). Gray dashed lines indicate the years. Depth is presented in meters of water equivalent (w.e.).

Figure S3. Figure S3. Criosfera 1 mean density profile (black line). A quadratic fit is shown in dark blue. Depth is presented in meters of water equivalent (H₂O. eq.).

Figure S4. Five years running correlations between: (a) $\delta^{18}\text{O}$ and SAM indices (annual and seasonal), (b) $\delta^{18}\text{O}$ and mean sea level pressure (central pressure of ASL and sector pressure of WSS), (c) $\delta^{18}\text{O}$ and sea ice concentration (WSS and ABS), (d) $\delta^{18}\text{O}$ and longitude of the ASL, (e) d-excess and latitude of ASL, (f) d-excess and sea ice concentration (WSS and ABS). Both annual $\delta^{18}\text{O}$ and d-excess values were standardized and meteorological time series were detrend (except SAM index time series).

Figure S5. Plot of five years running correlations between annual mean $\delta^{18}\text{O}$ values (standardized) and snowfall weighted mean temperature data (detrend). The black dashed line is the correlation plot for TT01 firn core and the grey line is the plot for CR1 core. Red band indicate a period of positive correlation and the blue band indicate negative correlation.

Figure S6. Interannual variability of contribution of HSDs to total annual precipitation from 1998 to 2018 (in percentage).

Figure S7. Seasonal relative frequency (%) of HSDs for five periods: 1999-2002, 2003-2006, 2007-2012, 2011-2014 and 2015-2018.

Figure S8. Depositional history for 2015 year. On the left: comparison among daily snowfall data from ERA 5 with records of daily snow accumulation and wind speed from the Criosfera 1 AWS. HSD is highlighted (blue-green dotted vertical line) and EPEs are indicated on the top left graphs. Cumulative daily snowfall and snow accumulation are shown on the bottom left graph. On the right: Relative hourly frequency of 850 hPa wind direction and speed derived from ERA5 datasets for both HSD (top right graph) and all days (bottom right graph). The adopted threshold for blowing snow and snowdrift is shown in the wind speed graph (thin grey line).

Figure S9. Same as S8, but for 2016 year.

Figure S10. Same as S8, but for 2017 year.

Figure S11. Wind direction and speed during EPEs at the Criosfera 1 site. Wind 850 hPa from 1999 to 2018 provide by ERA5 datasets.

Figure S12. Wind 850 hPa Anomalies computed with ERA5 datasets. On the left, the annual v-wind anomalies between 1999-2018 minus 1979-2000 (above) and 1999-2018 minus 1950-2000 (below). On the right, the annual u-wind anomalies between 1999-2018 minus 1979-2000 (above) and 1999-2018 minus 1950-2000 (below).

Equation S1. Equation to compute the annual snowfall weighted mean temperature at 900 hPa.

Table S1. Validation of ERA5 surface data (temperature and wind velocity) at the Criosfera 1 site.

Table S2. Correlation matrix table showing the relationships between isotopic time series of TT01, CR1, composite record and the climatic parameters. Correlations on the annual scale (from 2000 to 2012) among the standardized average of $\delta^{18}\text{O}$ and d-excess, the temperature at 900hPa, snowfall weighted mean temperature at 900hPa, HDS weighted mean temperature at 900hPa, ABSS and WSS average sea ice concentration, SAM [Marshall, 2003], SOI [NOAA] and ASL indices [Hosking et al., 2016], and mean sea level pressure in the WSS are presented in the matrix. Statistically significant correlations ($p < 0.05$; $\alpha = 0.05$) are marked in bold. The climatic time series were detrended, excluding the SAM and SOI time series.

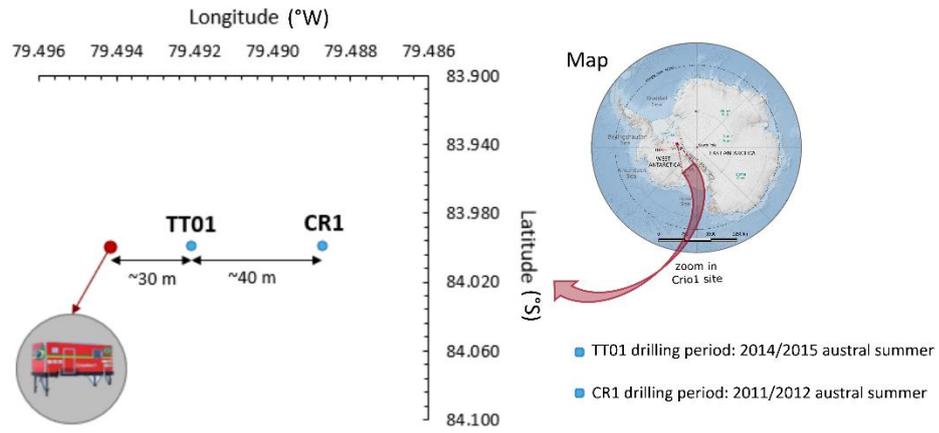


Figure S1. On the right: a map showing the location of Criosfera 1. On the left: a graphical showing the geographical position of drilling sites and Criosfera 1 AWS.

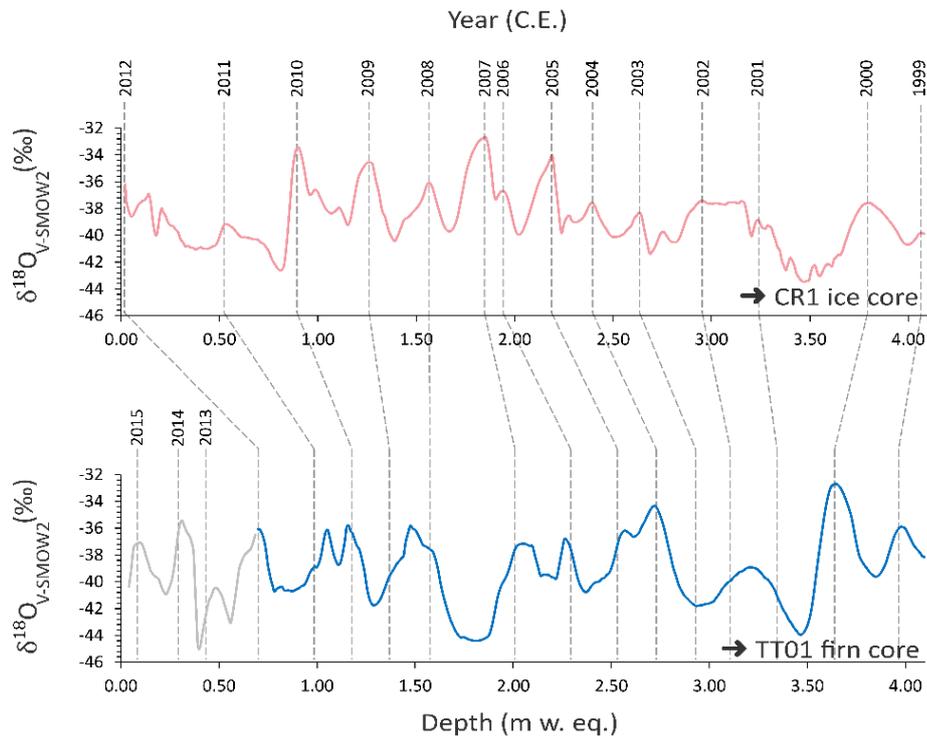


Figure S2. Dating of the CR1 firn core based on the counting of maximum peaks of stable isotope ratios ($\delta^{18}\text{O}$; pink line) and comparison with TT01 isotopic record (blue line). Grey dashed lines indicate the years. Depth is presented in metres of water equivalent (w.eq.).

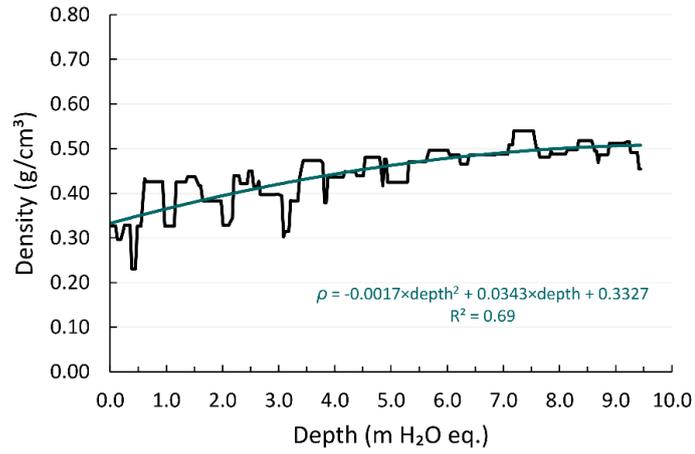
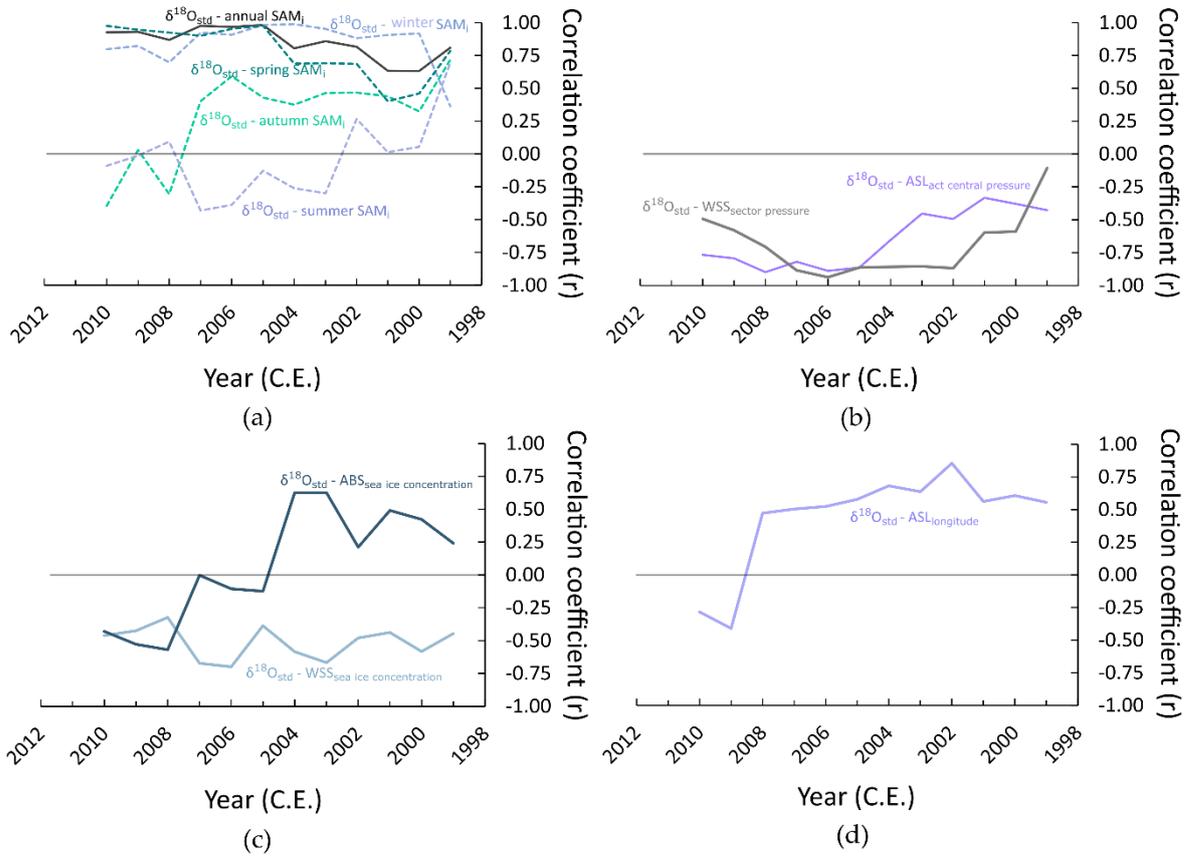


Figure S3. Criosfera 1 mean density profile (black line). A quadratic fit is shown in dark blue. Depth is presented in meters of water equivalent (H₂O. eq.).



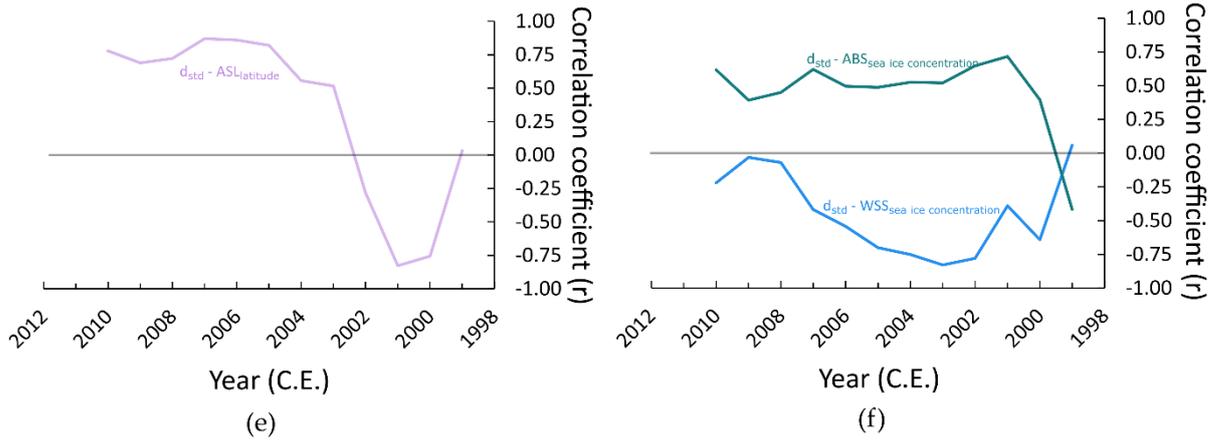


Figure S4. Five years running correlations between: (a) $\delta^{18}\text{O}$ and SAM indices (annual and seasonal), (b) $\delta^{18}\text{O}$ and mean sea level pressure (central pressure of ASL and sector pressure of WSS), (c) $\delta^{18}\text{O}$ and sea ice concentration (WSS and ABS), (d) $\delta^{18}\text{O}$ and longitude of the ASL, (e) d-excess and latitude of ASL, (f) d-excess and sea ice concentration (WSS and ABS). Both annual $\delta^{18}\text{O}$ and d-excess values were standardized and meteorological time series were detrend (except SAM index time series).

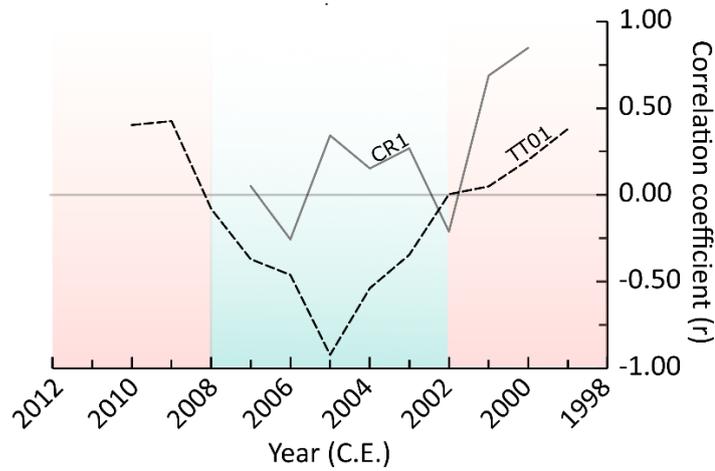


Figure S5. Plot of five years running correlations between annual mean $\delta^{18}\text{O}$ values (standardized) and snowfall weighted mean temperature data (detrend). The black dashed line is the correlation plot for TT01 firn core and the grey line is the plot for CR1 core. Red band indicate a period of positive correlation and the blue band indicate negative correlation.

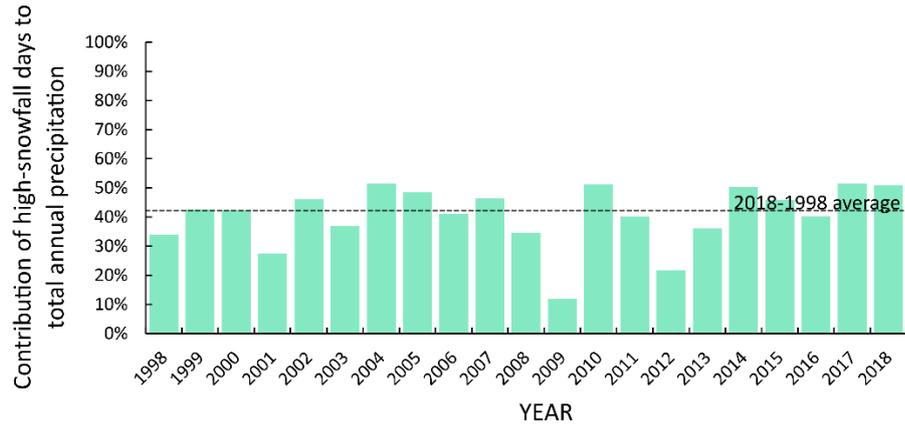


Figure S6. Interannual variability of contribution of HSDs to total annual precipitation from 1998 to 2018 (in percentage).

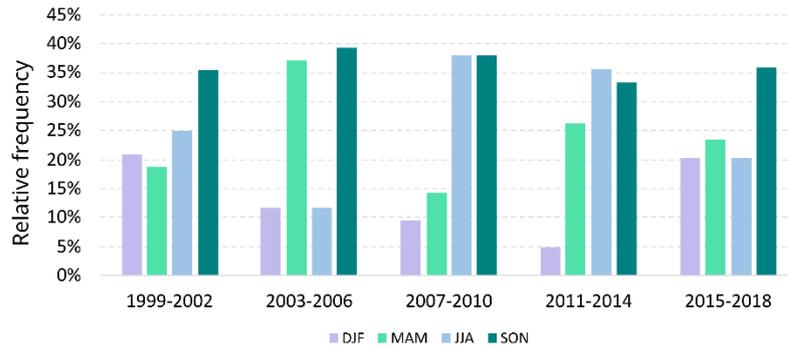


Figure S7. Seasonal relative frequency (%) of HSDs for five periods: 1999-2002, 2003-2006, 2007-2010, 2011-2014 and 2015-2018.

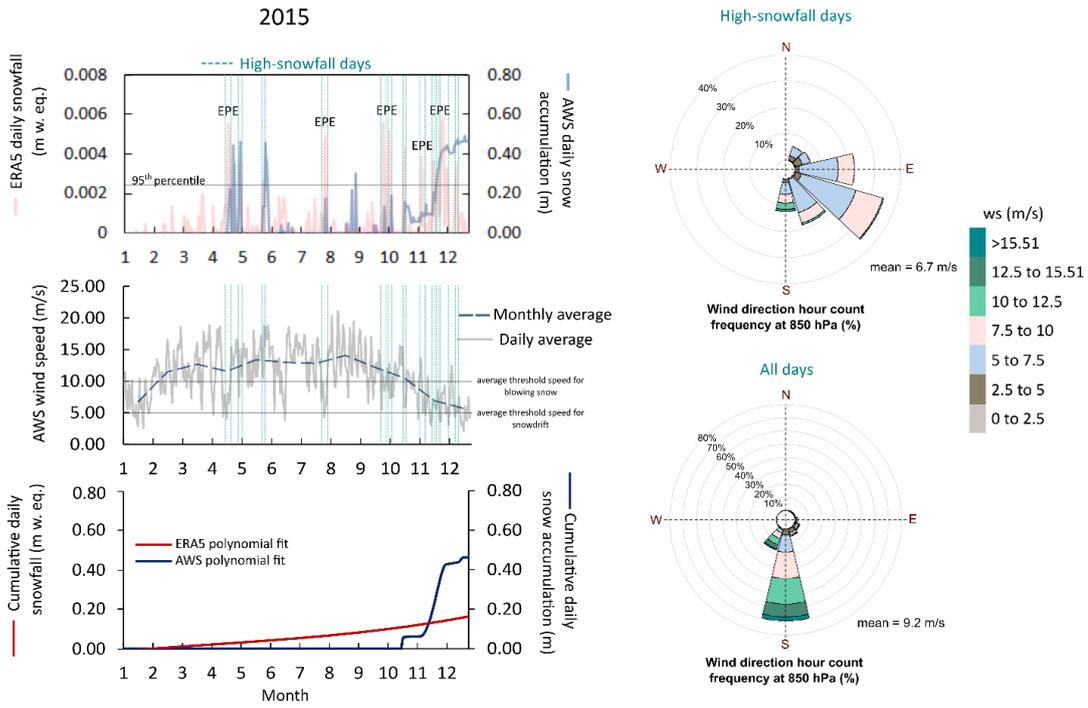


Figure S8. Depositional history for 2015 year. On the left: comparison among daily snowfall data from ERA 5 with records of daily snow accumulation and wind speed from the Criosfera 1 AWS. HSD is highlighted (blue-green dotted vertical line) and EPEs are indicated on the top left graphs. Cumulative daily snowfall and snow accumulation are shown on the bottom left graph. On the right: Relative hourly frequency of 850 hPa wind direction and speed derived from ERA5 datasets for both HSD (top right graph) and all days (bottom right graph). The adopted threshold for blowing snow and snowdrift is shown in the wind speed graph (thin grey line).

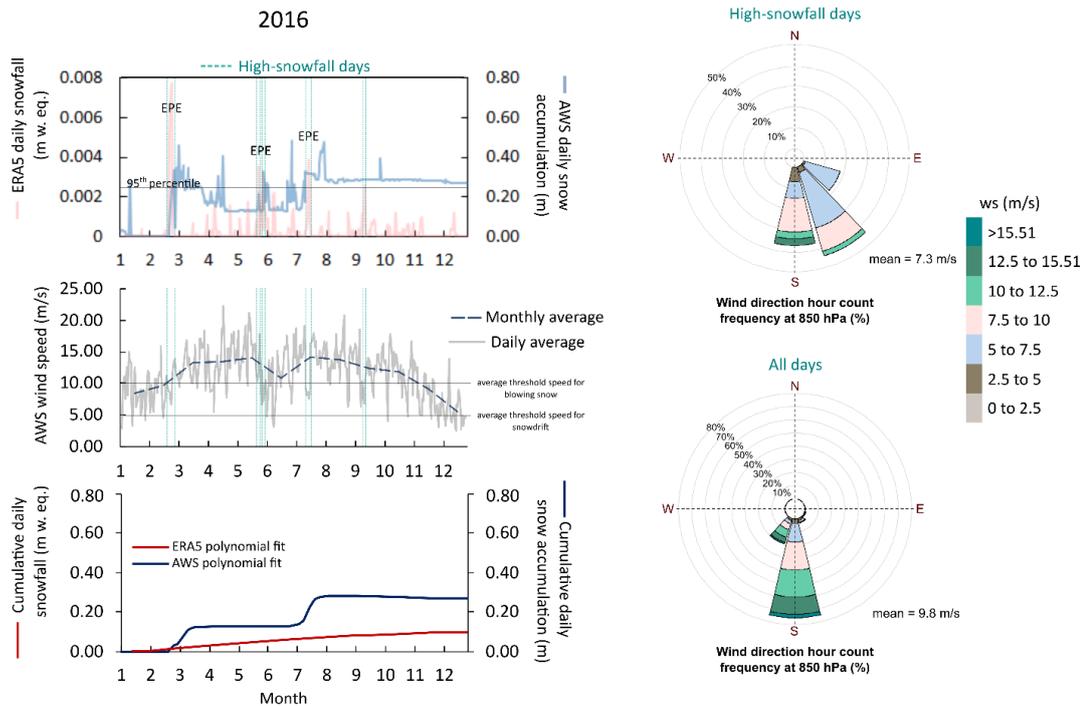


Figure S9. Same as S8, but for 2016 year.

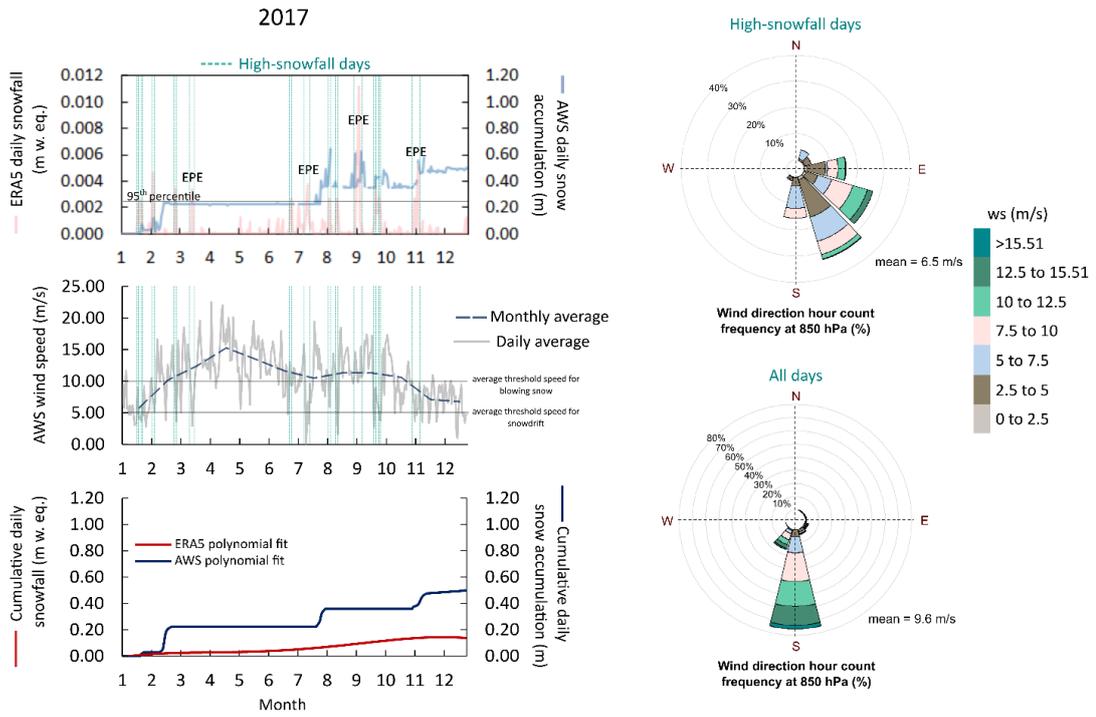


Figure S10. Same as S8, but for 2017 year.

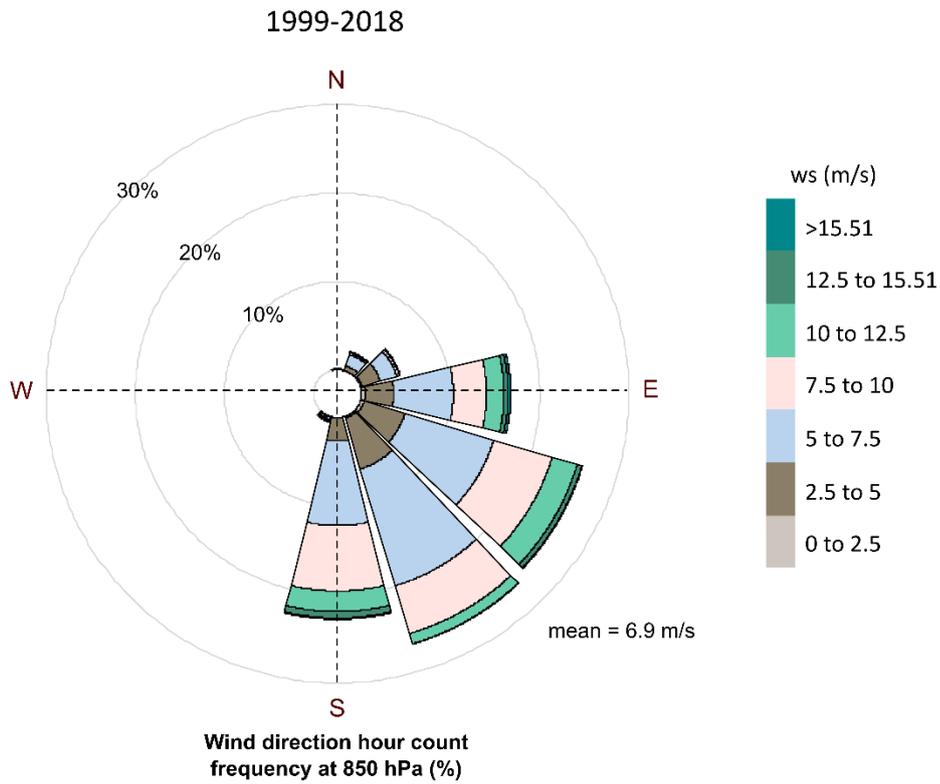


Figure S11. Wind direction and speed during EPEs at the Criosfera 1 site. Wind 850 hPa from 1999 to 2018 provide by ERA5 datasets.

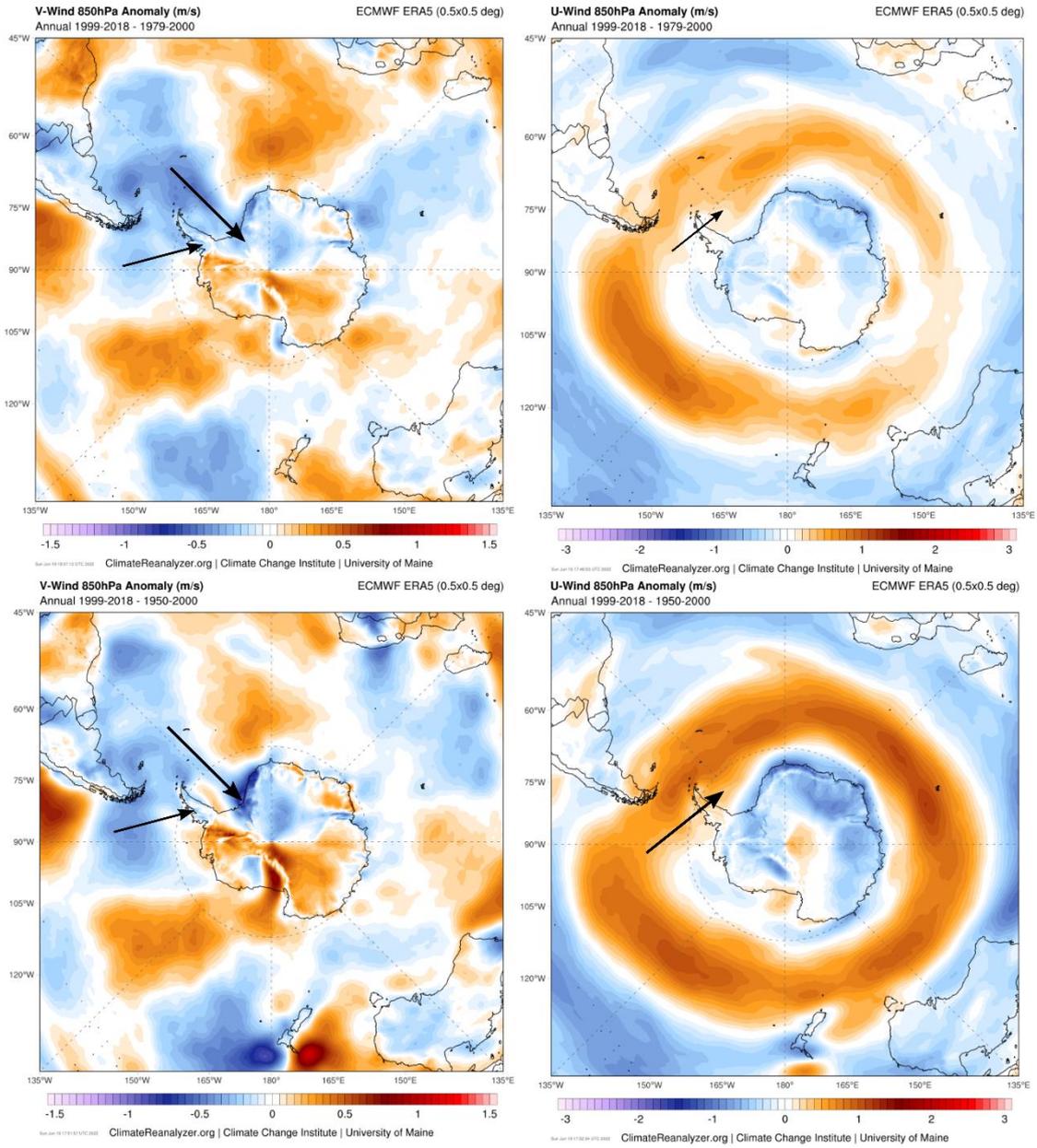


Figure S12. Wind 850 hPa Anomalies computed with ERA5 datasets. On the left, the annual v-wind anomalies between 1999-2018 minus 1979-2000 (above) and 1999-2018 minus 1950-2000 (below). On the right, the annual u-wind anomalies between 1999-2018 minus 1979-2000 (above) and 1999-2018 minus 1950-2000 (below).

Data source: Climate Reanalyzer.org

Equation S1. Equation to compute the annual snowfall weighted (a_{sw}) mean temperature at 900 hPa (T_{900}).

$$a_{sw} \text{ mean } T_{900} = \frac{\sum P_{day} \times T_{day}}{P_{annual}}$$

where P_{day} is the daily precipitation, T_{day} is daily mean temperature and P_{annual} is the annual total precipitation. To calculate the annual HSD weighted (a_{HSD}) mean temperature at 900 hPa (T_{900}) the same equation was used, but only days with high snowfall rate was considered.

Table S1. Validation of ERA5 surface data (temperature and wind velocity) at the Criosfera 1 site.

Scale	Parameter		Slope	p-value	r	R ²
	AWS	ERA 5				
Hourly	Surface temperature	2m temperature	0.80	<0.001	0.99	0.97
Daily	Surface temperature	2m temperature	0.81	<0.001	0.99	0.98
Daily	Surface temperature	Temperature at 900 hPa	0.72	<0.001	0.97	0.95
Monthly	Surface wind velocity	10 m wind velocity	1.44	<0.001	0.96	0.93

Table S2. Correlation matrix table showing the relationships between isotopic time series of TT01, CR1, composite record and the climatic parameters. Correlations on the annual scale (from 2000 to 2012) among the standardized average of $\delta^{18}O$ and d-excess, the temperature at 900hPa, snowfall weighted mean temperature at 900hPa, HDS weighted mean temperature at 900hPa, ABSS and WSS average sea ice concentration, SAM [Marshall, 2003], SOI [NOAA] and ASL indices [Hosking et al., 2016], and mean sea level pressure in the WSS are presented in the matrix. Statistically significant correlations ($p < 0.05$; $\alpha = 0.05$) are marked in bold. The climatic time series were detrended, excluding the SAM and SOI time series.

(See next page)

Capítulo 8. Conclusões e Considerações Finais

Quando você ama realmente a ciência, tudo o que realmente quer é continuar trabalhando.

- Maria Goeppert-Mayer (Nobel em física, 1963)

O presente trabalho avaliou as composições de isótopos de água estáveis e registros de acumulação do sítio Criosfera 1 ($\sim 84^{\circ}\text{S}$, $\sim 79^{\circ} 30'\text{W}$; SMW) a fim de acessar a história deposicional e examinar quais informações climáticas são armazenadas neste local. Os resultados desse estudo ressaltam que tanto as composições isotópicas quanto o acúmulo de neve são fortemente influenciados por modos de variabilidade climática de larga escala (SAM, ENSO e possivelmente PSA) e eventos de escala sinótica (eventos extremos de vento e de precipitação) no interior da bacia MIS. Além disso, eles também fornecem informações valiosas para entender o balanço de massa na escala de bacia no SMW e enfatizam que uma maior acumulação de neve pode refletir períodos mais ventosos do que um aumento de precipitação neve. Tal evidência tem implicações para a interpretação e reconstruções do balanço de massa superficial em outras áreas no continente antártico. Além, este estudo suporta a seguinte interpretação: em um cenário de aquecimento futuro, de persistência da tendência positiva do SAM, e aumento de eventos extremos de precipitação devido à intensificação das incursões de massas de ar mais úmidas e mais quentes pelo SMW provocarão uma mudança do principal mecanismo que conduz a acumulação neve. Recomendamos novas perfurações mais rasas e amostragem em trincheiras nesta área para construir o melhor registro composto para reconstruir esses padrões de circulação atmosférica e resolver os desafios relacionados ao efeito topográfico.

APÊNDICE A

ITASE e o Papel do Brasil

HISTÓRIA E OBJETIVOS DO ITASE

O *International Trans-Antarctic Scientific Expedition* (ITASE) é um programa de colaboração multinacional que visa entender a variabilidade climática e mudanças do clima no Ambiente Antártico sobretudo nos últimos dois séculos — período pré-Revolução Industrial (final da Pequena Idade do Gelo — 1450-1850) até o recente. O ITASE foi idealizado em um encontro internacional da comunidade científica de testemunhos de gelo em 1990 (Mayewski, 1997; Bernardo, 2005). Este encontro ocorreu na cidade de Grenoble, França, e a primeira ideação do programa contou com a participação de delegações científicas de 12 países (Bernardo, 2005; Mayewski et al. 2005). Após este encontro, transcorreram 2 anos até o ITASE ser sancionado pelo *Scientific Committee on Antarctic Research* (SCAR) em um congresso na cidade de Bariloche, Argentina — XXII SCAR (Mayewski et al. 2005). Além do SCAR, o extinto *International Geosphere-Biosphere Program* (IGBP, vigente entre 1986-2015) também aprovou e reconheceu o ITASE como uma iniciativa ímpar em 1993 (Bernardo, 2005; Mayewski, 2005).

Em 1996, o ITASE foi oficialmente endossado ao SCAR-GLOCHANT — um grupo especialista em mudanças globais e Antártica do SCAR — e pelo IGBP-PAGES (*Past Global Changes*) por ser considerado um projeto com grande potencial para entender o clima e ambiente passado da Terra e, assim, auxiliar nas previsões climáticas e de possíveis cenários ambientais para os próximos anos (Mayewski, 2005). Atualmente 21 países fazem parte do ITASE, sendo eles: Alemanha, Argentina, Austrália, Bélgica, Brasil, Canadá, Chile, China, Coreia do Sul, Estados Unidos, França, Holanda, Índia, Itália, Japão, Noruega, Nova Zelândia, Polônia, Reino Unido, Rússia, Suécia (Mayewski, 2005; Mayewski & Goodwin, 2008). Ademais, o ITASE vem sendo constantemente organizado com base nos escopos do SCAR (Mayewski & Goodwin, 2008).

O objetivo central do ITASE é determinar a variabilidade espacial e temporal do clima — variações na acumulação de neve, temperatura atmosférica, circulação atmosférica, eventos extremos etc. — e avaliar as mudanças ambientais — variações do gelo marinho (concentração e extensão), produtividade oceânica, impacto antropogênico, atividade vulcânica, entre outros — na região Antártica nos últimos 200 (e 1000 anos, caso seja viável) (Mayewski, 1997; Mayewski, 2005). Para isto, o ITASE intenciona e incentiva a recuperação de arquivos polares (e.g., testemunhos rasos à intermediários, amostras de neve e amostras da atmosfera) ao longo de transectos no manto de gelo antártico, bem como, a análise e interpretação de uma variedade de parâmetros de natureza biológica, física e química contidos nesses arquivos. Algumas das estratégias do ITASE para atingir o seu objetivo principal compreendem: (1) refinar a interpretação dos testemunhos recuperados por meio da calibração com registro instrumental moderno (dados de estações e satélite); (2) elucidar os processos de troca de componentes químicos entre atmosfera e a neve/firn/gelo; (3) produzir mapas ambientais de escala continental; (4) verificar modelos atmosféricos; (5) interpolar e correlacionar séries temporais e espaciais das assinaturas químicas obtidas através da análise dos testemunhos com dados de satélite (Mayewski, 1997; Bernardo, 2005; Mayewski, 2005).

PRINCIPAIS RESULTADOS DO ITASE

Desde a sua criação, as expedições e travessias vinculadas ao ITASE já recuperaram mais de 240 testemunhos, expandindo consideravelmente o inventário de testemunhos pré ITASE na Antártica (Mayewski, 2006). Além disso, o programa já revelou em uma extensa parte do manto de gelo antártico (> 20.000 km) a conformação e estrutura das camadas de gelo em profundidade por meio da utilização de radar de penetração no solo (GPR, do inglês *ground penetrating radar*) (Mayewski, 2006) — um feito crucial pois possibilita não só o entendimento da dinâmica do manto de gelo, mas também a tomada de decisões mais assertivas ao escolher novas áreas para perfurações. Sem mencionar que a instalação de muitas estações meteorológicas só foi possível graças a essas travessias (Mayewski, 2005; Carlos, 2016). O mapa abaixo mostra a rota das travessias propostas e completadas por 13 países membros do ITASE até julho de 2006.

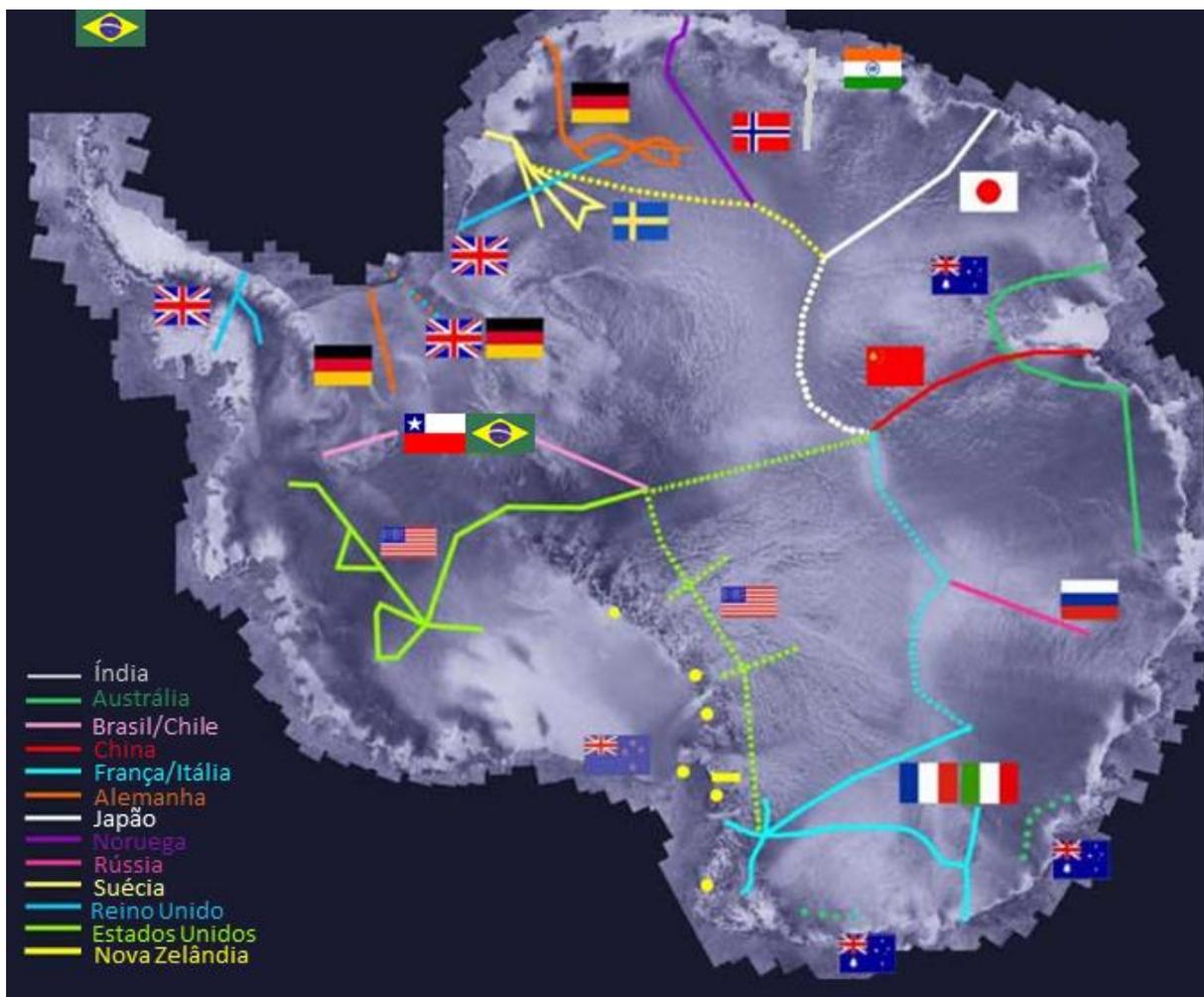


Imagem de RADARSAT do continente antártico com as delimitações das rotas das travessias completadas (linha sólida) e das propostas (linha pontilhada) até 2006 por 13 países que integram o ITASE. Fonte: modificado do mapa publicado no endereço eletrônico do International Trans-Antarctic Scientific Expedition (acesso em: janeiro de 2021; <http://www2.umaine.edu/itase/content/maps/map.html>).

Atualmente o ITASE possui um banco de dados químicos, atmosféricos e topográficos com ótimo potencial para investigar e entender a variabilidade climática e recentes mudanças na região Antártica (Mayewski, 2006; Mayewski & Goodwin, 2008; Oliveira, 2019). Parte dos dados de testemunhos encontram-se hospedados no iceREADER *data-base* (endereço eletrônico: <http://icereader.org/icereader/>) — que é assegurado pelo SCAR. Há grandes expectativas com relação ao futuro, uma vez que a tendência é que esse banco de dados só venha a crescer pois parte do material coletado antes de 2006 ainda não foi analisado, assim como o material coletado após 2006 até o presente.

PAPEL DO BRASIL E SEUS RESULTADOS

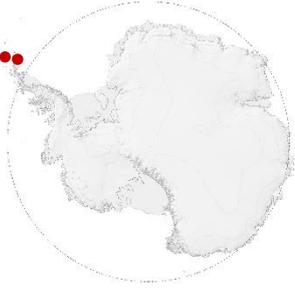
Apesar do Brasil ser membro construtivo do Tratado Antártico desde 1975 e ter iniciado algumas de suas pesquisas já no início da década de 1980, foi somente no início da década de 90 que as pesquisas glacioquímicas brasileiras começaram na Antártica, com as primeiras perfurações de testemunhos de gelo rasos e amostragem em trincheiras glaciológicas na região das ilhas Shetlands do Sul (principalmente na ilha Rei George) e da ilha James Ross (a leste da Península, mais para o interior do mar de Weddell) (Bernardo, 2005; Marques, 2012). Estes primeiros dados de conteúdo iônico, de isótopos estáveis, concentração de elementos traços, micropartículas e radionuclídeos obtidos nas expedições realizadas nessas ilhas serviram como primeira contribuição ao ITASE quando o Brasil aderiu ao programa em 2002 (Bernardo, 2005; Marques, 2012).

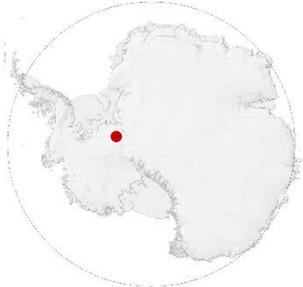
A primeira travessia com participação brasileira vinculada ao ITASE foi realizada em conjunto com o governo chileno (Travessia Chileno-Brasileira ao Polo Sul Geográfico). Esta travessia ocorreu no verão austral de 2004/2005 e cobriu um transecto de 1145 km do Polo Sul Geográfico (Estação Amundsen-Scott, EUA) até região de Patriot Hills (Estação da Força Aérea Chilena, FACH). No total, cerca de seis testemunhos de gelo rasos foram recuperados, juntamente com 105 amostras de neve superficial coletadas a cada ~10 km, sob a supervisão do professor Jefferson Cardia Simões — integrante brasileiro da expedição e responsável pela amostragem do manto de gelo (Bernardo, 2005; Marques, 2012; Marquette, 2015; Lindau, 2016).

Após a realização da travessia ao Polo Sul Geográfico, o Brasil realizou mais duas expedições para obtenção de mais testemunhos de gelo no interior da Antártica Ocidental — uma no verão de 2008/2009 realizada próximo ao divisor da bacia da Geleira da Pine Island (Carlos, 2016), e outra no verão de 2011/2012 realizada em área a montante da bacia da corrente de gelo Möller (onde foi instalado o Módulo Científico Criosfera I nesse mesmo ano da perfuração). Ainda, mais recentemente, o Brasil realizou uma travessia exclusivamente brasileira, chamada de Travessia Brasileira ao Manto de Gelo da Antártica Ocidental. Esta segunda travessia, ocorreu no verão 2014/2015 e contou somente com a participação de pesquisadores do CPC/UFRGS (Oliveira, 2019) — maiores detalhes sobre essa travessia já foram explanados no Capítulo 2. O quadro abaixo (**Quadro 5**) mostra uma linha do tempo

das expedições e travessias brasileiras de maior destaque, a importância de cada uma delas e a localização da área ou do trecho de amostragem.

Quadro 5. Expedições e travessias brasileiras já realizadas na Antártica.

Ano	Expedições e Travessias	Localização
Verão austral de: 1992/93 1993/94 1994/95	<p align="center">Expedição para as Ilhas Shetland do Sul</p> <p>Importância: Foi feita a coleta de testemunhos de gelo rasos que contribuíram com as primeiras pesquisas glacioquímicas brasileiras.</p>	
Verão austral de: 1995/96	<p align="center">Expedição para a calota de gelo da Ilha de Rei George</p> <p>Importância: Foi a maior expedição organizada pelo PROANTAR. Esta expedição contou com a participação de 6 países – Alemanha, Argentina, Brasil, Chile, França e Rússia. Nela foi realizado estudos geofísicos, ambientais, meteorológicos e glaciológicos.</p>	
Verão austral de: 1997/98	<p align="center">Expedição para Ilha de Rei George e para James Ross</p> <p>Importância: Foi a primeira vez que brasileiros fazem uma amostragem em trincheira glaciológica sob condições ultralimpas.</p>	
Verão austral de: 2004/05	<p align="center">Travessia Chileno Brasileira ao Polo Sul</p> <p>Importância: Primeira travessia com participação brasileira proposta ao ITASE, na qual foi percorrido um transecto de 1145 km do Polo Sul a Patriot Hills. Outro fator de destaque nesta travessia foi a quantidade de material amostrado – 225 m de testemunho de neve-firn (no total foi recuperado 5 testemunhos) mais 105 amostras de neve superficial.</p>	
	<p align="center">Expedição ao Platô Detroit</p>	

Verão austral de: 2007	<p>Importância: Determinação da taxa de acumulação a partir da análise de H₂O₂ (peróxido de hidrogênio) em amostras de neve, firn e gelo.</p>	
Verão austral de: 2008/2009	<p align="center">Mount Johns (expedição)</p> <p>Importância: Nesta expedição foi feita a primeira perfuração próximo ao cume da Antártica Ocidental. Detecção de contaminação por arsênio (As).</p>	
Verão austral de: 2012	<p align="center">Criosfera 1 (expedição)</p> <p>Importância: Instalação do primeiro módulo científico brasileiro – Criosfera 1 – no interior do continente antártico. Nesta expedição, brasileiros coletaram seu maior testemunho de gelo – o CR1 (~100 m).</p>	
Verão austral de: 2014/2015	<p align="center">Travessia ao Manto de Gelo da Antártica Ocidental</p> <p>Importância: Esta foi a primeira travessia genuinamente brasileira à Antártica. Nela foi percorrido um trecho inexplorado. Os materiais coletados – amostras de neve superficial, trincheiras e testemunhos – possibilitarão estender o registro do Mount Johns e do CR1.</p>	

Fonte: produzida pela Autora com os dados extraídos de Bernardo (2005), Carlos et al. (2016), e das cadernetas de campo do CPC/UFRGS.

REFERÊNCIAS

Bernardo R.T. 2005; O potencial da glacioquímica para estudos ambientais. Porto Alegre. 40p. Exame de qualificação (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Carlos, F.S. 2016. *Variabilidade química e climática no registro do Testemunho de Gelo Mount Johns – Antártica*. Porto Alegre, 144p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

IceREADER data-base. Disponível em: <<http://icereader.org/icereader/>>.

Lindau, F. G. L., Simões, J. C., Marques, M. M., Hammes, D. F., Da Silva, D. B., Casassa, G., Sneed, S. & Introne, D. 2016. Variabilidade do conteúdo iônico da neve e do firn ao longo de um transecto antártico. *Pesquisas em Geociências* 43(3): 213–228.

Marques, M.M. 2012. *Determinação do conteúdo iônico em um testemunho de gelo antártico*. Porto Alegre, 68p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Marquette, L., Simões, J. C., Casassa, G., Introne, D. S. & Dos Santos, E. A. 2015. Variações na composição isotópica de oxigênio na neve superficial ao longo de uma travessia antártica. *Pesquisas em Geociências*, 42(3): 227-238.

Mayewski, P.A., 1997. International Trans-Antarctic Scientific Expedition (ITASE) – “200 years of past Antarctic and Environmental Change”. *Science and Implementation Plan – Report from the ITASE Workshop*.

Mayewski, P. A., Frezzotti, M., Bertler, N., Ommen, T. V., Hamilton, G., Jacka, T. H., Welch, B., Frey, M., Dahe, Q., and Jiawen, R. 2005. The international transantarctic scientific expedition (ITASE): an overview, *Ann. Glaciol.*, 41, 180-185.

Mayewski, P.A. 2006. International Trans-Antarctic Scientific Expedition (ITASE). *PAGES NEWS*, 14 (1): 26-28.

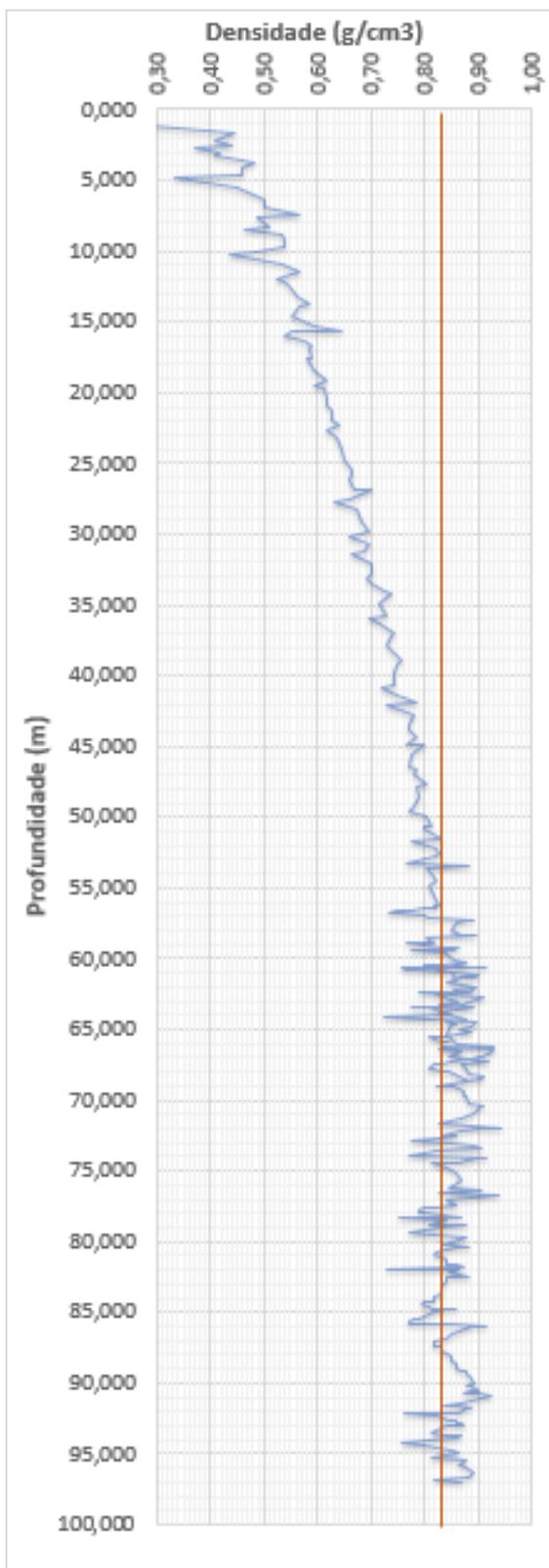
Mayewski, P.A. & Goodwin, I. 2008. ITASE Synthesis Workshop Report. *SCAR Report*, 33: 1-41.

Oliveira, A. M. 2019. *O registro de isótopos estáveis da neve superficial ao de uma rota no Manto de Gelo da Antártica Ocidental e sua relevância em estudos climáticos*. Porto Alegre, 111p. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UMAINE. Disponível em: <<http://www2.umaine.edu/itase/content/maps/map.html>>.

APÊNDICE B

Perfil de densidade do testemunho de gelo Criosfera 1. A linha vermelha marca o limite *firn-gelo* ($0,83 \text{ g/cm}^3$).



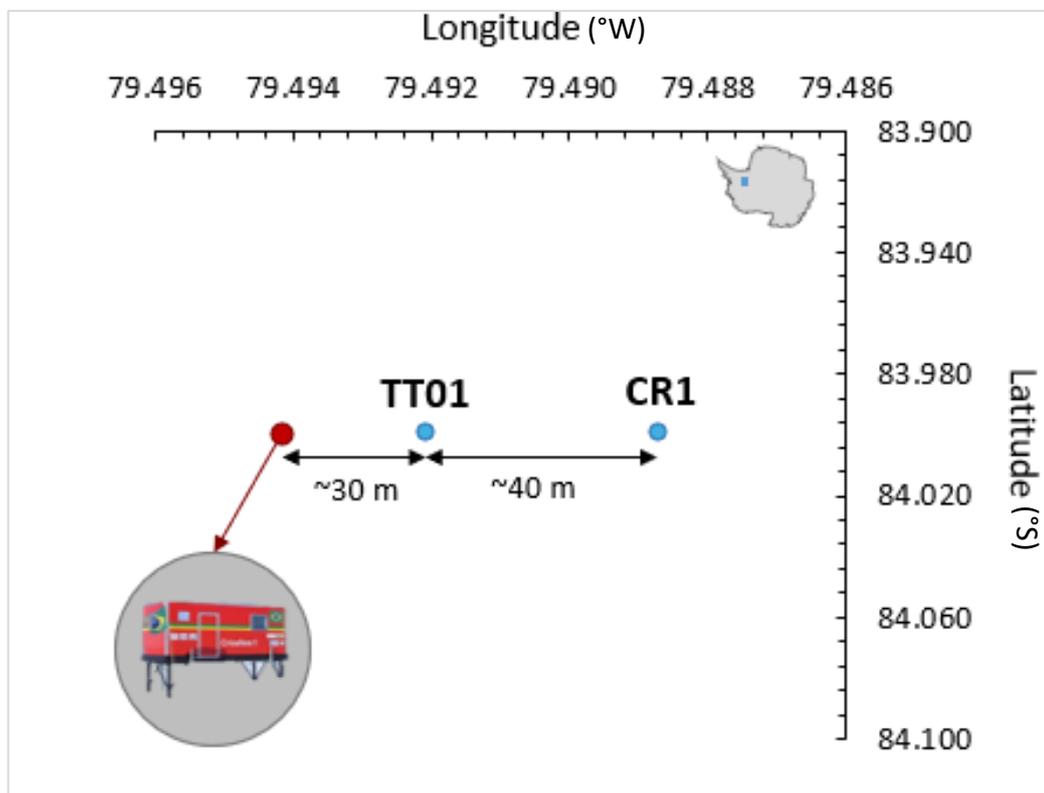
APÊNDICE C

Lista de abreviações utilizada no mapa temático da área de estudo (**Figura 5**).

AGU	Acampamento Geleira Union
BcgB	Bacia da corrente de gelo Bailey
BcgE	Bacia da corrente de gelo Evans
BcgFA	Bacia da corrente de gelo Foundation & Academy
Bcgl	Bacia da corrente de gelo Institute
BcgM	Bacia da corrente de gelo Möller
BcgRe	Bacia da corrente de gelo Recovery
BcgRu	Bacia da corrente de gelo Rutford
BcgSle	Bacia da corrente de gelo Slessor
BcgT	Bacia da corrente de gelo Talutis
BCO	Bacia da costa de Orville
BgSF	Bacia da geleira Support Force
CGH	Colina de gelo Henry
CGK	Colina de gelo Korff
RGD	Rugas-de-gelo Doake
PGFR	Plataforma de gelo Filchner-Ronne
PGR	Plataforma de Gelo Ross

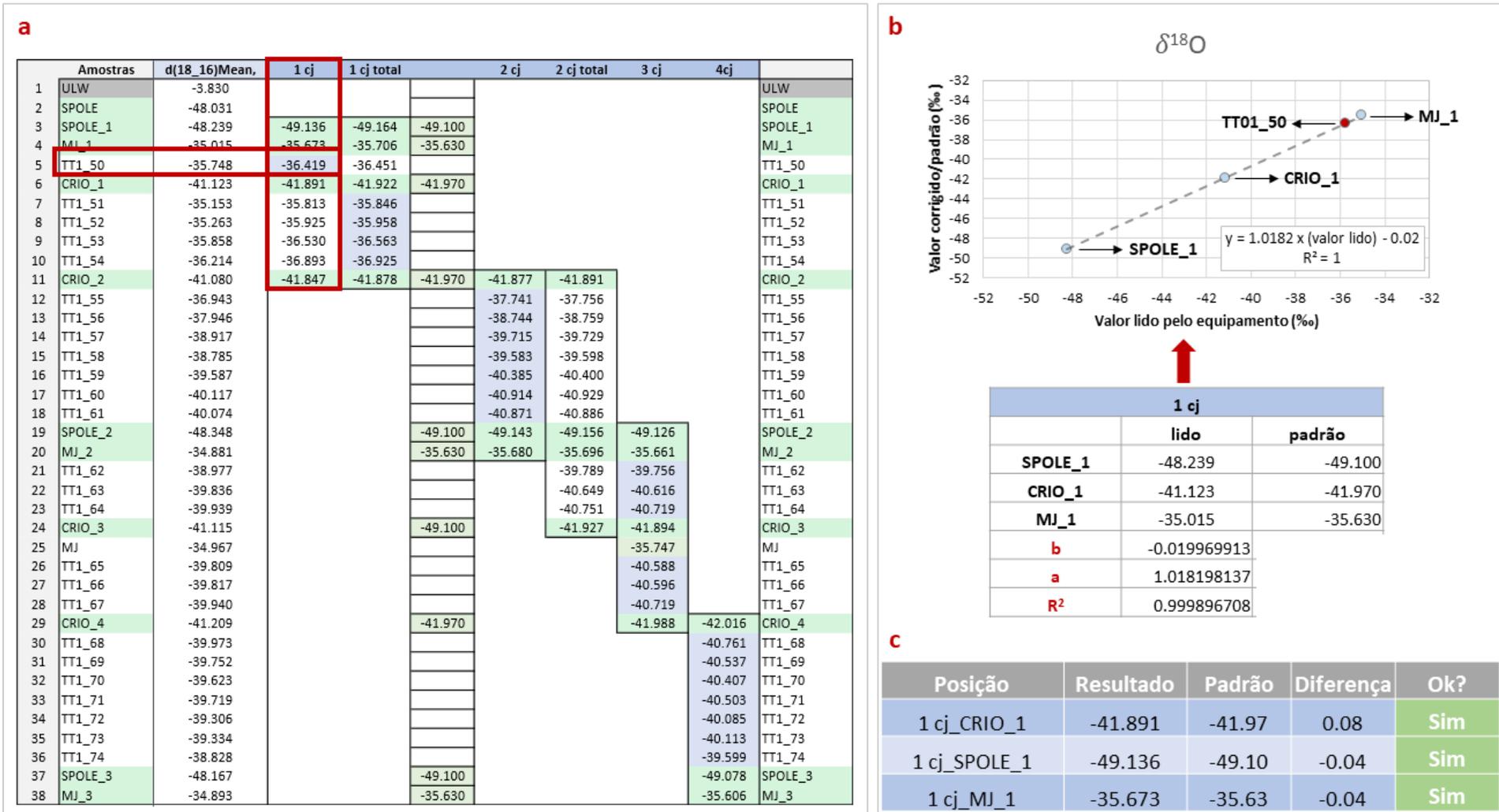
APÊNDICE D

Relação espacial entre Módulo CR1 (ponto vermelho), o testemunho raso de firn TT01 (azul) e testemunho Criosfera 1 (CR1; azul).

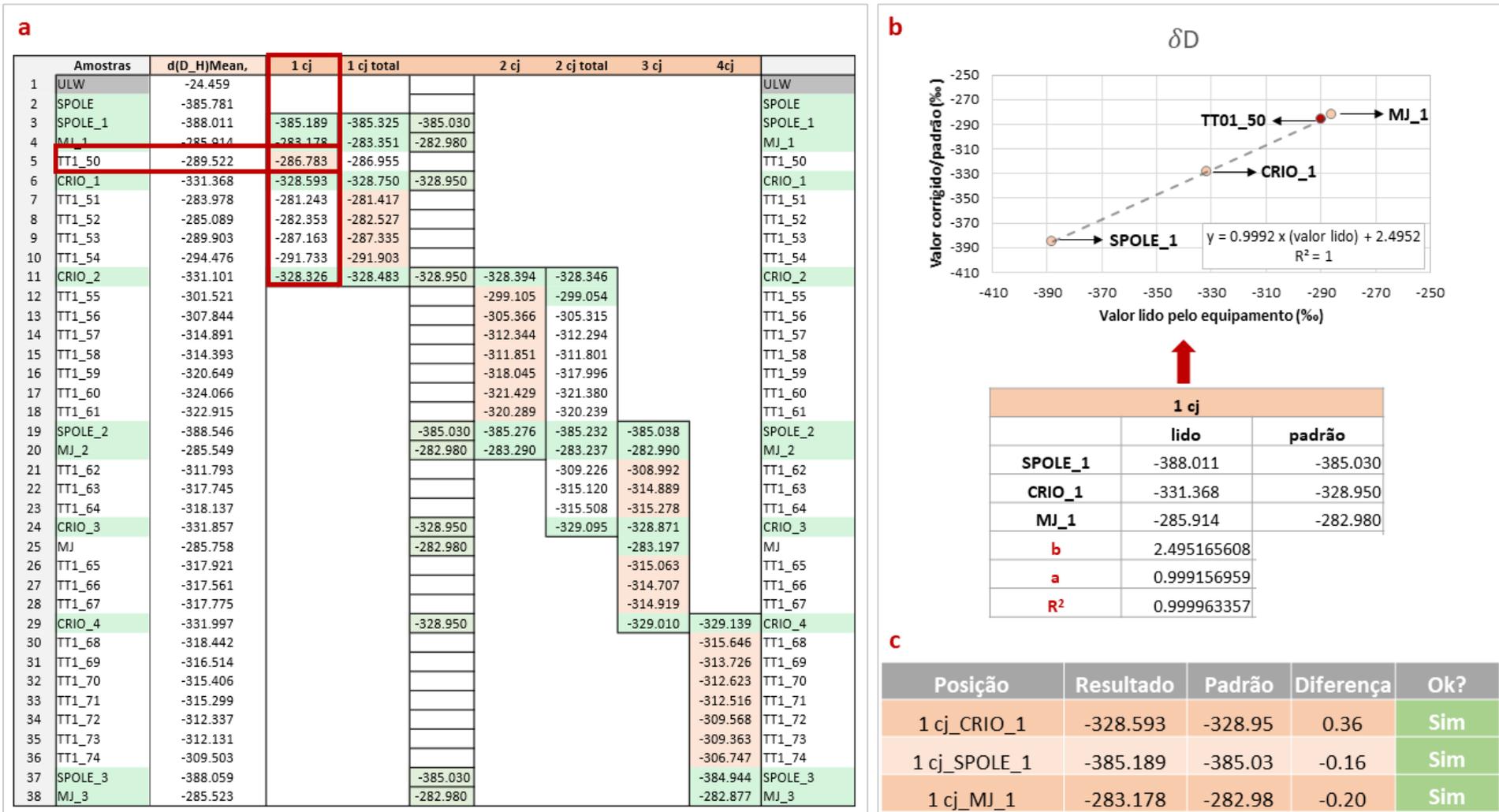


APÊNDICE E

Modelo de curva de calibração para o $\delta^{18}\text{O}$.



Modelo de curva de calibração para o δD .



APÊNDICE F

PROCEDIMENTO DE LIMPEZA DOS MATERIAIS DE LABORATÓRIOS

Alguns dias antes da realização da análise cromatográfica foi realizada a limpeza dos vials de PP de 5 ml (Dionex™ Polyvials; N° de catálogo: 038008) e de suas respectivas tampas equipadas com filtros (Dionex™ Filter Caps; N° de catálogo: 038009), confeccionados exclusivamente para o autoamostrador acoplado ao equipamento analítico (AS-DV Autosampler). Apesar do material utilizado para acondicionar as amostras ser novo, a limpeza é de suma importância para prevenir qualquer possível contaminação provinda da manipulação e tratamento desses vials no processo de fabricação.

O protocolo de limpeza adotado pelo Laboratório de Glacioquímica do CPC/UFRGS, aplicado a qualquer utensílio utilizado na rotina do laboratório, consiste em três enxágues de água Milli-Q® e uma imersão de 24h (ou 48h) também em água Milli-Q® dentro de um pote de Nalgene® fechado. Após concluída a etapa de molho, o material passa por mais dois enxágues com água Milli-Q® e após é colocado para secar em uma bancada equipada com uma capela de fluxo laminar Classe 5 (ISO 14644-1; 1999) por mais um dia.

ANEXO I

Ficha padrão do Laboratório de Isótopos Estáveis do CPC/UFRGS.

Análise n: 192

Universidade Federal do Rio Grande do Sul			
	REGISTRO DA QUALIDADE Bandeja PICARRO L2130i CRIOSFERA	RQ-02 Data: 30/04/14 REV 09 Data: 22/06/17	 Laboratório de GLACIOQUÍMICA

data in:	<u>29/05/19</u>	num. Amostras:	<u>25</u>	referência:	<u>CRIO</u>
hora:	<u>11:45</u>			padrão baixo δ :	<u>SPOLC</u>
data fim:	<u>01/06/15</u>	num. vials:	<u>38</u>	padrão alto δ :	<u>MJ</u>
hora:	<u>10:00</u>				
bandeja:	<u>01</u>	Pi (N ₂):	<u>135 bar</u>	Pi (N ₂):	<u>72 bar</u>
origem:	<u>Criosfera - TI1 - TRAVESSIA 2015</u>			Arquivo:	<u>144605</u>

posição	amostra	posição	amostra	posição	amostra
1	ULW	19	SPOLC	37	SPOLC
2	SPOLC	20	MJ	38	MJ
3	SPOLC	21	TI1-62	39	
4	MJ	22	TI1-63	40	
5	TI1-50	23	TI1-64	41	
6	CRIO	24	CRIO	42	
7	TI1-51	25	MJ	43	
8	TI1-52	26	TI1-65	44	
9	TI1-53	27	TI1-66	45	
10	TI1-54	28	TI1-67	46	
11	CRIO	29	CRIO	47	
12	TI1-55	30	TI1-68		
13	TI1-56	31	TI1-69		
14	TI1-57	32	TI1-70		
15	TI1-58	33	TI1-71		
16	TI1-59	34	TI1-72		
17	TI1-60	35	TI1-73		
18	TI1-61	36	TI1-74		
			L > TI1-74		

Elaborado por Ronaldo Bernardo	Revisado por Isaias Thoen	Aprovado por Filipe Lindau
-----------------------------------	------------------------------	-------------------------------

Laboratório de Glacioquímica CPC/UFRGS, sala 102, prédio 43128, Campus do Vale
Av. Bento Gonçalves, 9500, Bairro Agronomia, Porto Alegre, RS/BRA Cep: 91501-970
Tel: 3308-6390 Fax: 3308-7324

OK!

RESUMOS

Resumos submetidos a Congresso Internacional:



ID do Resumo : 225

The 21st-century climatic record in a shallow firn core from Möller Ice Stream Basin, Weddell Sea Sector, West Antarctica

Conteúdo

Water stable isotope compositions are the main key to reconstructing the climatic information. This study evaluates the isotopic record of a shallow firn core (TT01: 9.471 m or 3.930 m w. eq. deep; average density of 0.42 ± 0.09 g/cm³) recovered in the upstream area of the Möller Ice Stream Basin (Weddell Sea Sector, WAIS). The TT01 firn core was obtained in the 2015 Brazilian Traverse to WAIS, and it was drilled 80 m east of the site where is installed the Automatic Brazilian Scientific Module Criosfera 1 (CR1: 84°00'00"S, 79°29'39"W; 1276 m a.s.l.). Our research purpose is to investigate the climatic record preserved at this site. The TT1 firn core drilling was performed using the Mark III coring system (Kovacs Inc., USA). After the field campaign, the TT01 sections were decontaminated and melted in the ISO Class 5 Cleanroom Labs at Climate Change Institute (UMAINE, USA). The melting procedure was run in the continuous melting with a discrete sampling (CMD5) system of the UMAINE. In total, 309 samples were produced with a resolution of 0.03 m. These samples were analyzed at the Centro Polar e Climático Glaciochemical Labs (UFRGS, Brazil): stable isotopes compositions were obtained using a wavelength-scanned cavity ring-down spectroscopy (WS-CRDS) analyzer (model L2130-i, PICARRO® Inc., USA) and ionic content was determined using two ion-exchange chromatography systems (Dionex™ ICS-2100 and Dionex™ ICS-2000, Thermo Fisher Scientific Inc., USA). The accuracy of the isotopic analysis was better than 0.2‰ and 0.9‰ for $\delta^{18}O$ and δD , respectively. We analyzed the ionic content to date the core by the annual layer counting (ALC) method. We opted to use the $nssSO_4^{2-}/Na^+$ ratio along with δs seasonal variations for TT01 dating. Our results covered 16 years (from 1999 to 2015) with an estimated error of ± 1 year. The mean isotopic composition was -39.12 ± 2.63 ‰ for $\delta^{18}O$, -308.43 ± 21.64 ‰ for δD and 4.5 ± 2.2 ‰ for d-excess. We computed an average accumulation rate of 0.24 m w. eq. per year. No statistically significant trend is observed in the isotopic signal as well as in the annual accumulation time series, both consistent with other firn core results obtained in the Weddell Sea Sector and with meteorological data from the Automatic Module CR1 and ERA5 reanalysis, reaffirming the regional climatic stability. We present in our study the cross-correlation between the isotopic signal and annual accumulation from the CR1 site and the time series of large-scale modes of climate variability (SAM and ENSO), ASL indices and sea ice extent. The results obtained will assist the interpretation of the 100 m ice core recovered in the CR1 region.

Keywords: Water stable isotopes. Shallow firn core. West Antarctica.

Autor primário: Srta MARCHER, Andressa (Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS))

Co-autores: Dr. SIMÕES, Jefferson (Universidade Federal do Rio Grande do Sul); Sra BERNARDO, Ronaldo (Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)); Sra THOEN, Isaías (Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)); Dr. AQUINO, Francisco (Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS))

Apresentador: Srta MARCHER, Andressa (Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS))

Classificação da Trilha: New ice archives

Tipo de Contribuição: Poster

Submetido por MARCHER DE OLIVEIRA, Andressa em sábado, 30 de abril de 2022



ID do Resumo : 231

The stable isotopes record of the surface snow along a route through Institute-Möller Ice Stream basins and the Southern lobe of Pine Island Glacier basin, West Antarctica

Conteúdo

A relevant key for the comprehension of spatial climate variability of the Antarctic is the stable isotopes content from snow ($\delta^{18}\text{O}$, δD and d -excess). This study focused on the surface snow isotopic composition variations along two transects (a 645 km south-north transect and another 350 km west-east transect) in the region of three glacial drainage basins in the West Antarctic Ice Sheet (WAIS) – in the basins of the Möller and Institute Ice Streams (Weddell Sea Sector; WSS) and in the Southern lobe of Pine Island Glacier basin (Amundsen-Bellinghshausen Sea Sector; ABSS). The transects were travelled on the first genuinely Brazilian traverse to Antarctica in the 2014-2015 austral summer. The variations of snow isotopic composition are discussed by 92 snow samples (0.2 m deep), which were collected along the traverse route approximately every 10 km. We used a wavelength-scanned cavity ring-down spectrometer (WS-CRDS; L2130-i, PICARRO®) to determine the stable isotope ratios of water. The accuracy was better than 0.2‰ and 0.9‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and δD , respectively. The d -excess was calculated by the linear definition: $d = \delta\text{D} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$. We computed the isotopic-geographical characteristics (latitude, altitude, distance to the coast and longitude) and spatial co-isotopic empirical relationships ($\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ and d -excess/ δs). Further, we compared the isotopic results with the tropospheric mean annual temperature (1000-600 mb) obtained from ERA5 reanalysis data, and the air mass trajectories simulated by the HYSPLIT (v4) model. Our isotopic results were sensitive to capturing the well-known climatic asymmetry between the ABSS and WSS. Relatively warmer air masses (oceanic) originating from the Pacific Sector mainly influence the Pine Island Glacier basin surface snow and the north area of the Institute Ice Stream basin (marked primarily by the significant, negative isotopic content/continentality relationships: strong for the northern region of the south-north transect ($r = -0.85$ ($\delta^{18}\text{O}$), $r = -0.84$ (δD); $p < 0.001$) and moderate for the west-east transect ($r = -0.58$ ($\delta^{18}\text{O}$), $r = -0.53$ (δD); $p = 0.001-0.01$)). On the other hand, colder air masses (continental) impact the surface snow isotopic content of the south area of the Institute Ice Stream basin and the Möller Ice Stream basin (marked by isotopic signal homogenization and the persistency of the more continental δ values in the southern region of the south-north transect: $\delta^{18}\text{O}_{\text{mean}} = -40.67\text{‰} \pm 1.73\text{‰}$; $\delta\text{D}_{\text{mean}} = -319.80\text{‰} \pm 13.98\text{‰}$). The spatial distribution of δs and d -excess and the co-isotopic relationships (two significant ($p < 0.001$), negative trends between d -excess and $\delta^{18}\text{O}$) reflect two preferential fractionation paths: one from the coast of the ABSS to the WSS (major importance), and another from the coast of the WSS to the inland (minor importance). The Pacific Ocean is confirmed as the principal source of moisture for both sectors.

Keywords: Stable Isotopes. Surface Snow. West Antarctica.

Autor primário: Srta MARCHER, Andressa (Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS))

Co-autores: Sra BERNARDO, Ronaldo (Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)); Dr. SIMÕES, Jefferson (1Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS); 2Climate Change Institute, University of Maine); Dr. AUGER, Jeffrey (Climate Change Institute, University of Maine)

Apresentador: Srta MARCHER, Andressa (Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS))

Classificação da Trilha: New ice archives

Tipo de Contribuição: Poster

Submetido por MARCHER DE OLIVEIRA, Andressa em sábado, 30 de abril de 2022

ANEXO I
Título da Dissertação:
“Interpretação climática do registro isotópico e da acumulação em testemunho de firn antártico do Setor do Mar de Weddell”
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: Andressa Marcher de Oliveira
Orientador: Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões
Examinador: Dr. Filipe Gaudie Ley Lindau
Data: 10 de agosto de 2022
Conceito: A (EXCELENTE)
PARECER:
<p>Avalio a dissertação de mestrado "Interpretação climática do registro isotópico e da acumulação em testemunho de firn antártico do Setor do Mar de Weddell" apresentada por Andressa Marcher de Oliveira, sob orientação do prof. Jefferson Cardia Simões, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. A dissertação aborda a determinação de <i>proxies</i> paleoclimáticas em testemunhos de firn da Antártica Ocidental e sua interpretação frente a parâmetros meteorológicos e índices de variabilidade climática. As <i>proxies</i> estudadas foram as composições dos isótopos estáveis da água $\delta^{18}\text{O}$, δD e excesso de deutério e a acumulação anual de neve. Parte dos dados meteorológicos foram obtidos do módulo científico brasileiro Criosfera 1, localizado no mesmo sítio de perfuração dos testemunhos de firn. Compõe a dissertação, o artigo científico "The stable water isotopes and snow accumulation from Weddell Sea sector imprint the large-scale atmospheric circulation variability", em que a primeira autora é Andressa Marcher de Oliveira, submetido para a revista científica Cryosphere em 04 de agosto de 2022.</p> <p>A proposta de relacionar as <i>proxies</i> determinadas no firn com os parâmetros atmosféricos medidos no Criosfera 1 possibilitou uma ampla caracterização dos principais fatores climáticos que afetam os registros dos isótopos estáveis e da acumulação. Mas essa ampla caracterização só foi possível pelo excelente domínio que Andressa apresentou nessa dissertação sobre as <i>proxies</i> e parâmetros estudados. Ou seja, a base teórica da dissertação é robusta. Há uma excelente apresentação sobre a relevância de se estudar tais <i>proxies</i>, assim como dos mecanismos que levam a sua variabilidade no ambiente antártico. Além disso, a dissertação apresenta uma descrição bem estruturada de resultados já obtidos no ambiente antártico, o que parece contribuir muito com a excelente capacidade mostrada por Andressa em discutir os resultados obtidos nessa dissertação com os de outros estudos.</p> <p>A coerente interpretação dos resultados apresentada nessa dissertação também me parece estar fortemente associada à robusta metodologia adotada por Andressa. A dissertação caracteriza detalhadamente as técnicas empregadas, apresentando suas</p>

bases teóricas, os procedimentos analíticos utilizados e as incertezas associadas. O rigor metodológico apresentado nesta dissertação pode ser exemplificado no estabelecimento da cronologia do testemunho de firn TT01, que contou com a determinação do seu conteúdo iônico a partir da técnica de cromatografia iônica, contribuindo para uma maior acurácia das séries temporais geradas. O tratamento matemático dos resultados está detalhadamente descrito na dissertação e as conclusões consideram as incertezas associadas aos métodos utilizados. A dissertação reflete, portanto, um amplo domínio de Andressa sobre a análise e interpretação de testemunhos de gelo da Antártica Ocidental.

Um ponto de grande destaque na dissertação está, também, na apresentação de seu conteúdo. O texto está muito bem estruturado e as figuras são excelentes. A conexão entre os capítulos e parágrafos favorece o entendimento do conteúdo. As figuras conseguem integrar informações relevantes, além de complementarem o texto e facilitarem o entendimento do que está descrito ao longo da dissertação.

Abaixo incluo sugestões que abordam pontos específicos da dissertação e têm como objetivo auxiliar na construção de um texto ainda mais robusto.

Título: É coerente com o que está expresso na dissertação. Sugiro complementar o termo acumulação, citando-o como acumulação de neve, a fim de deixar evidente o *proxy* que foi estudado.

Resumo: Está bem estruturado, apresenta os objetivos da dissertação, os materiais e métodos empregados, além dos principais resultados e conclusões. Sugiro a inserção de uma frase inicial sobre a relevância do tema de estudo. Sugiro, também, explicar qual registro responde aos eventos extremos de precipitação e o que significa ser fortemente tendenciado. O resumo descreve uma tendência na acumulação, sugiro explicar se isso é uma resposta aos eventos extremos.

Capítulo 1.2: As questões levantadas me parecem estar em redundância com as metas dos objetivos (Capítulo 1.3). Sugiro substituir as perguntas pelas principais hipóteses da dissertação.

Capítulo 2.3.2: Na Figura 6, sugiro citar os períodos anuais utilizados na construção de cada curva. Os anos de determinação das temperaturas são relevantes, afinal, o século XXI está registrando um acentuado aquecimento.

Capítulo 3.1.1: Na última frase do capítulo, sugiro explicar qual é a história divergente em relação ao lago Vostok.

Capítulo 3.3.3: Na última frase do primeiro parágrafo, acredito que o termo 'melhoram' deveria ser substituído por 'intensificam'.

Capítulo 4.1.1: Sugiro desmembrar a última frase do primeiro parágrafo em mais frases para, assim, dar mais destaque às informações contidas nela e facilitar a leitura.

Capítulo 6.3.2.2.3: As condições analíticas estão bem descritas. Um detalhe que poderia ser adicionado é a respeito das concentrações dos eluentes. Isso é uma escolha importante na configuração dos sistemas IEC, afetando na separação dos analitos. A concentração pode ser tanto constante como em gradiente.

Capítulo 6.3.3: Na conversão da profundidade em equivalente água, sugiro evidenciar mais a questão do comprimento (profundidade da base menos a profundidade do topo) do que da resolução amostral. Assim, o sentido físico dessa conversão fica mais evidente.

Capítulo 6.3.4: O valor da razão entre sulfato e sódio foi assumido como 0,251 com base na referência citada, sugiro substituir o termo 'igual'. Além disso, a maior floração

de fitoplâncton no Oceano Austral ocorre com a retração da área de gelo marinho. O processo está mais ligado a uma maior área livre de gelo do que ao processo de quebra do gelo marinho.

Seção 2.6 do capítulo 7: Sugiro explicar o critério utilizado para definição do valor limite do HSD. Para o SWE a escolha do limite está bem caracterizada.

Seção 3.1 do capítulo 7: Sugiro que o texto evidencie como a incerteza na datação foi estimada. A questão da datação absoluta está bem estruturada pelos eventos vulcânicos, mas o método de obtenção de incertezas na escala mensal necessita um maior detalhamento.

Seção 3.5 do capítulo 7: Sugiro um maior detalhamento sobre os motivos que levaram a considerar a acumulação de ambos TT01 e CR1 na construção da série temporal da acumulação anual de neve. Essa sugestão parte da constatação, nesta mesma seção, de que as acumulações nesses testemunhos mostraram comportamentos opostos.

Por fim, parablenzo Andressa Marcher de Oliveira por sua força no enfrentamento de tantas adversidades e sua enorme dedicação. Também parablenzo toda equipe envolvida. Meu conceito é **Excelente**.

Assinatura:

Data: 10/08/2022



Ciente do Orientador:

JEFFERSON CARDIA

Digitally signed by JEFFERSON

CARDIA SIMOES:33997853053

SIMOES:33997853053

Date: 2022.08.10 23:24:31 -03'00'

Ciente do Aluno:



ANEXO I
Título da Dissertação:
Interpretação climática do registro isotópico e da acumulação em testemunho de firn antártico do Setor do Mar de Weddell
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: ANDRESSA MARCHER DE OLIVEIRA
Orientador: Dr. Jefferson Cardia Simões
Examinador: Prof. Dr. Norberto Dani
Data: 05/setembro/2022
Conceito: A
PARECER:
<p>Vários pontos são elogiáveis nesta dissertação, sendo destaque a qualidade do texto, figuras e tabelas. Outro ponto que deve ser salientado é a participação direta da autora na produção e na avaliação da qualidade dos dados, presumível a partir dos detalhes apresentados na descrição da metodologia e dos esquemas dos procedimentos de análise.</p> <p>Alguns pontos de caráter geral devem ser salientados, no sentido de consolidar os predicados de pesquisadora da autora.</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) Um ponto de dificuldade é o uso de uma grande quantidade de abreviações, empregando termos diferentes para a mesma feição. Exemplo corrente de gelo Möller pode ser representado por BcgM ou MIS. A primeira abreviação encontra-se definida no Apêndice C e na lista de abreviações. Mas a segunda é utilizada, inclusive nas conclusões, e não está na lista. 2) Problemas nas citações. Ex., página 38, (The Guardian, 2021) não está na lista bibliográfica. Revisar. 3) A autora coloca em seu resumo que o foco da pesquisa foi o registro de isótopos estáveis de água – $\delta^{18}\text{O}$, δD, excesso de deutério ($d = \delta\text{D} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$) – e de acumulação do sítio Criosfera 1 analisados em 2 testemunhos rasos TT01 (2015) e CR1 (2012). É aconselhável colocar no resumo todas as informações. É citado que a taxa de acumulação estimada para o período de 1999-2018 foi de $0,24 \pm 0,09$ m eq. H₂O a-1 e observada uma tendência de decréscimo significativo na acumulação anual. O termo significativo é muito vago num trabalho técnico. Qual o valor de decréscimo? Se tens esta informação, debes colocar. 4) No resumo é colocado que são feitas relações dos registros isotópicos e de acumulação (dados produzidos pela dissertação) com outros parâmetros conhecidos. Novamente, o leitor espera no resumo informações sobre a efetividade destas relações e não apenas a citação das intenções. 5) O texto poderia ficar mais dinâmico para o entendimento do leitor se a autora opta-se por utilizar nos resultados tabelas complementares sintetizando o comportamento dos parâmetros principais. O assunto da dissertação é naturalmente complexo e o uso intensivo de variáveis, torna a

compreensão difícil para o leitor.

- 6) Na página 177 são feitas observações que no texto cobririam o período de 1999 até 2014 (exemplo das figuras S4e, S4f, utilizadas no texto), porém o período abrangido pelas curvas cobre 1999 até 2010. Qual a explicação da extensão até 2014? Cuidar para que o período interpretado corresponda rigorosamente com o obtido nas observações.
- 7) De qualquer modo, fica difícil o entendimento e a interpretação, visto que os dados de $\delta^{18}\text{O}$, δD e excesso de deutério deveriam se relacionar com os registros de temperatura. Nas matrizes de correlação (figuras 6, 8 e tabela S2) fica evidente a inexistência de correlação e o mais problemático é a falta de relação dos parâmetros de $\delta^{18}\text{O}$ entre as amostras do TT01 e CR1. Trata-se de um comportamento estranho. A autora afirma que os furos TT01 e CR1 estariam em condições topográficas diferentes, mas o croqui da figura S1 estabelece que estes sítios estão numa distância de 40 metros e deduzo que muito provavelmente a topografia não teria a influência que a autora supõe.
- 8) Nas conclusões é colocado que a variabilidade interanual em δs é fortemente explicável pelas variações do SAM e anomalias de SIC. Na matriz de correlação da figura 6 os coeficientes de correlação são os maiores, mas abaixo de 0,75, pouco significativos para explicarem integralmente os dados apresentados.

Deve-se salientar a complexidade do assunto e a limitação dos dados disponíveis. Porém, mesmo assim a autora mostra desenvoltura em avaliar e relacionar dados provenientes de várias fontes, destacando as variáveis com maior potencial de influência. Parabéns.

Assinatura:



Data: 05/09/2022

Norberto Dani

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I
Título da Dissertação:
“Interpretação climática do registro isotópico e da acumulação em testemunho de firn antártico do Setor do Mar de Weddell”
Área de Concentração: Geoquímica
Autora: Andressa Marcher de Oliveira
Orientador: Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões
Examinador: Prof. Dr. Luciano Marquette
Data: 09/08/2022
Conceito: A
PARECER:
<p>A dissertação está escrita de forma clara, com estruturação adequada e detalhamento exemplar das seções; a leitura é fluida e com poucos erros de português ou de formatação, erros estes que não atrapalham a assimilação do conteúdo. Destaco aqui a qualidade das ilustrações, fotos e tabelas em termos de clareza e riqueza das informações, bem como boa apresentação, ao longo de todo documento. Algumas imagens possuem resolução baixa, no entanto ainda permanecem inteligíveis.</p> <p>O trabalho desenvolvido pela discente e apresentado nesta dissertação possui mérito científico, foi executado de forma adequada, apresenta resultados sólidos e merece aprovação com conceito excelente.</p> <p>Resumo: O resumo fornece os principais resultados obtidos na dissertação e permite compreender o trabalho realizado, bem como comparações com demais estudos existentes nas proximidades. O abstract está bem traduzido.</p> <p>PARTE I - Introdução e o Projeto de Pesquisa: Esta parte apresenta as principais questões que motivaram o trabalho, estabelecendo detalhadamente as metas e objetivos a serem alcançados bem como justificativas para a pesquisa; a discente apresenta, de forma detalhada, informações sobre as expedições nas quais foram coletadas as amostras utilizadas neste estudo bem como uma contextualização da região de interesse em diversos aspectos (geológico, meteorológico, glaciológico e participação brasileira na área), o que demonstra estudo aprofundado sobre os tópicos.</p> <p>PARTE II - Referencial Teórico: Da mesma forma que no conteúdo dos capítulos da Parte I, a discente apresenta estudo extenso e demonstra domínio sobre os tópicos da Parte II. O conteúdo do Capítulo 5 (“Isótopos Estáveis de Hidrogênio e Oxigênio”), diretamente relacionado ao tema desta dissertação, é bem desenvolvido e dividido em seções que abrangem todas as questões relevantes ao</p>

fracionamento isotópico e ao fracionamento isotópico em regiões polares.

PARTE III - Materiais e Métodos: O Capítulo 6 (“Materiais e Métodos”) descreve detalhadamente e satisfatoriamente a metodologia aplicada em cada etapa do trabalho desde a preparação logística para as expedições polares, passando pelo funcionamento e calibração dos equipamentos utilizados, descrição e uso de materiais consumíveis, até o tratamento, análise e interpretação dos dados.

PARTE IV – Artigo: O manuscrito foi redigido com estruturação adequada para submissão à periódico científico, consistindo dos capítulos: Introdução, Materiais e Métodos, Resultados, Discussões e Conclusões, e foi submetido à renomado periódico das ciências glaciológicas (“The Cryosphere”, classificado como Qualis Capes A1). A escrita segue padrão adequado da língua inglesa. O conteúdo do manuscrito não foi analisado profundamente visto que passará por revisão por pares da própria revista à qual foi submetido. Apesar disso ressalta-se que os resultados obtidos pelos autores neste capítulo são visivelmente oriundos da metodologia apresentada na Parte III.

PARTE V - Conclusões e Considerações Finais: São apresentados de forma sucinta e direta, e estão em concordância com as questões levantadas na introdução e desenvolvidas ao longo da Parte IV.

PARTE VI – Complementos: Os recursos adicionais disponibilizados pela discente auxiliam na compreensão do texto, apesar de alguns apêndices poderem também ser incorporados ao texto sem prejuízo algum à fluidez do mesmo (ex.: apêndice C poderia aparecer juntamente à figura 5; apêndice D junto à figura 10; apêndice F inserida na seção 6.3.2.2.1.).

Assinatura:

Luciano Marquetto

Data: 10/08/2022

Ciente do Orientador:

JEFFERSON CARDIA

Digitally signed by JEFFERSON

CARDIA SIMOES:33997853053

Ciente do Aluno:

SIMOES:33997853053

Date: 2022.08.10 23:23:15 -03'00'

Andreza de Oliveira

Luciano Marquetto