

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

ANDRESSA MARCHER DE OLIVEIRA

**O REGISTRO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS DA NEVE SUPERFICIAL AO LONGO DE
UMA ROTA NO MANTO DE GELO DA ANTÁRTICA OCIDENTAL E SUA
RELEVÂNCIA EM ESTUDOS CLIMÁTICOS**

PORTO ALEGRE

2019

ANDRESSA MARCHER DE OLIVEIRA

**O REGISTRO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS DA NEVE SUPERFICIAL AO LONGO DE
UMA ROTA NO MANTO DE GELO DA ANTÁRTICA OCIDENTAL E SUA
RELEVÂNCIA EM ESTUDOS CLIMÁTICOS**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões.

Supervisor: Msc. Ronaldo Torma Bernardo.

PORTO ALEGRE

2019

CIP - Catalogação na Publicação

de Oliveira, Andressa Marcher
O REGISTRO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS DA NEVE SUPERFICIAL
AO LONGO DE UMA ROTA NO MANTO DE GELO DA ANTÁRTICA
OCIDENTAL E SUA RELEVÂNCIA EM ESTUDOS CLIMÁTICOS /
Andressa Marcher de Oliveira. -- 2019.
111 f.
Orientador: Jefferson Cardia Simões.

Coorientador: Ronaldo Torma Bernardo.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,
BR-RS, 2019.

1. Isótopos Estáveis. 2. Neve Superficial. 3.
Antártica Ocidental. I. Simões, Jefferson Cardia,
orient. II. Bernardo, Ronaldo Torma, coorient. III.
Título.

**Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências
Departamento de Mineralogia e Petrologia
Curso de Graduação em Geologia**

A comissão examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso intitulado “**O REGISTRO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS DA NEVE SUPERFICIAL AO LONGO DE UMA ROTA NO MANTO DE GELO DA ANTÁRTICA OCIDENTAL E SUA RELEVÂNCIA EM ESTUDOS CLIMÁTICOS**”, elaborado por “**Andressa Marcher de Oliveira**”, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Ricardo Baitelli

Profa. Dra. Franciéle Schwanck Carlos

Prof. Dr. Pedro Reginato

Porto Alegre, dezembro de 2019

Dedico este trabalho àqueles que me criaram com muito amor, aos meus queridos pais, Carmen Silvia Marques Pereira Marcher e Ronaldo Alves de Oliveira. Meus grandes incentivadores, minha fortaleza.

AGRADECIMENTOS

Àqueles que me acompanharam e me incentivaram desde os primeiros passos até a finalização desta etapa tão importante na minha vida, minha família, meus pais – Carmen Silvia M. P. Marcher e Ronaldo A. de Oliveira – e avós maternos – Clara Maria e Fernando Marcher. Sobretudo, à minha maior inspiração, minha querida vó Maria Beloní, que não se encontra mais entre nós, a você também agradeço porque você me fez uma pesquisadora.

Cabe aqui um agradecimento especial ao meu supervisor, Ronaldo Torma Bernardo, e ao meu orientador, Jefferson Cardia Simões. Obrigada Ronaldo por estes dois anos de convivência, por todos os ensinamentos e por toda paciência e atenção que você teve comigo. E obrigada Jefferson pela oportunidade de bolsa e por tantas outras oportunidades que você me proporcionou. A vocês que me orientaram agradeço o investimento no meu crescimento.

Eu queria agradecer ao Jeff pela ajuda com os perfis de temperatura, como também, aos colegas do CPC pelo acolhimento e harmônica convivência. Aos meus amigos da graduação, gostaria de agradecer pelo amparo, momentos de descontração e pela torcida e incentivo. Por fim, gostaria de agradecer à PRAE, FAPERGS e ao CNPq pelo apoio e incentivo financeiro ao longo da minha graduação.

RESUMO

O presente trabalho teve como foco o estudo da variação do conteúdo de isótopos estáveis – $\delta^{18}\text{O}$, δD e excesso de deutério (d) – da neve superficial ao longo de uma rota na região de duas bacias de drenagem glacial do manto de gelo da Antártica Ocidental – a que escoam para plataforma de gelo Filchner-Ronne (Setor do Mar de Weddell) e a bacia da geleira Pinne Island (Setor do Mar de Amundsen-Bellingshausen). Esta rota foi percorrida na primeira travessia genuinamente brasileira à Antártica, no verão austral de 2014-2015, e cobriu 1700 km. No total foram analisadas as 92 amostras de neve superficial (~20cm), coletadas a cada 10 km, mais 80 amostras correspondentes aos primeiros 40 cm dos 8 testemunhos de gelo rasos coletados ao longo da rota da Travessia. O $\delta^{18}\text{O}$ e δD foram determinados por meio da técnica de espectroscopia a laser por cavidade ressonante tipo *ring-down* (CRDS), com precisão de 0,025‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ e 0,1‰ para o δD . O d foi obtido pela fórmula $d = \delta\text{D} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$ de Dansgaard (1964). Os resultados apontam uma homogeneização do sinal isotópico ao longo de 450 km no Setor do Mar de Weddell – com $\delta^{18}\text{O}_{\text{med}}$ de $-40,79\text{‰} \pm 1,67\text{‰}$; $\delta\text{D}_{\text{med}}$ de $-320,727\text{‰} \pm 13,377\text{‰}$ e d_{med} de $5,6\text{‰} \pm 1,5\text{‰}$ – e uma brusca mudança no *trend* do sinal isotópico, cerca de 75 km antes do divisor de drenagem que divide as duas bacias, que persiste em direção ao Setor do Mar de Amundsen-Bellingshausen. A mudança do *trend* consiste na alta correlação negativa ($\rho > -0,82$) dos valores de δ e positiva do d ($\rho = 0,72$) com a latitude. Comparando o sinal isotópico com os perfis de temperatura média do ano de 2014 da baixa troposfera, obtidos pelos dados da reanálise ERA5, é evidente que o sinal isotópico reflete a influência de duas massas de ar de natureza distinta: uma massa de ar mais fria (de natureza continental) que exerce maior influência no Setor do Mar de Weddell; e outra mais quente (de natureza marítima), atuante sobre o divisor de drenagem e no Setor do Mar de Amundsen-Bellingshausen. Este trabalho é uma contribuição a proposta do ITASE (*International Trans-Antarctic Scientific Expedition*).

Palavras-chave: Isótopos Estáveis. Neve superficial. Antártica Ocidental.

ABSTRACT

This work focused on the study of the snow surface isotopic composition variability - $\delta^{18}\text{O}$, δD and excess deuterium (d) - along a route in the region of two ice sheet glacial drainage basins of Western Antarctica - the one that flows into the Filchner-Ronne ice shelf (Weddell Sea Sector) and the Pine Island Glacier Basin (Amundsen-Bellingshausen Sea Sector). This route was traveled on the first genuinely Brazilian Traverse to Antarctica, in the austral summer of 2014-2015, and covered 1700 km. A total of 92 superficial snow samples (~20cm) were analyzed, collected every 10 km, plus 80 samples corresponding to the first 40 cm of the 8 ice cores collected along the traverse route. The $\delta^{18}\text{O}$ and δD were determined using the ring down cavity spectroscopy technique (CRDS), with an accuracy of 0.025‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and 0.1‰ for δD . The d was obtained by the formula: $d = \delta\text{D} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$ (Dansgaard (1964)). The results point to a isotopic signal homogenization along 450 km in the Weddell Sea Sector - with $\delta^{18}\text{O}_{\text{med}}$ of $-40.79\text{‰} \pm 1.67\text{‰}$; $\delta\text{D}_{\text{med}}$ of $-320.727\text{‰} \pm 13.377\text{‰}$ and d_{med} of $5.6\text{‰} \pm 1.5\text{‰}$ - and a abruptly change in the isotopic signal trend, about 75 km before the drainage divisor that divides the two basins, which persists towards the Amundsen-Bellingshausen Sea Sector. The trend change consists of the high negative correlation ($\rho > -0.82$) of the δ values and the positive d ($\rho = 0.72$) with the latitude. Comparing the isotopic signal with the 2014 mean temperature profiles of the lower troposphere (1000-600 mb), obtained by the ERA5 re-analysis data, it is evident that the isotopic signal reflects the influence of two air masses of distinct nature: a colder air mass (continental) that exerts greater influence on the Weddell Sea Sector; and another warmer (maritime), acting on the drainage divisor and on the Amundsen-Bellingshausen Sea Sector. This work is a contribution to ITASE proposal (International Trans-Antarctic Scientific Expedition).

Keywords: Stable Isotopes. Surface snow. West Antarctica.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.** Localização e limites da região Antártica. A FPA representa a posição média da Zona da Frente Polar Antártica. Note os pontos (1) ilhas Orkney do Sul, (2) ilhas Windmill, (3) monte submarino Almirantado e (4) Estação Antártica Comandante Ferraz (Brasil). Fonte: Landsat Image Mosaic of Antarctica (LIMA) - U.S. Geological Survey (<http://lima.usgs.gov/>).....06
- Figura 2.** Estágios da transformação de cristais de neve à medida que aumenta o soterramento. Esta transformação é acompanhada pela diminuição da densidade e redução das bolhas de ar. Fonte: Modificado da publicação da W. W. Norton & Company, Inc., 2016.10
- Figura 3.** Esquema do ciclo do vapor de água desde o oceano até o manto de gelo da Antártica. Observe o empobrecimento da precipitação com relação aos isótopos pesados à medida que se avança em direção ao continente. Fonte: modificado de Robin (1977).18
- Figura 4.** Esquema da mudança do conteúdo de $\delta^{18}\text{O}$ na precipitação conforme o modelo de fracionamento Rayleigh. Repare no retângulo vermelho que abaixo de 0° o empobrecimento de $\delta^{18}\text{O}$ na precipitação (neve) é mais intensificado conforme diminui a temperatura. Fonte: Modificado de Clark & Fritz (1997).19
- Figura 5.** Ilustração dos efeitos (da sazonalidade, latitude, altitude e da continentalidade) sobre a precipitação de neve. Fonte: Modificado de Dansgaard et al. (1973).21
- Figura 6.** Diagrama mostrando como que os processos hidrológicos e os efeitos (geográficos, sazonais e de temperatura) afetam a composição isotópica de oxigênio e hidrogênio da água. Fonte: Modificado do modelo do SAHRA.edu (disponível em: <http://web.sahra.arizona.edu/programs/isotopes/oxygen.html>).22
- Figura 7.** Mapa mostrando a localização dos sítios amostrais de neve que contém dados de isótopos estáveis. Mapa foi feito no QGIS utilizando os dados do Quantarctica Project e o banco de dados compilado por Touzeau et al. (2016).24

Figura 8. Rota das travessias completadas (linha sólida) e das propostas (linha pontilhada) pelos países que integram o ITASE. Fonte: International Trans-Antarctic Scientific Expedition (http://www2.umaine.edu/itase/content/maps/map.html).	27
Figura 9. (A) Mapa dos setores da Antártica Ocidental. (B) O mapa à esquerda mostra as principais regiões do continente Antártico. Nele é possível observar os principais mares da Antártica Ocidental – Mar de Weddell, Amundsen-Bellinghousen e Ross. O mapa à direita foca nas duas bacias de drenagem glacial que são alvos deste projeto – a que escoia para plataforma de gelo Filchner-Ronne (1) e a que segue para a geleira Pinne Island (22). Os databases utilizados encontram-se nas referências, no final deste trabalho. Fonte: Do autor.	29
Figura 10. Fotos da Travessia de 2015. As fotos 1 e 5 são referentes ao Módulo Automático Criosfera 1 (84°00'00"S, 79°29'31,4"W). A foto 2 mostra o ponto de partida e chegada da Travessia, Montanhas Ellsworth (79°46'00"S, 82°50'00"W). As fotos 3 e 4 mostram o procedimento de amostragem dos testemunhos de gelo. Fonte: Acervo de fotos do Centro Polar e Climático/UFRGS.	31
Figura 11. Mapa mostrando a localização da rota percorrida (segmento vermelho) e dos sítios de coleta de amostras de neve superficial (pontos) e dos testemunhos de gelo (pontos com a sigla TT+n°) da Travessia de 2015. Mapa feito no QGIS utilizando os dados do Quantarctica Project. Os databases utilizados encontram-se nas referências, no final deste trabalho. Fonte: Do autor.	32
Figura 12. (1) Foto geral do laboratório. (2) Foto mostrando as amostras armazenadas em um dos freezers do laboratório. (3) Foto mostrando algumas amostras de neve superficial coletadas na Travessia de 2015.	35
Figura 13. Foto mostrando os insumos essenciais para o Laboratório de Glacioquímica/Isótopos Estáveis do CPC. Os itens (1) e (2) correspondem a septos, sendo o primeiro utilizado pelo equipamento (na entrada do vaporizador) e o segundo utilizado na tampinha dos vials. Os itens (3) e (4) referem-se, respectivamente, as tampinhas de rosca e os vials limpos de vidro transparente. O (5) são as ponteiras da pipeta monocanal da Transferpette® S utilizada na pipetagem das amostras. O (6) é a seringa do autoamostrador do equipamento analítico.	37

Figura 14. Foto das amostras de neve superficial (~20 cm) da Travessia de 2015 e dos vials (à direita). Esquema da etapa de transferência das amostras para os vials (à esquerda). Fonte: Do autor.	40
Figura 15. (A): Foto da bandeja de amostras do equipamento analítico. (B): Foto da ficha padrão de análise do Laboratório de Glacioquímica/Isótopos Estáveis do CPC.....	41
Figura 16. Fotos do Sistema PICARRO® L2130-i. (1) Foto geral do equipamento destacando alguns componentes do equipamento – (a) é o autoamostrador, (b) é o analisador e (c) são as bombas peristálticas. (2) Detalhe da área em vermelho – (d) são as estações de limpeza da seringa, (e) é a bandeja de amostras e (f) o vaporizador. (3) Foto do sistema de gás nitrogênio.	44
Figura 17. Esquema mostrando o funcionamento do sistema PICARRO® L2130-i. A seringa do autoamostrador extrai 2µl da amostra (1) e, em seguida, coloca esta fração no vaporizador (2). Após a evaporação a amostra é conduzida pelo fluxo de gás N ₂ para a cavidade analítica (3), onde ela é incidida por um feixe de laser que cobre a faixa do infravermelho na qual as moléculas de água sofrem absorção. O instrumento calcula e compara automaticamente e continuamente o tempo de decaimento da intensidade da luz na cavidade com (τ_T) e sem (τ_E) a influência amostra para diferentes λ , sem expulsar a amostra da cavidade. (4). Tendo os τ_T e os τ_E , o equipamento obtém a concentração das espécimes de água e posteriormente converte esta concentração para escala delta (4). Fonte: Baseado no esquema do fabricante PICARRO® (disponível em: www.picarro.com).	45
Figura 18. Exemplo de curvas de calibração para o δD . (1) Planilha contendo os resultados para cada amostra e padrão (segunda coluna) e as seis curvas (1cj, 1cj total, 2cj, 2cj total, 3cj e 4cj) construídas para correção dos valores de δD . Os valores em verde correspondem aos padrões internos e os rosa aos valores corrigidos, adotados como valores reais para amostra. (2a) Gráfico e coeficientes da equação da curva 1cj. (2b) Tabela onde é conferido o desvio entre o valor corrigido e o valor oficial adotado para o padrão. Para o δD o desvio máximo permitido para a análise ser validada é $\pm 0,45\%$ (limite adotado pelo laboratório).	47
Figura 19. Relação entre o conteúdo de isótopos estáveis ($\delta^{18}O$, δD e d) e a latitude ao longo dos transectos 2 e 3. A linha preta tracejada marca a mudança no comportamento	

do sinal. As linhas vermelhas correspondem as equações de regressão linear entre cada parâmetro isotópico e a latitude. As bolinhas em verde escuro correspondem ao valor dos parâmetros isotópicos mensurados entre a S01-S44, e as em verde claro aos valores mensurados entre a S45-S68. Note no perfil de elevação abaixo que a inversão do sinal ocorre alguns quilômetros antes (~75km) do divisor de drenagem glacial que separa a Bacia 1 da 22.51

Figura 20. Relação entre o conteúdo de isótopos estáveis e a altitude ao longo do trecho entre S1-S44. As linhas vermelhas correspondem as equações de regressão linear entre cada parâmetro isotópico e a altitude. Em (A) a relação do $\delta^{18}\text{O}$ e em (B) a relação do δD . Note que ambas têm uma leve tendência negativa com o aumento da altitude. Em (C) a relação do d, que possui comportamento inverso ao dos deltas. O mapa no canto inferior à direita mostra a localização das amostras que delimitam este trecho.....53

Figura 21. Relação entre o conteúdo de isótopos estáveis e a longitude ao longo do trecho entre S1-S44. As linhas vermelhas correspondem as equações de regressão linear entre cada parâmetro isotópico e a longitude. Em (A) a relação do $\delta^{18}\text{O}$ e em (B) a relação do δD . Note que ambas têm uma leve tendência negativa com o aumento da longitude. Em (C) a relação do d, que possui comportamento inverso ao dos deltas. O mapa no canto inferior à direita mostra a localização das amostras que delimitam este trecho. .. 54

Figura 22. Relação entre o conteúdo de isótopos estáveis e a altitude ao longo do trecho entre S45-S58. As linhas vermelhas correspondem as equações de regressão linear entre cada parâmetro isotópico e a altitude. Em (A) a relação do $\delta^{18}\text{O}$ e em (B) a relação do δD . Note que ambas têm uma correlação negativa com o aumento da altitude. Em (C) a relação do d, que possui comportamento inverso ao dos deltas. O mapa no canto inferior à direita mostra a localização das amostras que delimitam este trecho (S45 e a S58).57

Figura 23. Relação entre o conteúdo de isótopos estáveis e a longitude ao longo do trecho entre S45-S58. As linhas vermelhas correspondem as equações de regressão linear entre cada parâmetro isotópico e a longitude. Em (A) a relação do $\delta^{18}\text{O}$ e em (B) a relação do δD . Note que ambas têm uma leve tendência positiva com o aumento da longitude. Em (C) a relação do d, que possui comportamento inverso ao dos deltas. O

mapa no canto inferior à direita mostra a localização das amostras que delimitam este trecho (S45 e a S58).	58
Figura 24. Relação entre o conteúdo de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$, δD e) e a longitude ao longo do transecto 4 (S69-S92). Note no perfil de elevação abaixo que este transecto cobre parte da Bacia 1 e parte da Bacia 22.	60
Figura 25. Relação entre o conteúdo de isótopos estáveis e a latitude ao longo do transecto 4. As linhas vermelhas correspondem as equações de regressão linear entre cada parâmetro isotópico e a altitude. Em (A) a relação do $\delta^{18}\text{O}$ e em (B) a relação do δD . Note que ambos têm uma correlação negativa com o aumento da latitude. Em (C) a relação do d, que possui comportamento inverso ao dos deltas. O mapa no canto inferior à direita mostra a localização das amostras que delimitam este trecho (S69-S92).	61
Figura 26. Relação entre o conteúdo de isótopos estáveis e a altitude ao longo do transecto 4. As linhas vermelhas correspondem as equações de regressão linear entre cada parâmetro isotópico e a altitude. Em (A) a relação do $\delta^{18}\text{O}$ e em (B) a relação do δD . Note que ambas têm uma correlação positiva com o aumento da altitude. Em (C) a relação do d, que possui comportamento inverso ao dos deltas. O mapa no canto inferior à direita mostra a localização das amostras que delimitam este trecho (S69-S92).	62
Figura 27. Perfil vertical da temperatura média anual de 2014 da baixa troposfera ao longo do transecto 2 e 3. Note que o lado esquerdo (Bacia 22 – Setor de Amundsen-Bellingshausen) da seção é relativamente mais quente que o lado direito (Bacia 1– Setor do Mar de Weddell). Parte cinza corresponde ao manto de gelo.	64
Figura 28. Perfil vertical da temperatura média anual de 2014 da baixa troposfera ao longo do transecto 4. Note que que a temperatura é relativamente mais consistente ao longo da topografia, com um ligeiro aumento movendo-se para oeste (Topo do Divisor de drenagem do Manto de Gelo da Antártica Ocidental). Parte cinza corresponde ao manto de gelo.	65

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Dados de área para as principais coberturas de gelo e de rocha e solo exposto no continente antártico.	09
Tabela 2. Dados de área para os mantos de gelo e geleiras sobre as três regiões do continente antártico – Oriental, Ocidental e Península Antártica.	10
Tabela 3. Tabela que apresenta os isótopos de hidrogênio e oxigênio nas principais moléculas de água e a porcentagem destes na natureza.	15
Tabela 4. Algumas características físicas das principais moléculas de água.	15
Tabela 5. Planejamento da análise química. As 172 amostras de neve foram distribuídas 8 rodadas de análises – 7 análises com 23 amostras e 1 com 11 amostras.	36
Tabela 6. Composição isotópica dos padrões de água certificados utilizados na calibração dos padrões internos do Laboratório de Glacioquímica/Isótopos Estáveis (CPC/UFRGS). A última coluna da tabela mostra a função destes padrões no processo de calibração.	39
Tabela 7. Composição isotópica (média) dos padrões de água internos obtidos após a etapa de calibração. Note na última coluna a função do padrão interno no processo de correção dos resultados das amostras da Travessia de 2015.	39
Tabela 8. Média e valores mínimos e máximos de cada parâmetro isotópico para o trecho S01-S44.	52
Tabela 9. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico do trecho S01-S44 e a latitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.	52
Tabela 10. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico do trecho S01-S44 e a altitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.	53
Tabela 11. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico do trecho S01-S44 e a longitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.	54

Tabela 12. Média e valores mínimos e máximos de cada parâmetro isotópico para o trecho S45-S58.	55
Tabela 13. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico do trecho S45-S58 e a latitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.	56
Tabela 14. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico do trecho S45-S58 e a altitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.	57
Tabela 15. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico do trecho S45-S58 e a longitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.	58
Tabela 16. Média e valores mínimos e máximos de cada parâmetro isotópico para o transecto 4 (S69-S92).	59
Tabela 17. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico das amostras do transecto 4 (S69-S92) e a longitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.	60
Tabela 18. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico das amostras do transecto 4 (S69-S92) e a latitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.	61
Tabela 19. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico das amostras do transecto 4 (S69-S92) e a longitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.	62
Tabela 20. Comparação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e de δD obtidos nas amostras de neve superficial com os valores obtidos para os primeiros 20 cm dos testemunhos de gelo rasos.	63

LISTA DE ABREVIÇÕES

INCT-Criosfera – Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera

PROANTAR – Programa Antártico Brasileiro

ITASE – International Trans-Antarctic Scientific Expedition

SCAR – Scientific Committee on Antarctic Research

FPA – Frente Polar Antártica

OA – Oceano Austral

IHO – International Hydrographic Organization

CCA – Corrente Circumpolar Antártica

DA – Divergência Antártica

MT – Montanhas Transantárticas

VSMOW – Vienna Standard Mean Ocean Water

TSM – Temperatura média na superfície do mar

LML – Linha Meteórica Local

LMG – Linha Meteórica Global

IMBIE – Ice Sheet Mass Balance Inter-Comparison Exercise

NASA – National Aeronautics and Space Administration

ESA – European Space Agency

ALE – Antarctic Logistics and Expeditions

CPC/UFRGS – Centro Polar e Climático de Universidade Federal do Rio Grande do Sul

CRDS – Cavity ring-down Spectroscopy

NIST – National Institute of Standards and Technology

IAEA – International Atomic Energy Agency

ECMWF – European Centre for Medium-Ranged Weather Forecasts

CDS – Climate Data Store

NCEP/NCAR – National Centers for Environmental Prediction–National Center for
Atmospheric Research

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1. Fórmula da escala δ .

Equação 2. Expressão da composição isotópica da fase vapor sob condições de equilíbrio.

Equação 3. Expressão da composição isotópica da fase condensada sob condições de equilíbrio.

Equação 4. Equação da Linha Meteórica Local (Dansgaard, 1964).

Equação 5. Equação da Linha Meteórica Global (Craig, 1961).

Equação 6. Equação de Lambert-Beer adaptada para a técnica de CRDS.

Equação 7. Equação do coeficiente de absorção (α).

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	01
1.1. CONTEXTUALIZAÇÃO	01
1.2. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA.....	02
1.3. OBJETIVOS E METAS.....	03
1.4. JUSTIFICATIVA.....	03
1.5. ESTRUTURA DA MONOGRAFIA.....	04
2. AMBIENTE ANTÁRTICO	05
2.1. REGIÃO ANTÁRTICA	05
2.1.1. <i>O Oceano Austral</i>	05
2.1.2. <i>O Continente</i>	08
2.2. CLIMA ANTÁRTICO	11
3. O POTENCIAL DA NEVE SUPERFICIAL	14
3.1. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE HIDROGÊNIO E OXIGÊNIO	14
3.1.1. <i>Natureza: Abundância e propriedades</i>	14
3.1.2. <i>Escala δ</i>	16
3.1.3. <i>Fracionamento isotópico na atmosfera: Do oceano ao polo Sul</i>	16
3.2. CONTEÚDO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS DA NEVE SUPERFICIAL ANTÁRTICA: CENÁRIO ATUAL.....	23
4. ITASE – INTERNATIONAL TRANS-ANTARCTIC SCIENTIFIC EXPEDITION	25
5. ÁREA DE ESTUDO	28
5.1. MANTO DE GELO DA ANTÁRTICA OCIDENTAL	28
5.2. TRAVESSIA BRASILEIRA AO MANTO DE GELO DA ANTÁRTICA OCIDENTAL	30
6. METODOLOGIA	34
6.1. ETAPA DE PESQUISA.....	34

6.1.1.	<i>Cadernetas e relatórios de campo</i>	34
6.1.2.	<i>Revisão bibliográfica</i>	34
6.2.	ETAPA DE LABORATÓRIO	34
6.2.1.	<i>Planejamento das análises químicas</i>	35
6.2.2.	<i>Calibração dos padrões internos</i>	38
6.2.3.	<i>Preparação das amostras para análise</i>	39
6.2.4.	<i>Análise por espectroscopia por cavidade ressonante ring-down (CRDS)</i>	41
6.3.	ETAPA DE PROCESSAMENTO DOS RESULTADOS	46
6.3.1.	<i>Calibração dos resultados</i>	46
6.3.2.	<i>Cálculo do excesso de deutério</i>	48
6.3.3.	<i>Correlação com parâmetros geográficos</i>	48
6.4.	ETAPA DE MODELAMENTO DA TEMPERATURA	48
7.	RESULTADOS	50
7.1.	CONTEÚDO ISOTÓPICO DA NEVE SUPERFICIAL DE 2014	50
7.1.1.	<i>Resultados obtidos para os transectos 2 e 3</i>	50
7.1.2.	<i>Resultados obtidos para o transecto 4</i>	59
7.2.	CONTEÚDO ISOTÓPICO DOS TESTEMUNHOS DE GELO RASOS	63
7.3.	PERFIL DE TEMPERATURA	64
8.	DISCUSSÕES	66
8.1.	CONTEÚDO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS NO TRECHO S01-S44	66
8.1.1.	<i>Homogeneidade do sinal isotópico ao longo do trecho S01-S44</i>	66
8.1.2.	<i>O significado do sinal isotópico anual ao longo do trecho S01-S44</i>	67
8.1.3.	<i>Evidência de processos pós-deposicionais</i>	67
8.1.4.	<i>Excesso de deutério ao longo do trecho S01-S44</i>	68
8.2.	CONTEÚDO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS NO TRECHO S45-S58	68
8.2.1.	<i>Variabilidade espacial do conteúdo isotópico ao longo do trecho S45-S58</i>	68
8.2.2.	<i>Excesso de deutério ao longo do trecho S45-S58</i>	69

8.3. CONTEÚDO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS NO TRECHO S69-S92.....	69
8.3.1. <i>Variabilidade espacial do conteúdo isotópico ao longo do trecho S69-S92 .</i>	69
8.3.2. <i>Excesso de deutério ao longo do trecho S69-S92</i>	70
8.4. TEMPERATURA MÉDIA ANUAL DA TROPOSFERA NO ANO DE 2014: SETOR MAR DE WEDDELL E DO MAR DE AMUNDSEN BELLINGSHAUSEN	70
9. CONCLUSÕES.....	72
REFERÊNCIAS	73
ANEXOS.....	81

1. INTRODUÇÃO

1.1. CONTEXTUALIZAÇÃO

A Antártica é um importante componente do sistema Terra. Além de possuir um importante papel no controle do clima global, este continente guarda, no seu manto de gelo, o mais importante registro natural da história climática e ambiental do nosso planeta. Este registro é constituído por várias assinaturas de carácter biológico, físico e químico que correspondem ao estado da atmosfera nos vários eventos de precipitação de neve que ocorreram ao longo do período Quaternário.

Desde o final dos anos 50, vários programas internacionais de amostragem do manto de gelo polar vêm concentrando esforços na recuperação e no entendimento do significado deste registro. No cenário atual, o intuito destes programas é fazer a reconstrução espacial e temporal da variabilidade e mudanças climáticas, como também, identificar os mecanismos desencadeadores destas mudanças através da análise dessas assinaturas químicas em amostras de neve e nos testemunhos de gelo.

As razões de isótopos estáveis naturalmente presentes nas moléculas de água – $\delta^{18}\text{O}$ e δD – são as principais assinaturas utilizadas nessas reconstruções. Em estudos com amostras de neve superficial, a determinação do conteúdo isotópico é de extrema importância para estabelecer as primeiras correlações dos deltas – $\delta^{18}\text{O}$ e δD – e excesso de deutério com o registro instrumental moderno atmosférico, medido tanto *in situ* quanto em estações meteorológicas, e com parâmetros geográficos – latitude, longitude, altitude e continentalidade. Com a determinação destas correlações é possível entender como o clima atual antártico varia espacialmente, refinar as interpretações dos testemunhos de gelo profundos, como também, e juntamente com o apoio de modelos de circulação atmosférica e de fracionamento isotópico, identificar a origem das massas de ar que influenciam na precipitação de diferentes regiões no continente antártico.

1.2. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

O monitoramento e entendimento da evolução do clima na região da Antártica Ocidental possui grande relevância, visto que esta região é a que mais vem sofrendo aquecimento nos últimos anos devido a incursão de massas quentes e úmidas pelo Setor de Amundsen-Bellingshausen. Como os dados operacionais são limitados e há poucos dados de isotópicos para o Manto de Gelo da Antártica Ocidental, ainda não é possível fazer reconstruções fidedignas da evolução destas incursões. Uma promessa para suprir esta falta de dados e, por conseguinte, entender a história destas incursões de ar quente, seria os dados do registro coletado nesta região por pesquisadores do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera (INCT) e do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR) nos últimos 15 anos.

A comunidade científica brasileira já possui a série temporal de variação isotópica de alguns de seus testemunhos, contudo, denota-se uma necessidade de entender a extensão espacial destas séries, para poder fazer interpretações mais robustas. Em virtude disto, o presente trabalho tem como proposta explorar o conteúdo de isótopos estáveis da neve superficial a fim de entender a variação espacial da temperatura e a influência de massas de ar, abordando as seguintes questões:

- Como que o conteúdo isotópico desta área responde a variação dos parâmetros geográficos? E como este responde a variação da temperatura?
- É possível distinguir a influência de diferentes massas a partir do sinal isotópico desta área?

1.3. OBJETIVOS E METAS

O presente trabalho tem como objetivo identificar as massas de ar que contribuíram com a acumulação de neve no ano de 2014 e compreender os controles do fracionamento isotópico na região de duas bacias de drenagem glacial do manto de gelo da Antártica Ocidental – a que escoava para a plataforma de gelo Filchner-Ronne (1) e a que segue para a geleira Pinne Island (22) – através do estudo da variabilidade do conteúdo de isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio da neve superficial que foi coletada na Travessia de 2015.

Para atingir este objetivo, se tem como metas:

1. Definir o conteúdo de isótopos estáveis – $\delta^{18}\text{O}$, δD e d – para cada amostra de neve superficial.
2. Verificar se o valor isotópico obtido representa o ano de interesse por meio da comparação do valor médio obtido nos primeiros 20 centímetros de cada testemunho de gelo raso com a sua amostra de neve superficial correspondente.
3. Definir as relações do $\delta^{18}\text{O}$, δD e d com os parâmetros geográficos – latitude, longitude, altitude e continentalidade – através de meios gráficos e equações.
4. Obter os perfis de temperatura para a rota percorrida.
5. Comparar os *trends* do sinal isotópico de cada trecho (transecto 1,2 e 3) com os perfis de temperatura.

1.4. JUSTIFICATIVA

Estudos relacionados a variabilidade do conteúdo isotópico ($\delta^{18}\text{O}$, δD e excesso de deutério) presente na neve depositada na região ocidental da Antártica possuem uma maior significância devido a rápida resposta desta região diante das repentinas mudanças na atmosfera. Dada esta importância o presente trabalho se justifica por fornecer mais dados isotópicos para o manto de gelo da Antártica Ocidental, que é uma região com escassez de dados desta natureza, em comparação com o manto de gelo oriental.

Além disso, almeja-se que este projeto venha a contribuir com o refinamento das interpretações dos testemunhos de gelo rasos coletados nessa região, tanto os da travessia de 2015 quanto os coletados em outras expedições. Por decorrência, é esperado que estas interpretações contribuam com pesquisas sobre a variabilidade e mudanças climáticas dos últimos 200 anos no manto de gelo da Antártica Ocidental, as quais estão alinhadas a um programa internacional de travessias no manto de gelo antártico – *International Trans-Antarctic Scientific Expedition* (ITASE).

1.5. ESTRUTURA DA MONOGRAFIA

O capítulo dois consiste numa breve introdução sobre o ambiente antártico, abordando seus compartimentos: Oceano Austral – seus limites, características e importância – e continente antártico – limites, extensão, suas divisões fisiográficas e importância. Na última seção do capítulo é abordado o clima antártico.

O capítulo três compreende a apresentação de grande parte da base teórica deste trabalho. No início do capítulo é apresentado o potencial do registro da neve superficial para estudos ambientais e climáticos. A primeira seção aborda os isótopos estáveis no contexto da natureza (abundância e propriedades), sua notação, e o processo de fracionamento isotópico desde o oceano até o polo. A última seção consiste numa breve apresentação do panorama atual das pesquisas relacionadas ao conteúdo isotópico da neve.

No capítulo quatro há uma breve apresentação sobre o ITASE, abordando sua história e proposta. O quinto aborda a área de estudo deste projeto, apresentando na primeira seção as características, setores e limites do Manto de Gelo da Antártica Ocidental. Na última seção é abordado a Travessia de 2015.

A metodologia deste trabalho está descrita no sexto capítulo. Os resultados e discussões encontram-se no sétimo e oitavo capítulo, respectivamente. O último capítulo compreende as conclusões.

2. AMBIENTE ANTÁRTICO

“O ambiente antártico – clima e região antártica – está intimamente ligado a outras partes do ambiente global pelo oceano e pela atmosfera.”

SCAR - Scientific Committee on Antarctic Research

2.1. REGIÃO ANTÁRTICA

A região antártica – Oceano Austral, continente antártico e suas ilhas (incluindo as subantárticas) – cobre aproximadamente 10% da superfície da Terra (c. 45,6 milhões de km²) e tem como limite a zona onde as águas frias e densas, que migram para o norte, afundam e fluem debaixo das águas mornas da região Subantártica. Este limite, denominado de Zona da Frente Polar Antártica (FPA), oscila entre 48-62°S conforme varia a longitude e muda as estações do ano e possui, além de valor oceanográfico, uma relevância climatológica e biológica (SCAR, 2009; Simões et al., 2011). A localização e os limites da região antártica podem ser vistos na **Figura 1**.

2.1.1. O Oceano Austral

O Oceano Austral (OA) é constituído pelo encontro de três massas oceânicas – Atlântico, Índico e Pacífico – e circunda completamente o continente antártico, isolando-o dos demais continentes. De acordo com a última publicação da Organização Hidrográfica Internacional (*International Hydrographic Organization (IHO)*; 4^o ed. 2002) sobre o limite de oceanos e mares, ele pode ser subdividido em doze mares, um golfo, um estreito e uma passagem. O OA é o oceano mais jovem e, sob a visão geológica, sua formação está relacionada a abertura da Passagem de Drake. Alguns autores atribuem que esta abertura ocorreu no início do Oligoceno (~31±2 Ma; segundo Lawver & Gahagan, 2003). Embora a idade e evolução desta passagem ainda seja uma questão em aberto, as idades mais aceitas situam-se dentro do intervalo entre o Eoceno Superior/Oligoceno Inferior, entre 34-30 Ma (ver Livermore et al., 2005; Scher, 2006).

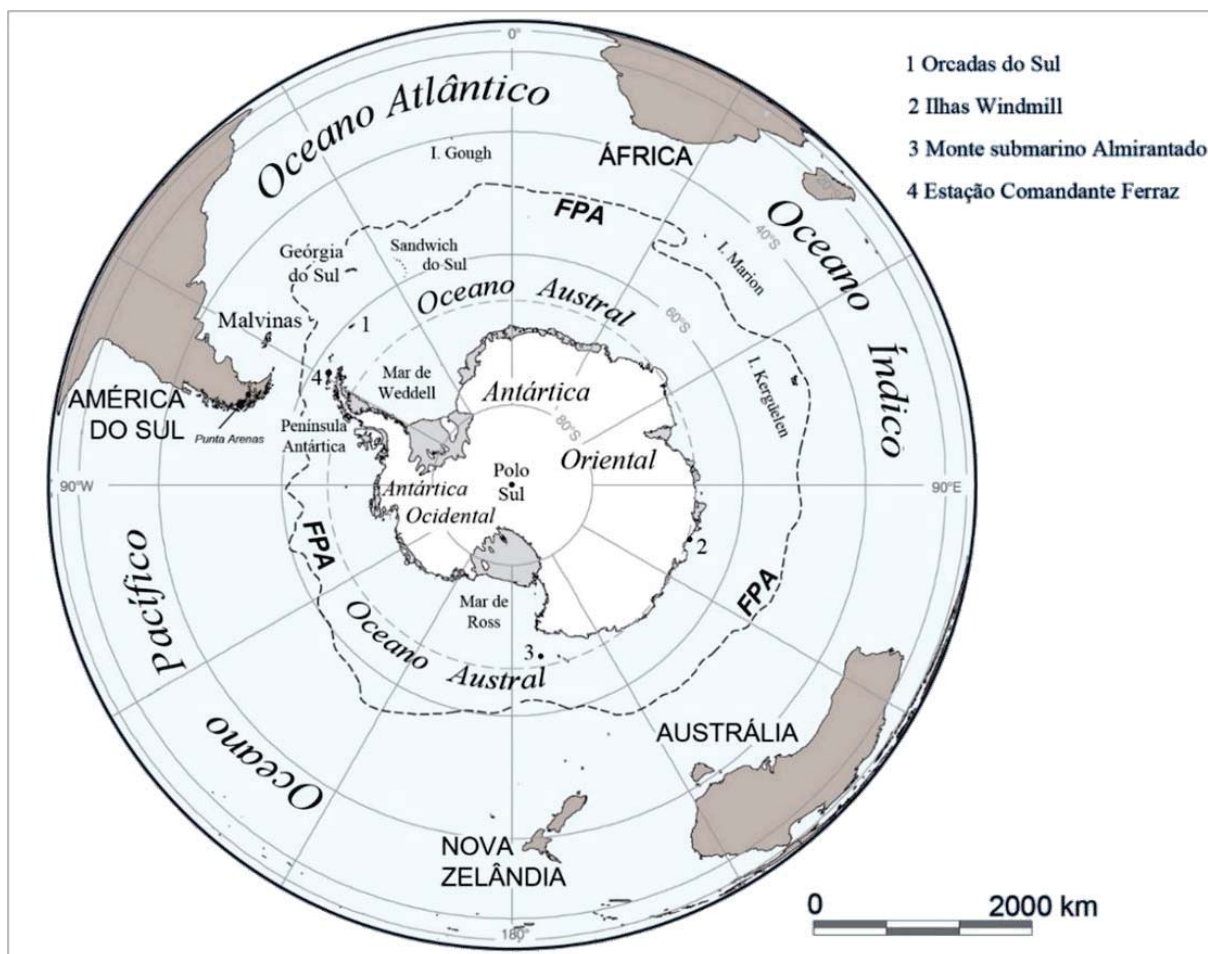


Figura 1. Localização e limites da região Antártica. A FPA representa a posição média da Zona da Frente Polar Antártica. Note os pontos (1) ilhas Orkney do Sul, (2) ilhas Windmill, (3) monte submarino Almirantado e (4) Estação Antártica Comandante Ferraz (Brasil). Fonte: Landsat Image Mosaic of Antarctica (LIMA) - U.S. Geological Survey (<http://lima.usgs.gov/>).

Uma consequência considerável da formação da Passagem de Drake foi a formação da Corrente Circumpolar Antártica (CCA). Esta corrente é governada pelos ventos de oeste e gira em torno do continente antártico no sentido de oeste para leste dentro da zona entre duas barreiras de fluxo de água – a FPA e a DA.

A formação da CCA coincide com o aumento da produtividade biológica e com as abruptas reversões climáticas (Scher, 2006). Tal coincidência com as abruptas reversões do clima, corroborou para ampla aceitação de que o surgimento da CCA teve um papel importante na evolução do clima Cenozoico e está relacionado a formação dos mantos de gelo sobre a Antártica (Lawver & Gahagan, 2003). No entanto, a influência da CCA na formação dos mantos de gelo é considerada por alguns pesquisadores como um fator de

menor importância; em vez disso, eles acreditam que a maior influência está relacionada às drásticas diminuições do nível de CO₂ atmosférico (de Conto et al., 2003; Francis et al., 2008) – devido ao aumento da produtividade biológica (Scher, 2006) – que uniu forças com as forçantes orbitais (Francis et al., 2008).

O OA possui uma cobertura de gelo marinho que difere da cobertura do Oceano Ártico, pois o gelo marinho da região antártica não é restringido pelos continentes e possui uma expressiva variação sazonal (Mata, 2011). No final do inverno o gelo marinho se estende até o paralelo 60°S, ao redor da maior parte do continente, e perto de 55°S, ao norte do mar de Weddell (Convey et al., 2009). De acordo com Shepherd et al. (2018), neste período o gelo marinho cobre uma área média de $18,5 \times 10^6$ km². Durante o verão o gelo marinho derrete, podendo atingir no início do outono 3×10^6 km² (Convey et al., 2009).

O gelo marinho antártico exerce um papel importante no sistema climático global, pois a sua presença sobre o oceano contribui para o albedo planetário (Shepherd et al., 2018) e evita o resfriamento desmedido da coluna d'água nos meses de inverno (Mata, 2011). Basicamente, isto ocorre porque o gelo marinho impede os processos de troca de energia, gases e água entre oceano e atmosfera. Contudo, mesmo no ápice do inverno, se houver desenvolvimento de polínias¹ sobre o gelo marinho a ligação entre o oceano e a atmosfera pode ser reestabelecida, afetando o clima e a vida marinha (Shepherd et al., 2018). As polínias constituem um dos berçários da água de fundo – águas densas que descendem e ocupam profundidades abaixo de 4.000 m – que são responsáveis pela ventilação do fundo oceânico.

1 – Qualquer área de águas abertas no meio da banquisa ou do gelo fixo, e que não tenha forma linear (i.e., não inclui canal, passagem ou rachadura). Polínia recorrente é aquela encontrada na mesma área geográfica todos os anos. Por exemplo, na foz de um grande rio ártico ou em alguns mares antárticos. A maior polínia recorrente observada foi a do mar de Weddell (1975–77), cobrindo 200.000 km² (Simões, 2004).

2.1.2. O Continente

O continente antártico pode ser dividido em três regiões – Antártica Oriental, Ocidental e Península Antártica. Ele constitui uma área de 14 milhões km², sendo que a maior parte desta área se encontra dentro do Círculo Polar Antártico (66° 33' 39" S) – região na qual no solstício de inverno, em junho, não há iluminação solar durante 24 horas, e no solstício de verão, em dezembro, a iluminação solar permanece durante 24 horas (Convey et al., 2009).

Cerca de 99,6% da área do continente antártico está coberta por mantos de gelo, geleiras e plataformas de gelo (Convey et al., 2009). O terreno sotoposto a estas coberturas de gelo compreendem geologia e relevo variável, ambos distinto para cada região do continente antártico; e, por sua vez, exerce influência na formação e na dinâmica contemporânea destas coberturas de gelo (Nicolas & Bromwich, 2011; Shepherd, 2018). As unidades que compõem este terreno são blocos de litosfera continental Pré-Cambriana – remanescentes do Supercontinente Mesoproterozoico Rodínia – sequências de bacias continentais Paleozoicas a Mesozoicas – do Gondwana Leste – como também, os vulcões subglaciais e depósitos de plataforma continental do Cenozoico (ver Talarico & Kleinschmidt, 2008; Cooper et al., 2008).

As áreas livres de gelo – onde ocorre exposição de rochas e solos – na Antártica constituem menos de 1% da área do continente. Estas áreas ocorrem sob a forma de *nunataks*², falésias, depósito de blocos quebrados na base das falésias e montes, vales sem gelo, oásis costeiros e ilhas; e, compreendem tamanhos que variam de menos de um km² a milhares de km² (Lee et al., 2017). A maior área livre de gelo da Antártica (25.700 km²) integra a região das Montanhas Transantárticas e Pensacola, e a segunda maior (10.000 km²) inclui a região da Península Antártica e suas ilhas (Bockheim, 2015).

As estimativas de área para as coberturas de gelo (mantos, geleiras e plataformas de gelo) e para a exposição de rocha e solo encontram-se na tabela abaixo (**Tabela 1**).

² – São rochedos, muitas vezes o topo uma de montanha, circundados por uma geleira, calota ou manto de gelo (Simões, 2004).

Tabela 1. Dados de área para as principais coberturas de gelo e de rocha e solo exposto no continente antártico.

	Área	Fonte
Plataformas de gelo	1.500.000 km ²	<i>Simões, 2011</i>
Mantos de gelo e geleiras da Península	12.420.000 km ²	<i>Simões, 2011</i>
Rocha e solo exposto	45.000 km ²	<i>Bockheim, 2015</i>

Estima-se que a formação do manto de gelo antártico começou a aproximadamente 35Ma atrás (Siegert & Florindo, 2008). O desenvolvimento e preservação do manto de gelo se deve, respectivamente, à sucessiva deposição de neve e geada, ano após ano, e as condições de clima frio, mantidas durante todo o ano (Convey et al., 2009). Conforme a neve é soterrada, devido à uma nova queda de neve, ela é comprimida e recristalizada – passando por estágios intermediários até ser transformada em gelo sólido (**Figura 2**). Este processo é responsável pela captura e preservação do registro químico de climas e ambientes passados.

As geleiras sobre a Península Antártica são menos expressivas em área (cf. indicado na **Tabela 2**). Ao contrário, os mantos de gelo oriental e ocidental constituem a maior parte da cobertura de gelo sobre o continente antártico (**Tabela 2**) e têm uma espessura média de 2200 m. Eles englobam o maior volume da criosfera³ – cerca de 24,7 milhões de km³ (Turner et al., 2009; Simões, 2011) – e, portanto, fazem da Antártica o principal reservatório de água doce da Terra (70% da água doce do planeta) (Shepherd et al., 2018). O limite entre estes dois mantos de gelo são as Montanhas Transantárticas⁴ (MT), que se estendem desde a região de Victoria Land até a plataforma de gelo Filchner (King & Turner, 1997; SCAR, 2009; Simões, 2011).

3 – Termo usado para se referir coletivamente a todo o gelo e neve existente na superfície terrestre. Os principais componentes são a cobertura de neve, o gelo de água doce em lagos e rios, o gelo marinho, as geleiras de montanha (ou altitude), os mantos de gelo e o permafrost (Simões, 2004).

4 – Montanhas Transantárticas é a terceira maior cadeia de montanhas do mundo – possui 3300 km de extensão por 200 km de largura. O seu ponto mais alto é o Mount Kirkpatrick – cerca de 4528 m de elevação.

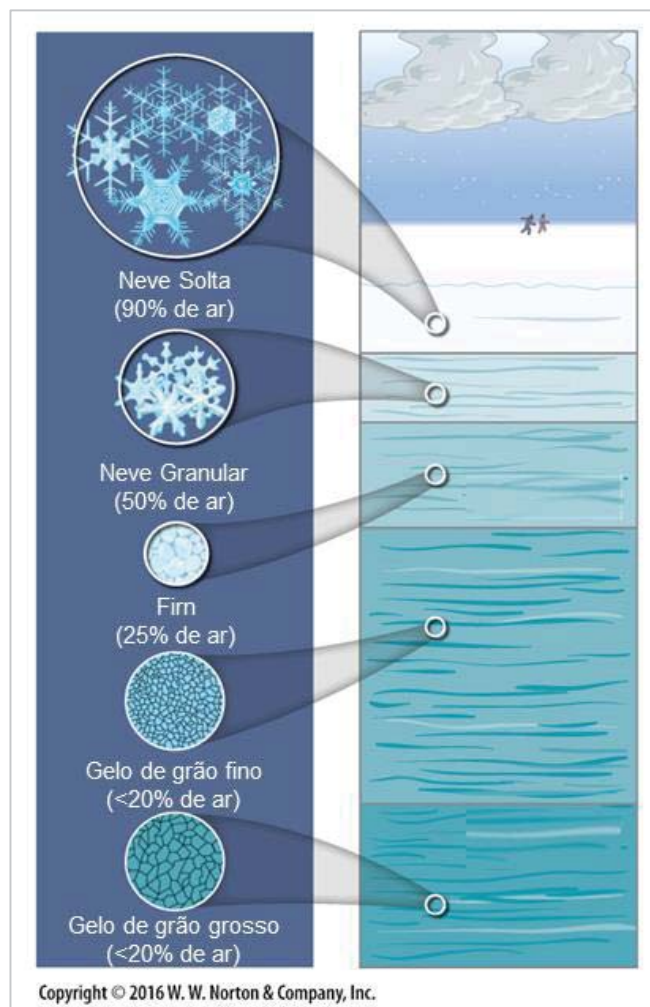


Figura 2. Estágios da transformação de cristais de neve à medida que aumenta o soterramento. Esta transformação é acompanhada pela diminuição da densidade e redução das bolhas de ar. Fonte: Modificado da publicação da W. W. Norton & Company, Inc., 2016.

Tabela 2. Dados de área para os mantos de gelo e geleiras sobre as três regiões do continente antártico – Oriental, Ocidental e Península Antártica.

	Área	Fonte
Manto de Gelo da Antártica Oriental	(10,35 x 10 ⁶ km ²)	<i>Convey, 2009</i>
Manto de Gelo da Antártica Ocidental	(1,97 x 10 ⁶ km ²)	<i>Convey, 2009</i>
Geleiras sobre a Península Antártica	(0,52 x 10 ⁶ km ²)	<i>Convey, 2009</i>

Ao redor do continente Antártico existem mais de 300 plataformas de gelo (Shepherd et al., 2018). Estas plataformas são alimentadas pelas geleiras e correntes de gelo⁵ que fluem do interior do continente em direção à costa (Convey et al., 2009). A quebra destas plataformas permite o nascimento de *icebergs* que ficam à deriva no OA. As maiores plataformas são: a Plataforma de Gelo Ross, situada no setor do Mar de Ross ($0,54 \times 10^6$ km²), e a Plataforma Filchner-Ronne ($0,53 \times 10^6$ km²), situada no Setor do Mar de Weddell (King & Turner, 1997; Convey et al., 2009). O derretimento da base destas duas maiores plataformas constitui uma outra fonte para a água de fundo (Simões, 2011).

2.2. CLIMA ANTÁRTICO

A Antártica é conhecida como continente mais frio e seco da Terra. A temperatura do ar próximo à superfície, ao longo de um ano, varia consideravelmente através do continente Antártico, de 2°C à -60°C, sendo as mais baixas registradas na Antártica Oriental, e as mais altas na Península Antártica e na Antártica Ocidental. Somente na Península Antártica a temperatura excede o ponto de congelamento; conseqüentemente, sobre grande parte do Manto de gelo Antártico, há pouca ou nenhuma ablação da superfície de neve (King & Turner, 1997). A ocorrência destas baixas temperaturas na Antártica (condição de clima frio, com persistência de temperaturas negativas) está intimamente ligada à sua alta elevação média (2200m), a prolongada ausência de sol durante o inverno austral, ao alto albedo na superfície do gelo, como também, a influência limitada do oceano sobre o continente (Nicolas & Bromwich, 2011).

A menor temperatura absoluta medida no ambiente natural terrestre (-89,2°C) foi registrada na estação russa de Vostok (78° 27' 51" S; 106° 51' 57" E), situada no platô da Antártica Oriental, no dia 21 de julho de 1983 (SCAR, 2009). Nos últimos anos as estações ao longo da costa da Antártica e, sobretudo na região da Península Antártica, mostram no seu registro uma maior recorrência de temperaturas cada vez mais positivas. Em 24 de março de 2015, a Base Esperanza da Argentina (63° 24' 0.01" S; 57° 0' 0" W), situada

na ponta da Península Antártica, registrou a maior temperatura já observada no continente, 17,5°C (National Geographic/News, 2015).

No ambiente antártico, ao longo do ano, é constantemente verificado que o maior grau de nebulosidade se situa sobre o Oceano Austral, entre 50°– 65° S. Isto é explicado pela abundância de depressões sinópticas e de mesoescala, que se movimentam ao redor do continente antártico no sentido leste, ao longo desta faixa latitudinal (King & Turner, 1997; Bromwich et al., 2012).

Sobre o continente a região que possui a maior cobertura de nuvens anual é a Antártica Ocidental, devido a sua baixa topografia que propicia uma maior penetração de ar oceânico e de nuvens de sistemas frontais em determinadas épocas do ano nesta região. Já na região da Antártica Oriental a cobertura de nuvens é mais restrita à região costeira, como resultado da sua topografia costeira mais íngreme e de suas temperaturas mais baixas, em comparação com a Antártica Ocidental (Nicolas & Bromwich, 2011; Bromwich et al., 2012).

A precipitação na Antártica é bastante reduzida devido à capacidade muito baixa do ar para reter umidade por causa das temperaturas negativas (King & Turner, 1997; Nicolas & Bromwich, 2011). E como consequência da distribuição de nuvens, a precipitação ocorre de maneira muito desigual ao longo do continente. A maior quantidade de precipitação de neve ocorre na Península Antártica e em regiões costeiras da Antártica Oriental e Ocidental, devido a influência da atividade ciclônica ao redor do continente. Já no interior do continente antártico, sobretudo na região do platô, a precipitação anual é extremamente baixa e ocorre sob a forma de precipitação de céu limpo – um processo de deposição de pequenos cristais de gelo que se encontram suspensos nas baixas camadas da atmosfera, quando esta atinge a condição supersaturação com relação ao gelo (King & Turner, 1997).

Com relação ao regime de ventos sobre o manto de gelo antártico, os ventos de superfície são resultantes do ar denso e frio que desce do interior do continente em direção à costa (ou seja, são de origem catabática). Estes ventos são frequentemente mais fortes no outono e persistem no inverno, e são afetados localmente pela topografia,

sendo mais fortes em áreas íngremes e próximas à costa. Ademais, nas regiões costeiras estes ventos mesclam-se com os ventos de leste. Os ventos catabáticos são responsáveis pela formação de campos de *sastrugi*⁶ no continente (King & Turner, 1997).

5 – Uma zona, em um *manto de gelo*, onde as velocidades de deslocamento do gelo podem atingir centenas de metros por ano, devido ao deslizamento sobre o embasamento rochoso. Uma corrente não flui necessariamente na mesma direção do gelo circundante. Geralmente, uma corrente de gelo estende-se por centenas de quilômetros e tem milhares de metros de largura. As margens podem ser fraturadas com *fendas* expostas. Frequentemente, uma corrente está associada a uma depressão profunda na topografia subglacial. Elas drenam grande parte do volume do gelo antártico. (Simões, 2004).

6 – 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).

3. O POTENCIAL DA NEVE SUPERFICIAL

A neve que acumula sobre a Antártica guarda assinaturas químicas, físicas e biológicas presentes na atmosfera no momento da precipitação. Dependendo da natureza destas assinaturas, elas nos dão diferentes pistas sobre as condições ambientais e atmosféricas atuais. Por exemplo, as assinaturas químicas presentes na neve são compostas pelas impurezas e pelo conteúdo de isotópicos estáveis das moléculas de água. As impurezas – elementos traços, aerossóis, gases traços e gases solúveis – nos dão informações sobre eventos de atividade vulcânica, proveniência de poeira terrestre, queimadas de florestas boreais, extensão de gelo marinho, poluição atmosférica (ação antrópica), capacidade oxidativa da atmosfera, variações na circulação atmosférica e mudanças climáticas (Bales, R.C. & Wolff, E.W., 1995; Legrand, M. & Mayewski, P., 1997). Já o conteúdo de isótopos estáveis de H e O é amplamente utilizado para adquirir informações sobre mudança de temperatura, fonte de umidade, taxa de acumulação e para entender o fracionamento isotópico na atmosfera (Dansgaard et al., 1973).

3.1. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE HIDROGÊNIO E OXIGÊNIO

3.1.1. *Natureza: Abundância e propriedades*

Os isótopos estáveis⁷ de hidrogênio (^1H e D) e de oxigênio (^{16}O , ^{17}O e ^{18}O), quando combinados, formam teoricamente nove configurações isotópicas para água (com número de massa variando de 18 a 22). Contudo, devido à baixa abundância de isótopos pesados destes elementos (D , ^{17}O e ^{18}O) na natureza, as moléculas de água se restringem a três configurações principais (H_2^{16}O , HDO e H_2^{18}O – sendo a primeira a mais leve e a última a mais pesada) (Sodemann, 2006; Bradley, 2015). A **Tabela 3** mostra a porcentagem dos isótopos de H e O que compõem as principais moléculas de água presentes no ambiente natural.

⁷ – Isótopos estáveis são núcleos atômicos estáveis (não sofrem decaimento) de um mesmo elemento, que diferem em massa por possuir diferentes número de nêutrons.

Tabela 3. Tabela que apresenta os isótopos de hidrogênio e oxigênio nas principais moléculas de água e a porcentagem destes na natureza.

Isótopos presentes nas principais moléculas de água – H₂¹⁶O, H₂¹⁸O e HDO			
¹ H	D	¹⁶ O	¹⁸ O
Natureza:	Natureza:	Natureza:	Natureza:
99,984%	0,016%	99,76%	0,20%

Fonte dos dados: Raymond S. Bradley, 2015.

A diferença de massa faz com que estas três principais moléculas de água possuam propriedades físicas distintas (**Tabela 4**). Por esta razão, quando a água é submetida à mudança de fase (seja por evaporação, condensação ou por sublimação), ocorre partição de seus isótopos de H e O entre as fases envolvidas. Esta partição, denominada de fracionamento isotópico, é o que condiciona as proporções isotópicas das moléculas de água nos diferentes reservatórios terrestres – atmosfera, oceano, mantos de gelo, lagos, rios, águas subterrâneas ou gelo marinho – e, por consequência, viabiliza que a composição isotópica da água seja amplamente utilizada como um traçador do ciclo hidrológico (Souchez et al., 2002; SAHRA, 2005; Hoefs, 2009).

Tabela 4. Algumas características físicas das principais moléculas de água.

Propriedades	H₂¹⁶O	HDO	H₂¹⁸O
<i>Densidade (20°C, em g/cm³)</i>	0,997	1,1051	1,1106
<i>Ponto de fusão (760 Torr, em °C)</i>	0,00	3,81	0,28
<i>Ponto de ebulição (760 Torr, em °C)</i>	100	101,42	100,14
<i>Pressão de vapor (100°C, em Torr)</i>	760	721,60	-

Fonte dos dados: Hoefs, 2009.

3.1.2. Escala δ

Em estudos ambientais, a composição isotópica da água num determinado reservatório é quantificada por meio das razões (R) entre os isótopos menos abundantes (^{18}O e D) pelos mais abundantes (^{16}O e ^1H) na natureza, expressas na escala delta ($\delta^{18}\text{O}$ e δD) – desvio por mil (‰) em relação a um padrão de referência – conforme a equação abaixo:

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

Sendo: $R = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ou $\text{D}/^1\text{H}$ e o VSMOW o padrão de referência.

Conforme visto na equação, o padrão de referência é o VSMOW (do inglês *Vienna Standard Mean Ocean Water*), que é um padrão sintético que representa a composição média dos oceanos ($\delta^{18}\text{O} = \delta\text{D} = 0\text{‰}$). Este padrão é amplamente utilizado em estudos atmosféricos, hidrológicos, hidrogeológicos e glaciológicos.

3.1.3. Fracionamento isotópico na atmosfera: Do oceano ao polo Sul

Quando a água do oceano evapora, a fase vapor recém-formada é empobrecida em moléculas de água pesada (H_2^{18}O e HDO) em comparação a fase líquida. A principal razão disto, é que a pressão de vapor das moléculas de água pesada é levemente menor (10% menor para o HDO e 1% menor para o H_2^{18}O) que a pressão de vapor da molécula de água leve (Dansgaard, 1973). Caso a evaporação ocorra em equilíbrio, a composição do vapor atmosférico (δv) extraída da água é expressa pela seguinte equação:

$$\text{(Equação 2)} \quad \delta v = \frac{1}{\alpha} - 1$$

Onde α (pressão de vapor do componente leve (p)/ pressão de vapor do componente pesado (p')) é o coeficiente de fracionamento da evaporação da água dado uma temperatura.

A composição da fase vapor recém-formada, em condições de equilíbrio sob temperaturas próximas a 0°, contém cerca de 10‰ menos ^{18}O e 100‰ menos D do que a composição média da água superficial do oceano (Craig, 1961; Dansgaard, 1964).

No entanto, no sistema Terra dificilmente a evaporação é um processo que ocorre sob condições de equilíbrio, devido a constante troca entre oceano atmosfera e a influência do efeito cinético sobre o fracionamento. Craig et al. (1956, apud Dansgaard, 1964, p.438) constataram que o efeito cinético resulta das diferenças de difusividade entre as diferentes moléculas de água – difusividade da $\text{H}_2^{16}\text{O} > \text{HDO} > \text{H}_2^{18}\text{O}$. A eficácia do efeito cinético depende da temperatura (TSM), da umidade relativa do ar (h) e da velocidade do vento na área fonte de vapor – em áreas fontes onde a temperatura é elevada e a umidade relativa do ar é baixa, a taxa de transferência das moléculas de HDO para a fase vapor é maior que a das moléculas de H_2^{18}O – (Dansgaard, 1964; Jouzel, 1982; Jouzel & Merlivat, 1984).

Uma parcela do vapor que é formado sobre os oceanos é transportada em direção ao Polo Sul através do sistema de circulação atmosférica. Conforme se avança em direção a mais altas latitudes, a contribuição de vapor para a atmosfera diminui gradativamente, devido a diminuição da evaporação do oceano por causa das temperaturas mais baixas (Robin, 1977).

Por a Antártica estar cercada pelo oceano, ela recebe precipitação de várias direções e de massas de ar com diferentes histórias (Dansgaard, 1964). Ao longo do caminho em direção ao polo, estas massas de ar tornam-se isotopicamente mais leves, devido aos sucessivos processos de condensação. Isto acontece porque as moléculas de água pesada tendem a migrar mais facilmente para a fase condensada, por causa das suas mais baixas pressões de vapor quando comparadas a molécula de água leve. Como resultado do contínuo resfriamento, as massas de ar que alcançam o continente antártico são muito empobrecidas em isótopos pesados (Dansgaard et al., 1973; Souchez, 2002; Bradley, 2015).

Um esquema simplificado da trajetória e história da composição do vapor de água em direção ao polo pode ser visto na **Figura 3**.

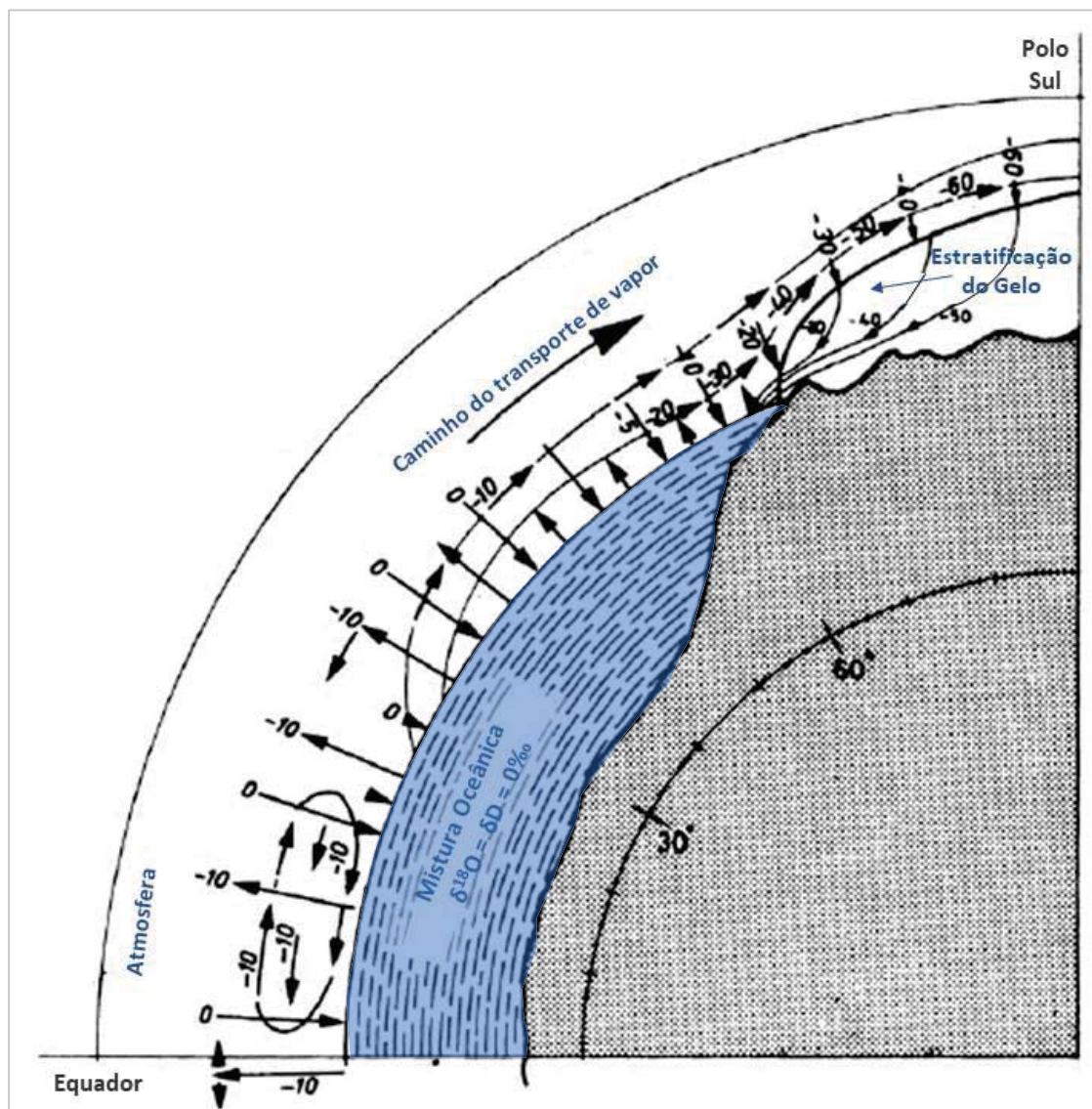


Figura 3. Esquema do ciclo do vapor de água desde o oceano até o manto de gelo da Antártica. Observe o empobrecimento da precipitação com relação aos isótopos pesados à medida que se avança em direção ao continente. Fonte: modificado de Robin (1977).

A precipitação de neve sobre o continente antártico ocorre sob condições muito próximas ao equilíbrio, pois a influência de fatores cinéticos e de troca com a atmosfera são negligenciáveis (Dansgaard et al., 1973). Por este motivo, o empobrecimento do conteúdo de $\delta^{18}\text{O}$ e δD na precipitação de neve pode ser explicado de forma mais simples utilizando o modelo de condensação (ou fracionamento) Rayleigh – o qual assume que existe um equilíbrio termodinâmico entre fases envolvidas. De acordo com Dansgaard

(1964), o modelo de Rayleigh consiste num processo lento de formação de fase condensada com imediata remoção desta após a sua formação, onde a composição da fase condensada (δc) pode ser expressa pela seguinte equação:

$$\text{(Equação 3)} \quad \delta c = \frac{\alpha}{\alpha_0} \times f_v^{\alpha_m - 1} - 1$$

Onde α é o coeficiente de fracionamento de condensação da água na temperatura atual (T), α_0 o coeficiente de fracionamento na temperatura inicial da condensação (T_0) e α_m o coeficiente numa temperatura intermediária entre a inicial e a final ($T+T_0/2$).

f_v é a fração de vapor remanescente.

O modelo de fracionamento Rayleigh mostra que sob condições de precipitação de neve, a queda da temperatura intensifica mais o empobrecimento de isótopos pesados na precipitação, devido à amplificação do processo de condensação (**Figura 4**).

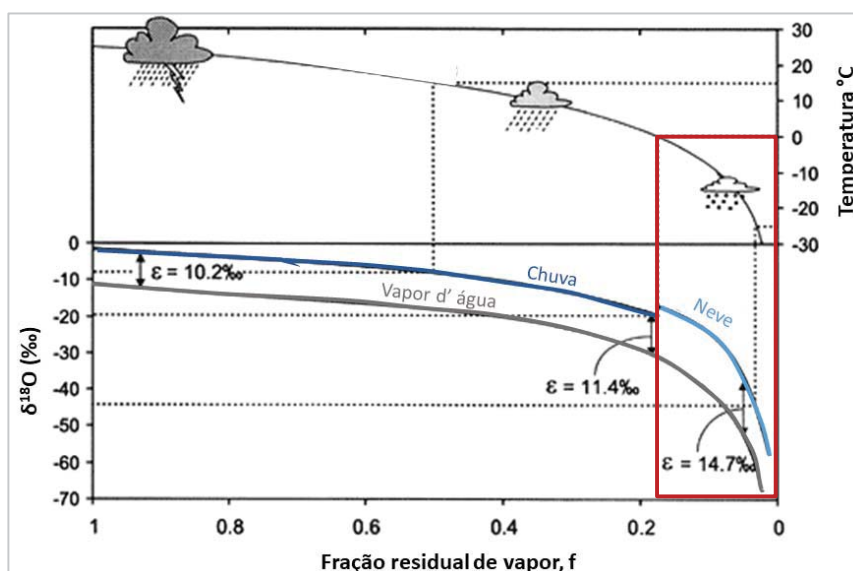


Figura 4. Esquema da mudança do conteúdo de $\delta^{18}\text{O}$ na precipitação conforme o modelo de fracionamento Rayleigh. Repare no retângulo vermelho que abaixo de 0° o empobrecimento de $\delta^{18}\text{O}$ na precipitação (neve) é mais intensificado conforme diminui a temperatura. Fonte: Modificado de Clark & Fritz (1997).

Esta demonstração do modelo de fracionamento Rayleigh é verificada no ambiente antártico, visto que se observa desde a costa do continente até polo uma ampla variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (-15‰ à -60‰) e δD (-120‰ à -440‰) (dados do modelo de Wang et al, 2010).

O esgotamento de isótopos estáveis pesados na precipitação, conforme se avança em direção a mais altas latitudes, foi caracterizado por Dansgaard (1964) como o efeito da latitude sobre a composição isotópica da precipitação. Na Antártico este efeito é complementado por outros dois efeitos descritos por Dansgaard (1964) – o efeito da continentalidade e da altitude.

De acordo com Yurtsever (1975, apud Gat, 1996, p.237), estes três efeitos, que desencadeiam a remoção da umidade da atmosfera como resultado do resfriamento da massa de ar, estão intrinsicamente relacionados ao efeito da temperatura. Esta afirmação é válida para a Antártica, porque conforme constatado por Dansgaard et al. (1973), tais efeitos são influenciados pela diferença entre temperatura de condensação em um dado local e a temperatura no primeiro estágio de condensação ($T_c - T_c^0$). Dessa forma, a temperatura é de fato o fator primordial que determina a composição isotópica da neve Antártica – pois conforme apontado por Dansgaard (1964), o *amount effect* em regiões polares é negligenciável. Por consequência disso, o conteúdo de isótopos estáveis presente no manto de gelo antártico é considerado um importante *proxy* climático – pois este guarda a história da temperatura atmosférica.

Além dos efeitos espaciais sobre a precipitação, há também um efeito de caráter temporal que também está intimamente relacionado à temperatura – o efeito da sazonalidade. O efeito da sazonalidade consiste na diferença do sinal isotópico entre o período de verão e o de inverno – isto é, a neve que deposita no inverno é isotopicamente mais leve que a neve que deposita no verão, devido ao maior resfriamento neste período (**Figura 5**). Este efeito possibilita que a variação sazonal do conteúdo de $\delta^{18}\text{O}$ e δD seja utilizada na análise das taxas de acumulação e na datação de testemunhos de gelo.

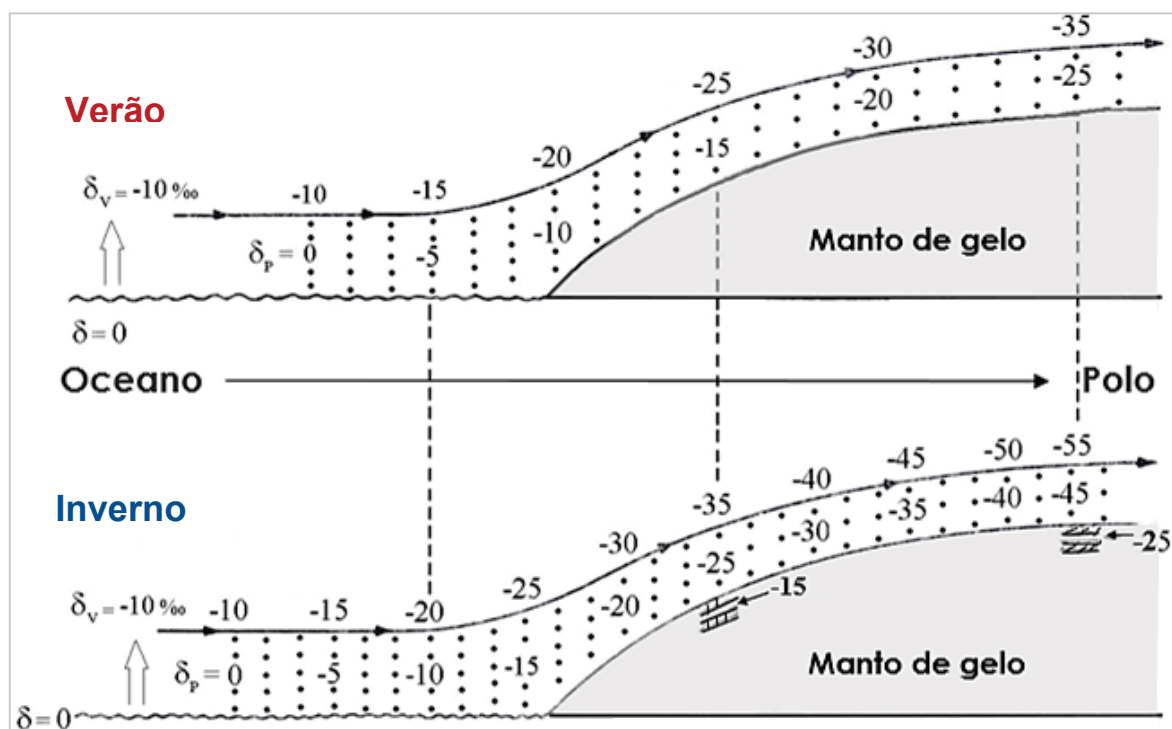


Figura 5. Ilustração dos efeitos (da sazonalidade, latitude, altitude e da continentalidade) sobre a precipitação de neve. Fonte: Modificado de Dansgaard et al. (1973).

Devido a não influência de fatores cinéticos na formação e deposição de neve, a relação entre $\delta^{18}\text{O}$ e δD na neve da Antártica é fortemente linear, e é expressa pela equação:

$$\text{(Equação 4)} \quad \delta\text{D} = S\delta^{18}\text{O} + d$$

Sendo S o coeficiente angular e d é o coeficiente linear.

Esta equação é denominada como linha meteórica local (LML) (Dansgaard, 1964), e para vários locais no continente antártico tem-se verificado que ela possui comportamento muito semelhante (S muito próximo a 8 – variando entre 7,5-8,07)⁸ ao da linha meteórica global (LMG), de Craig (1961):

$$\text{(Equação 5)} \quad \delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰}$$

⁸ – Constatado nos seguintes trabalhos: Dansgaard, 1964; Jouzel, 1982; Dahe, 1994; Masson-Delmotte, 2008; Kang, 2009; Xiao, 2012.

O d da equação da linha meteórica local é um parâmetro isotópico secundário, denominado como excesso de deutério. Este parâmetro corresponde, matematicamente, ao desvio linear em relação à LMG. O excesso de deutério é uma assinatura característica da área fonte de vapor, pois este representa as condições de desequilíbrio no processo da evaporação (como a influência do efeito cinético; cf. discutido no início deste tópico). Na neve e no gelo Antártico o excesso de deutério é geralmente usado para inferir a área fonte de umidade e para calibrar a interpretação do registro de $\delta^{18}\text{O}$ e δD (Hou et al., 2013).

O diagrama abaixo (**Figura 6**) mostra como que cada um dos efeitos discutidos ao longo deste tópico afetam a composição isotópica da água.

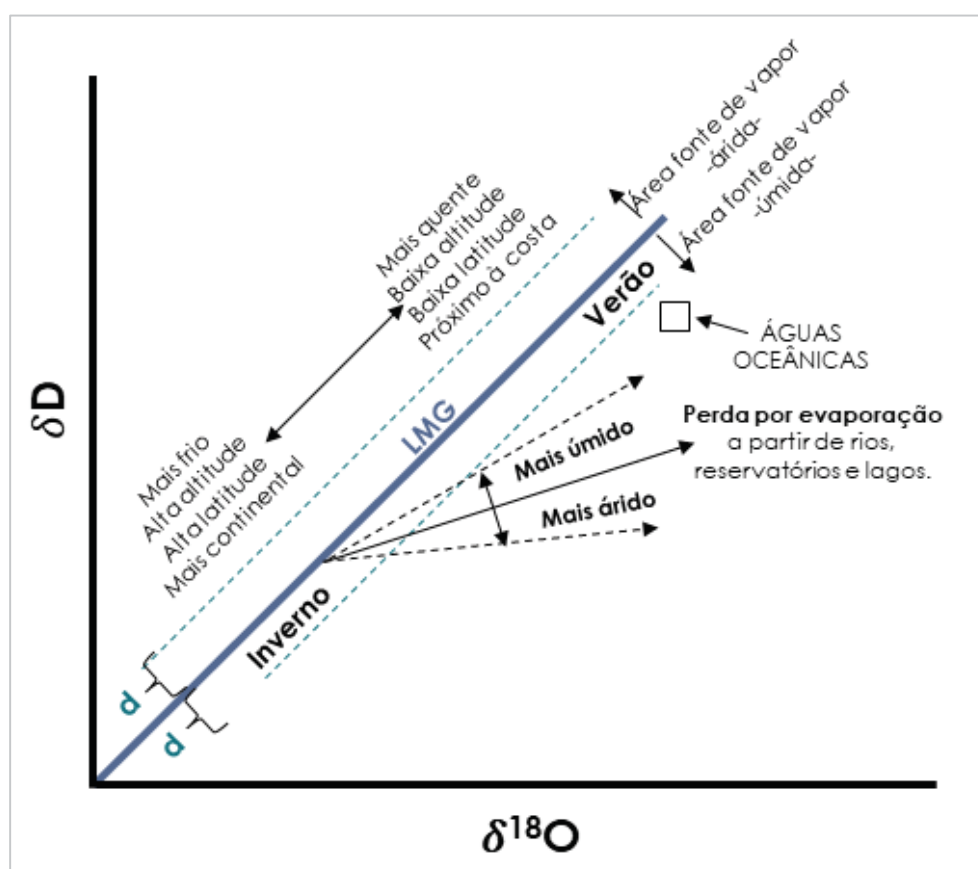


Figura 6. Diagrama mostrando como que os processos hidrológicos e os efeitos (geográficos, sazonais e de temperatura) afetam a composição isotópica de oxigênio e hidrogênio da água. Fonte: Modificado do modelo do SAHRA.edu (disponível em: <http://web.sahra.arizona.edu/programs/isotopes/oxygen.html>).

3.2. CONTEÚDO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS DA NEVE SUPERFICIAL ANTÁRTICA: CENÁRIO ATUAL

Atualmente a comunidade científica que estuda o manto de gelo antártico vem compilando dados de conteúdo isotópico da neve superficial e dados observacionais, coletados e medidos através de todo o continente. Estes dados são processados em modelos de circulação e fracionamento isotópico, cuja a finalidade é entender variabilidade do conteúdo de isótopos estáveis com respeito a parâmetros geográficos e climáticos, em escala continental. O banco de dados gerados por estes modelamentos confirma os efeitos de parâmetros geográficos e climáticos sobre a composição isotópica, proposto por Dansgaard (1964). Masson-Delmotte et al. (2008), confirmaram a alta correlação linear dos δ ($R^2 > 0,95$) com a temperatura média na superfície⁹.

A comunidade científica também vem se dedicando ao estudo do excesso de deutério, visto que este é um parâmetro importante em estudos de fonte de umidade. Os valores de excesso de deutério, ao longo de todo o Manto de Gelo Antártico, possuem correlação positiva com a altitude e continentalidade, e correlação negativa com a temperatura média na superfície. Na região do Manto de Gelo da Antártica Oriental, foi observado que há um aumento relevante do excesso de deutério após 2000 metros acima do nível do mar, em direção ao interior do continente antártico (evidenciado por: Masson-Delmotte, 2008; Kang, 2009; Xiao, 2012; Hou, 2012). Masson-Delmotte (2008) e Kang (2009) atribuíram este aumento acima dos 2000 metros à mistura de massas de ar de diferentes origens. Petit (1991) apontou que baixos valores de d (próximos a 5‰) estão ligados a massas de ar que se originaram mais próximas a costa, e que os altos valores de d se referem a massas de ar quente originadas em latitudes médias a baixas nos oceanos do Hemisfério Sul. Valores negativos de excesso de deutério são atribuídos à processos pós-deposicionais, como perda de massa na firnificação da neve (Delmotte, 2008; Hou, 2012).

9 – Como não é possível fazer uma comparação direta do conteúdo isotópico com esta temperatura, a comparação é feita com a temperatura média anual na superfície que, assim como a T_c , também possui correlação positiva com o conteúdo isotópico (Dansgaard, 1964)

Nos últimos anos, cientistas estão destacando uma clara necessidade de ampliar a distribuição espacial da composição isotópica da neve na superfície em muitos lugares da Antártica, sobretudo, na região da Antártica Ocidental e no setor Atlântico da Antártica Oriental – que é a região com menor quantidade de dados de isótopos estáveis (**Figura 7**). Estes também apontam a importância de novas travessias para aumentar a quantidade de dados.

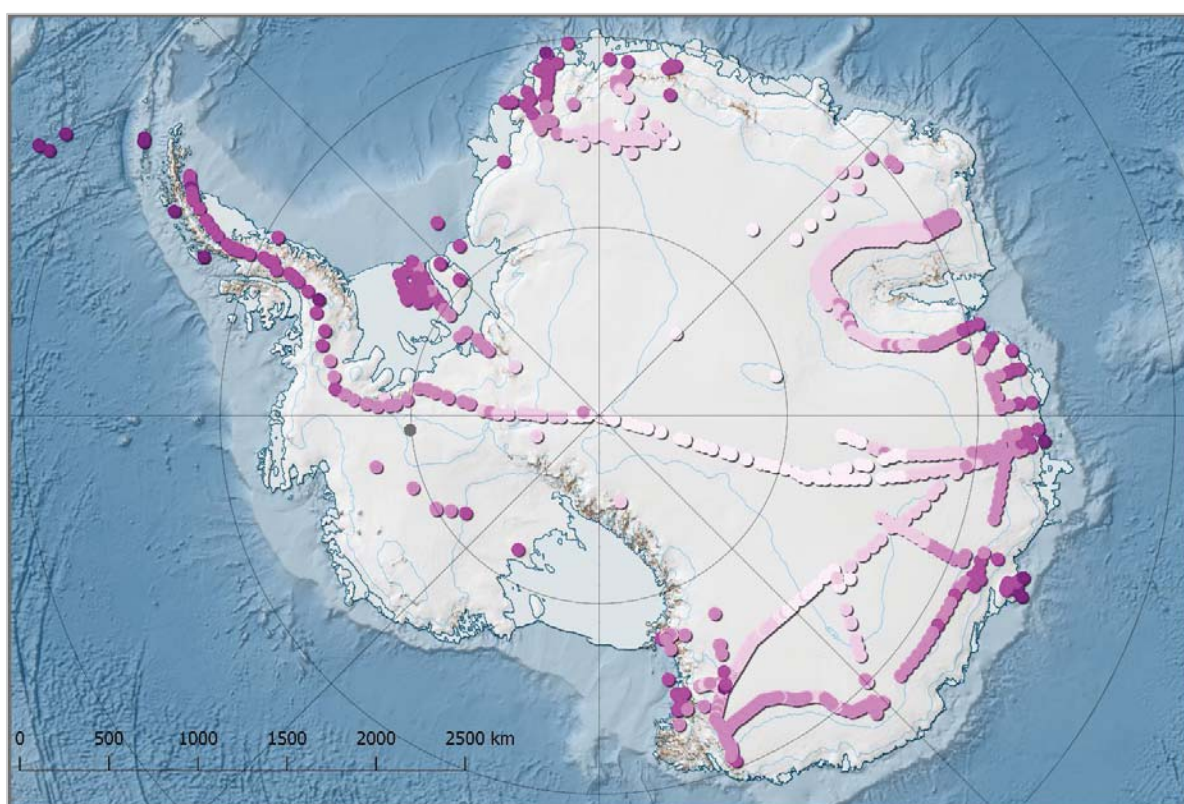


Figura 7. Mapa mostrando a localização dos sítios amostrais de neve que contêm dados de isótopos estáveis. Mapa foi feito no QGIS utilizando os dados do Quantarctica Project e o banco de dados compilado por Touzeau et al. (2016).

4. ITASE – INTERNATIONAL TRANS-ANTARCTIC SCIENTIFIC EXPEDITION

O programa ITASE (*International Trans-Antarctic Scientific Expedition*) é uma colaboração multinacional dedicada a entender as mudanças climáticas na Antártica e no Oceano Austral. Ele foi idealizado em 1990 em um encontro internacional de cientistas de 12 países, envolvidos em programas de recuperação de testemunhos de gelo, na cidade de Grenoble (França). Atualmente o ITASE é organizado sob a tutela do Comitê Científico de Pesquisa Antártica (SCAR) e compreende 21 países (Mayewski, 1997; Mayewski & Goodwin, 2008).

Desde sua idealização, este programa tem como objetivo principal determinar a variabilidade espacial do clima antártico (acumulação, temperatura do ar, circulação atmosférica) e a variabilidade ambiental antártica (variações de gelo marinho, produtividade oceânica, impacto antropogênico, influência continental extra-antártica, entre outros), sobre os últimos 200-1000 anos, a partir da coleta e interpretação de uma gama de parâmetros bio-físico-químicos contidos no manto de gelo (Mayewski, 1997; Mayewski, 2006). No quadro abaixo (**Quadro 1**) está listado os objetivos e estratégias propostos por este programa.

Até 2004, as expedições vinculadas ao ITASE recuperaram mais de 240 testemunhos (para um comprimento total de 7000 m), expandindo o inventário de testemunhos de gelo pré-ITASE na Antártica, e, utilizando radar de penetração no solo (GPR), cobriram uma extensa parte do manto de gelo antártico. Embora as reconstruções em larga escala do clima passado sobre a Antártica ainda não tenham sido finalizadas, o ITASE já possui um banco de dados (químico, topográfico e atmosférico) com excelente potencial para explorar a variabilidade temporal e a evolução recente do clima antártico. (Mayewski, 2006; Mayewski & Goodwin, 2008). A tendência para o futuro é que este banco de dados só venha a crescer ainda mais com a contribuição de dados obtidos após 2004 e com as novas expedições que estão sendo propostas.

Quadro 1. Quadro mostrando as justificativas e metas que deverão ser cumpridas pelo ITASE.

Objetivos:
<ol style="list-style-type: none"> 1. Estabelecer como o ambiente atmosférico moderno (clima e composição atmosférica) está representado nas camadas superficiais do manto de gelo antártico, a fim de obter um melhor entendimento das mudanças climáticas em escala local e global, e da sensibilidade do ambiente antártico a estas mudanças, bem como controlar os ciclos biogeoquímicos. 2. Calibrar espacialmente dados de testemunhos recuperados antes da implementação do ITASE e refinar sua interpretação com dados instrumentais modernos.
Estratégias para atingir os objetivos:
<ol style="list-style-type: none"> 1. Produzir mapas ambientais de escala continental. 2. Elucidar processos de troca de componentes entre a atmosfera e a neve/<i>firn</i>/gelo. 3. Verificar modelos atmosféricos. 4. Interpolar séries temporais e espaciais obtidas com dados de sensoriamento remoto por satélite.

Fonte dos dados: ITASE (disponível em: <http://www2.umaine.edu/itase/>).

A primeira travessia do Brasil vinculada ao ITASE foi executada em conjunto com o Chile. Esta travessia ocorreu entre novembro e dezembro de 2004 e cobriu 1145km, do Polo Sul Geográfico até Estação Científica Chilena de Patriot Hills. A segunda Travessia proposta ocorreu em janeiro de 2015 e contou somente com participação de pesquisadores brasileiros.

O mapa abaixo (**Figura 8**) mostra a rota das travessias propostas e as completadas até 2004 pelos países membros do ITASE.

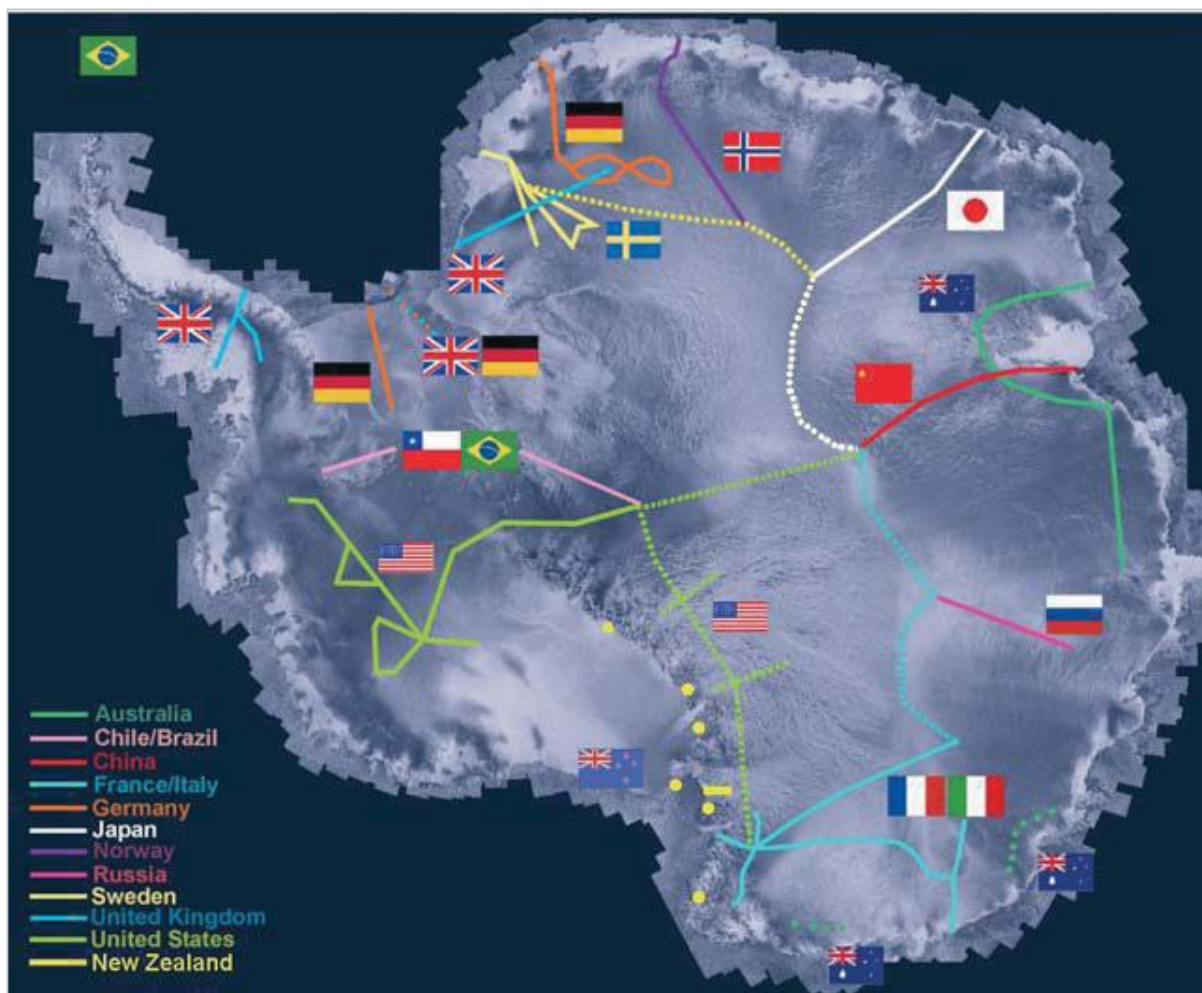


Figura 8. Rota das travessias completadas (linha sólida) e das propostas (linha pontilhada) pelos países que integram o ITASE. Fonte: International Trans-Antarctic Scientific Expedition (<http://www2.umaine.edu/itase/content/maps/map.html>).

5. ÁREA DE ESTUDO

5.1. MANTO DE GELO DA ANTÁRTICA OCIDENTAL

O Manto de Gelo da Antártica Ocidental compreende cerca de 1,97 milhões de km² de área e possui uma baixa elevação média (em torno de 1100 m), quando comparado ao Manto de Gelo da Antártica Oriental, apesar de aflorar nesta área o ponto mais elevado da Antártica (4,892 m) – Mount Vinson nas Montanhas Ellsworth (78° 35'S, 85° 25'W). Esta baixa elevação se deve ao fato de o manto de gelo ocidental está sobreposto a um arquipélago que se encontra substancialmente abaixo do nível do mar (SCAR, 2009; Simões, 2011).

A configuração do relevo do Manto de Gelo da Antártica Ocidental propicia uma maior facilidade para a advecção de massas de ar em direção ao interior do continente (Simões, 2011; Nicolas and Bromwich, 2011), o que torna esta região mais sensível a qualquer mudança na atmosfera. Estudos vêm apontando que desde a década de 1950 a Antártica Ocidental está experimentando um significativo aquecimento (Steig et al., 2009; Bromwich et al., 2013) e perda de massas de gelo continental por degelo no setor do Mar de Amundsen-Bellinghshausen (ver Turner et al., 2009; Pritchard et al., 2012; Shepherd et al., 2018), devido a entrada de ar quente e úmido nesta região (King, 1994; Simões, 2011).

Por convenção, o Manto de Gelo da Antártica Ocidental é dividido em três setores, sendo eles: o Setor do Mar de Ross, Setor do Mar de Amundsen e o Setor do Mar de Weddell (Bindschadler, 2006). A **Figura 9 (A)** mostra a divisão destes setores.

De acordo com a delimitação de bacias de Zwally et al. 2012, adotada pelo IMBIE (*Ice Sheet Mass Balance Inter-comparison Exercise* – uma colaboração entre cientistas da NASA e da ESA), o manto de gelo ocidental contém sete bacias de drenagem glacial principais. A bacia que escoar para plataforma de gelo Filchner-Ronne e a da geleira Pine Island, denominadas pela classificação de Zwally et al. (2012) como bacia 1 e 22, respectivamente, constituem a área específica de estudo deste trabalho (**Figura 9 (B)**).

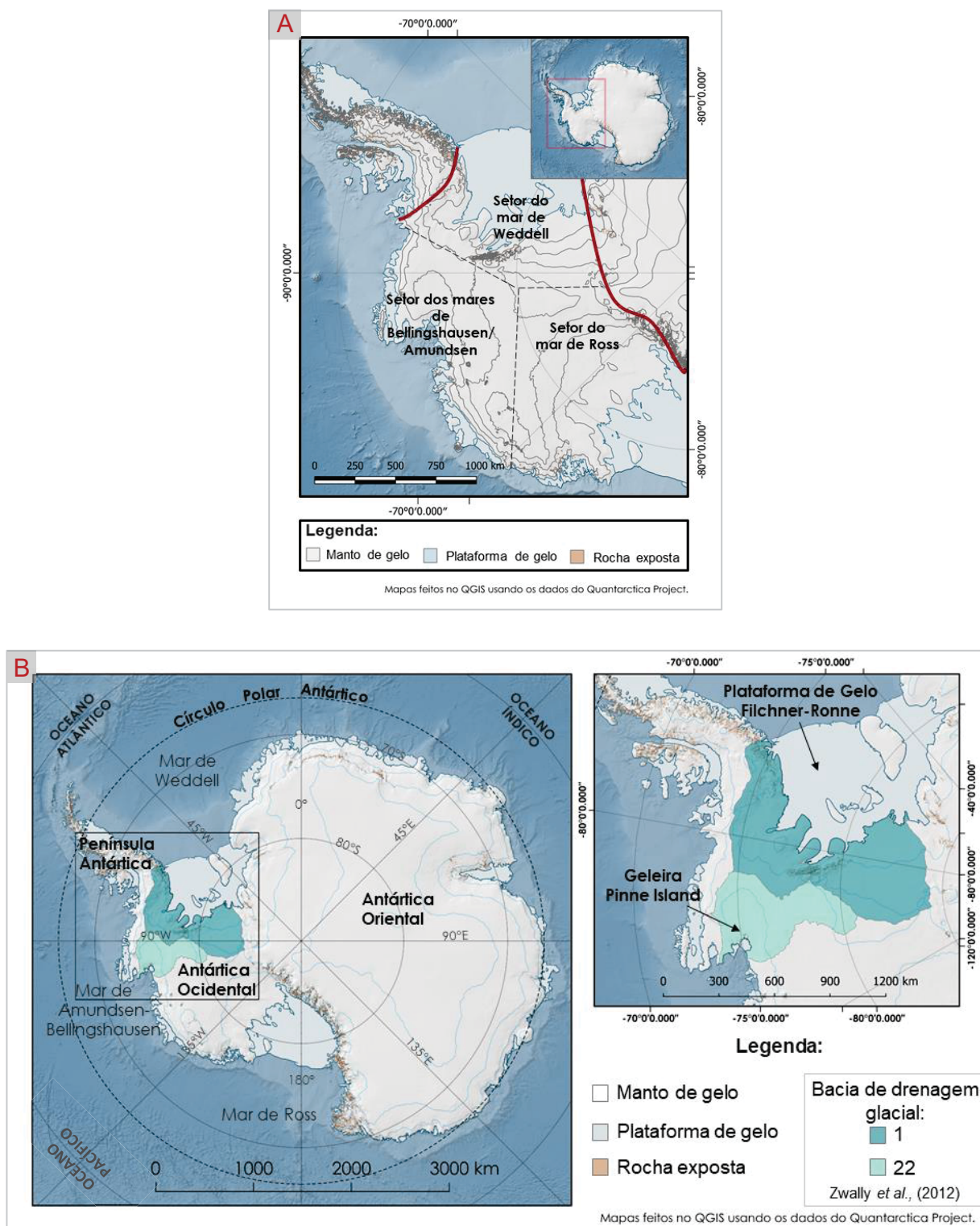


Figura 9. (A) Mapa dos setores da Antártica Ocidental. (B) O mapa à esquerda mostra as principais regiões do continente Antártico. Nele é possível observar os principais mares da Antártica Ocidental – Mar de Weddell, Amundsen-Bellinghousen e Ross. O mapa à direita foca nas duas bacias de drenagem glacial que são alvos deste projeto – a que escoia para plataforma de gelo Filchner-Ronne (1) e a que segue para a geleira Pinne Island (22). Os databases utilizados encontram-se nas referências, no final deste trabalho. Fonte: Do autor.

5.2. TRAVESSIA BRASILEIRA AO MANTO DE GELO DA ANTÁRTICA OCIDENTAL

A Travessia ao Manto de Gelo da Antártica Ocidental ocorreu entre 04 e 21 de janeiro de 2015 e contou com a participação de quatro pesquisadores brasileiros do Centro Polar e Climático da UFRGS (CPC/UFRGS). Esta travessia foi a primeira travessia genuinamente ao continente antártico e nela foi percorrido uma rota de 1700 km, cobrindo parte de uma área ainda não explorada no continente antártico.

A travessia teve como ponto de partida o acampamento base na geleira Union (79°46'S, 82°50'W), pertencente a *Antarctic Logistics and Expeditions* (ALE), no dia 05 de janeiro, e seguiu em direção ao módulo científico brasileiro Criosfera 1 (84°S, 79°29'39"W), alcançando-o no dia 7 de janeiro. Neste local os pesquisadores brasileiros fizeram a primeira amostragem de neve superficial e de testemunho de gelo raso. Eles permaneceram no Criosfera 1 até o dia seguinte e depois seguiram com as amostragens, atravessando uma área geograficamente inexplorada entre o módulo Criosfera 1 e o ponto em que foi amostrado o testemunho de gelo Mount Johns – localizado no divisor da bacia de drenagem que separa as bacias 1 e 22 – em dezembro de 2008. A partir do sítio de amostragem do Mount Johns, foi realizada um trajeto exploratório de aproximadamente 110 km em direção à bacia de drenagem da geleira Pine Island, atingindo as coordenadas 79° 07' 23.3" S, 96° 22' 30.6" W. O último trecho percorrido na travessia foi entre o Mount Johns e o acampamento base da ALE na geleira Union. A equipe de pesquisadores retornou ao acampamento base no dia 16 de janeiro.

A escolha da rota foi feita previamente através de um estudo com imagens de satélite da região, no qual foi realizado a identificação de áreas fraturadas e de *nunataks* – que são locais com potencial risco à circulação de veículos e não indicados para a coleta de amostras. Durante todos os dias da Travessia as condições meteorológicas foram de tempo limpo com temperaturas em torno de -20°C, o que facilitou o processo de amostragem. A **Figura 10** mostra algumas fotos de alguns locais na Antártica Ocidental alcançados pela Travessia e do procedimento de amostragem do gelo.



Figura 10. Fotos da Travessia de 2015. As fotos 1 e 5 são referentes ao Módulo Automático Criosfera 1 ($84^{\circ}00'00''S$, $79^{\circ}29'31,4''W$). A foto 2 mostra o ponto de partida e chegada da Travessia, Montanhas Ellsworth ($79^{\circ}46'00''S$, $82^{\circ}50'00''W$). As fotos 3 e 4 mostram o procedimento de amostragem dos testemunhos de gelo. Fonte: Acervo de fotos do Centro Polar e Climático/UFRGS.

A coleta e estocagem das amostras de neve superficial e dos testemunhos de gelo raso seguiu o protocolo internacional de amostragem (anexo 1). Ao longo da rota percorrida foi feita a coleta de 92 amostras de neve superficial (correspondente aos primeiros 20 cm de neve) a cada 10 km, mais oito testemunhos de gelo rasos (variando entre 5 e 21 m de profundidade). Da Antártica, essas amostras foram transportadas congeladas para os Estados Unidos (Universidade do Maine), onde os testemunhos foram sub-amostrados em um sistema de derretimento contínuo, proposto por Osterberg et al. (2016). No ano de 2018, os testemunhos e amostras de neve superficial foram trazidos para o Brasil (CPC/UFRGS) para realização das análises. O mapa abaixo (**Figura 11**) mostra a localização dos pontos de amostragem em cada trecho percorrido e o **Quadro 2** mostra o quanto foi amostrado em cada um destes trechos.

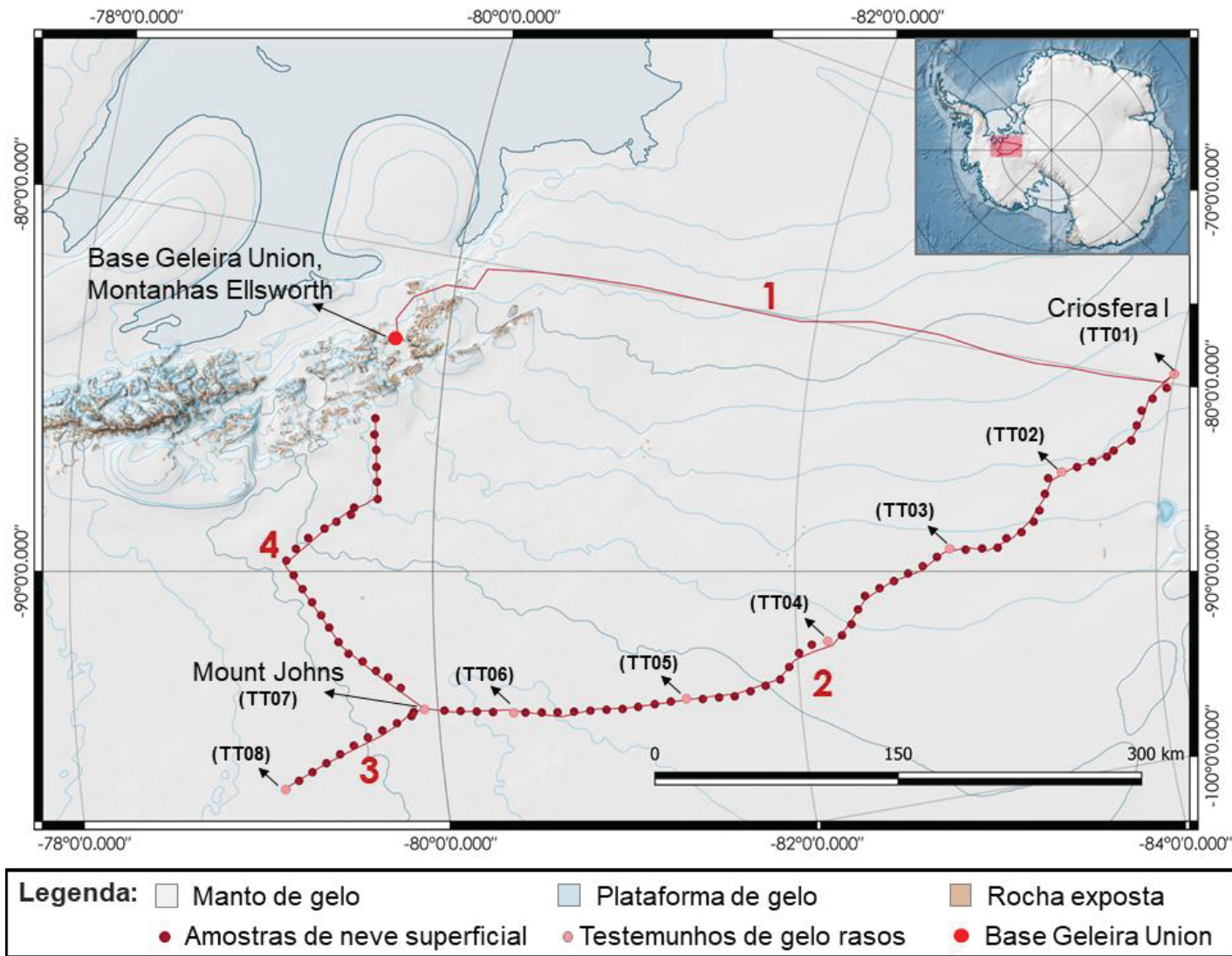


Figura 11. Mapa mostrando a localização da rota percorrida (segmento vermelho) e dos sítios de coleta de amostras de neve superficial (pontos) e dos testemunhos de gelo (pontos com a sigla TT+n°) da Travessia de 2015. Mapa feito no QGIS utilizando os dados do Quantarctica Project. Os databases utilizados encontram-se nas referências, no final deste trabalho. Fonte: Do autor.

Quadro 2. Quadro que sumariza o caminho percorrido e indica a quantidade de material que foi coletado.

Trechos	Local de partida	Local de chegada	Material Coletado
1	Base na Geleira Union, Montanhas Ellsworth 79°46'00''S, 82°50'00''W	Módulo Criosfera 1 84°00'00''S, 79°29'31,4''W	Sem amostragem em 2015 (Trecho amostrado em 2014)
2	Módulo Criosfera 1 84°00'00''S, 79°29'31,4''W	Sítio do testemunho de gelo Mount Johns ¹⁰ 79°55'34.6''S, 94°21'13.3''W	57 amostras de neve superficial 7 testemunhos rasos
3	Sítio do testemunho de gelo Mount Johns 79°55'34.6''S, 94°21'13.3''W	– 79°07'23.3''S, 96°22'30.6''W	11 amostras de neve superficial 1 testemunho raso
4	Sítio do testemunho de gelo Mount Johns 79°55'34.6''S, 94°21'13.3''W	Base na Geleira Union, Montanhas Ellsworth 79°46'00''S, 82°50'00''W	24 amostras de neve superficial

10 – Localizado próximo ao divisor da bacia de drenagem que separa a bacia que flui para o Mar de Weddell – plataforma Filchner-Ronne – daquela que segue para o mar de Amundsen – Geleira Ilha Pine.

6. METODOLOGIA

6.1. ETAPA DE PESQUISA

6.1.1. *Cadernetas e relatórios de campo*

O estudo das cadernetas e relatórios de campo da Travessia de 2015 teve como foco entender o processo de amostragem, averiguar as condições meteorológicas durante a Travessia, obter os dados geográficos (latitude, longitude e elevação) de cada amostra de neve superficial e testemunho de gelo raso, como também, outras observações (tipos de neve, processos pós-deposicionais) feitas ao longo dos transectos percorridos na travessia.

6.1.2. *Revisão bibliográfica*

A revisão bibliográfica foi direcionada à revisão histórica e a construção de uma base teórica para fins de entendimento da área de estudo e formulação do problema do projeto de pesquisa. A revisão histórica teve como foco entender a propostas das campanhas de amostragem de neve e gelo na Antártica. A base teórica deste trabalho foi construída por meio de bibliografia sobre o Ambiente Antártico e sobre o potencial dos isótopos estáveis em estudos climáticos.

6.2. ETAPA DE LABORATÓRIO

A etapa de laboratório deste projeto foi dividida em quatro sub-etapas: a de planejamento das análises, calibração dos padrões internos, preparação das amostras e a de análise das razões de isótopos estáveis de H e O por CRDS. Todas estas sub-etapas foram realizadas no Laboratório de Glacioquímica/Isótopos Estáveis do Centro Polar e Climático da UFRGS (**Figura 12**).



Figura 12. (1) Foto geral do laboratório. (2) Foto mostrando as amostras armazenadas em um dos freezers do laboratório. (3) Foto mostrando algumas amostras de neve superficial coletadas na Travessia de 2015.

6.2.1. Planejamento das análises químicas

O planejamento das análises químicas compreendeu a escolha dos padrões internos, um planejamento da quantidade de rodadas de análise e distribuição das amostras nestas rodadas, como também, a contabilização e separação dos insumos do laboratório que iriam ser utilizados ao decorrer das análises das amostras de neve da Travessia de 2015.

Os padrões internos escolhidos foram o SPOLE (Padrão Polo Sul), CRIO (Padrão Criosfera), MJ (Padrão Mount Johns) e o DEPLAT (Padrão Platô Detroit). Estes padrões foram escolhidos por dois motivos: (1) são padrões de água (no caso neve) da Antártica; (2) com exceção do SPOLE, são padrões da região ocidental da Antártica (incluindo a Península), portanto, acreditava-se que estes cobririam o intervalo de valores esperados para as amostras da Travessia de 2015. Foram escolhidos quatro padrões internos, ao

invés de três (que é o habitual), devido à ampla cobertura espacial da Travessia de 2015 – desde o paralelo 84° 00' 00''S (Módulo Automático Criosfera I) até 79° 07' 23.3''S (cerca de 150 km adentro da Bacia da Geleira da Ilha Pine).

Como a proposta deste trabalho era trabalhar com 172 amostras de neve – 92 amostras de neve superficial (~20 cm) e 80 amostras referentes aos primeiros 40 cm de cada testemunho de gelo raso (cerca de 10 amostras por testemunho) – optou-se por distribuí-las em 8 rodadas de análises, sendo 7 análises com 23 amostras e 1 com 11 amostras (cf. mostrado na **Tabela 5**).

Tabela 5. Planejamento da análise química. As 172 amostras de neve foram distribuídas 8 rodadas de análises – 7 análises com 23 amostras e 1 com 11 amostras.

	<i>Amostras</i>		<i>Total</i>
	<i>Neve superficial (~20 cm)</i>	<i>Testemunhos de gelo rasos</i>	
1º_rodada de análise	S01_S23		<i>23 amostras</i>
2º_rodada de análise	S24_S46		<i>23 amostras</i>
3º_rodada de análise	S46_S69		<i>23 amostras</i>
4º_rodada de análise	S69_S92		<i>23 amostras</i>
5º_rodada de análise		TT1-01_TT3-0	<i>23 amostras</i>
6º_rodada de análise		TT1-03_TT5-0	<i>23 amostras</i>
7º_rodada de análise		TT5-01_TT7-0	<i>23 amostras</i>
8º_rodada de análise		TT8-01_TT8-0	<i>11 amostras</i>

Antes de começar a etapa de análise química, foi feito um levantamento e contabilização de quanto material laboratorial iria ser utilizado nas análises. Para as oito rodadas de análise planejadas foi separado os seguintes materiais:

- 172 vials de vidro limpos (2 ml) com tampas de rosca parafuso.
- Dois pacotes (contendo 100 unidades/cada) de septos de PTFE vermelho/ silicone branco;
- oito septos GP de 9,5 mm (silicone) para colocar na entrada do vaporizador a cada nova análise;
- 34 ponteiras de pipetas monocanal de PP (polipropileno).
- uma nova seringa de 5 μ l da linha Agilent CrossLab.

A figura abaixo (**Figura 13**) mostra cada um destes materiais que foram separados.



Figura 13. Foto mostrando os insumos essenciais para o Laboratório de Glacioquímica/Isótopos Estáveis do CPC. Os itens (1) e (2) correspondem a septos, sendo o primeiro utilizado pelo equipamento (na entrada do vaporizador) e o segundo utilizado na tampinha dos vials. Os itens (3) e (4) referem-se, respectivamente, as tampinhas de rosca e os vials limpos de vidro transparente. O (5) são as ponteiras da pipeta monocanal da Transferpette® S utilizada na pipetagem das amostras. O (6) é a seringa do autoamostrador do equipamento analítico.

6.2.2. Calibração dos padrões internos

Em qualquer rotina de análise espectrométrica, as amostras sempre devem ser analisadas com padrões – um padrão de mais baixo δ , um padrão controle e um padrão de mais alto δ – certificados por agências internacionais a fim de corrigir os possíveis erros (associados ao desvio do equipamento analítico e ao efeito de memória) e verificar a qualidade da análise. Contudo, devido ao fato de muitos padrões possuírem um preço muito elevado e a venda de alguns ser escassa e controlada no mercado, muitos laboratórios acabam utilizando padrões internos para validar suas análises deixando os padrões certificados somente para calibrar os internos (do laboratório).

O processo de calibração dos padrões internos aplicado no Laboratório de Glacioquímica/Isótopos Estáveis consiste em:

- (1) Fazer duas rodadas de análise, sequenciais, dos padrões de água internos, juntamente com padrões de água certificados internacionalmente pelo NIST e comercializado pela IAEA.
- (2) Corrigir os valores dos padrões internos em curvas de calibração construídas em Excel por intermédio dos padrões certificados, para cada análise.
- (3) Fazer uma média para cada padrão interno, com os valores obtidos nas duas análises.
- (4) Verificar se o desvio entre as médias de cada padrão interno não difere mais que 0,025‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ e 0,1‰ para o δD .

Os padrões certificados utilizados na calibração dos padrões internos escolhidos previamente – SPOLE, CRIO, MJ e DEPLAT (conforme discutido no tópico 7.2.1.) – foram: o GISP (*Greenland Ice Sheet Precipitation*), o SLAP (*Standard Light Antarctic Precipitation*) e o VSMOW-2 (*Vienna Standard Mean Ocean Water 2* – padrão sintético que representa a composição média dos oceanos). A função destes padrões no processo de calibração e seus valores de composição isotópica podem ser vistos na **Tabela 6**.

Tabela 6. Composição isotópica dos padrões de água certificados utilizados na calibração dos padrões internos do Laboratório de Glacioquímica/Isótopos Estáveis (CPC/UFRGS). A última coluna da tabela mostra a função destes padrões no processo de calibração.

Padrão certificado	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	Função
GISP	-24,78	-189,5	<i>controle</i>
SLAP	-55,5	-428,0	<i>baixo δ</i>
VSMOW-2	0	0	<i>alto δ</i>

A composição isotópica obtida para cada padrão interno após calibração com os padrões certificados pode ser vista na **Tabela 7**.

Tabela 7. Composição isotópica (média) dos padrões de água internos obtidos após a etapa de calibração. Note na última coluna a função do padrão interno no processo de correção dos resultados das amostras da Travessia de 2015.

Padrão interno	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	Função
SPOLE	-49,1	-385,03	<i>baixo δ</i>
CRIO	-41,97	-328,95	<i>controle / baixo δ</i>
MJ	-35,63	-282,90	<i>alto δ / controle</i>
DEPLAT	-12,34	-91,94	<i>alto δ</i>

6.2.3. Preparação das amostras para análise

A preparação das amostras consistiu na retirada do conjunto de amostras dos freezers do laboratório do CPC cerca de duas horas antes de ligar o equipamento. Após o descongelamento, para cada amostra foi retirada uma fração de 2 ml com pipeta monocalal Transferpette® S da BRAND, de calibre de até 5 ml. Esta fração era colocada em vials limpos de vidro transparente (12 x 32 mm), apropriados para o equipamento analítico (**Figura 14**).

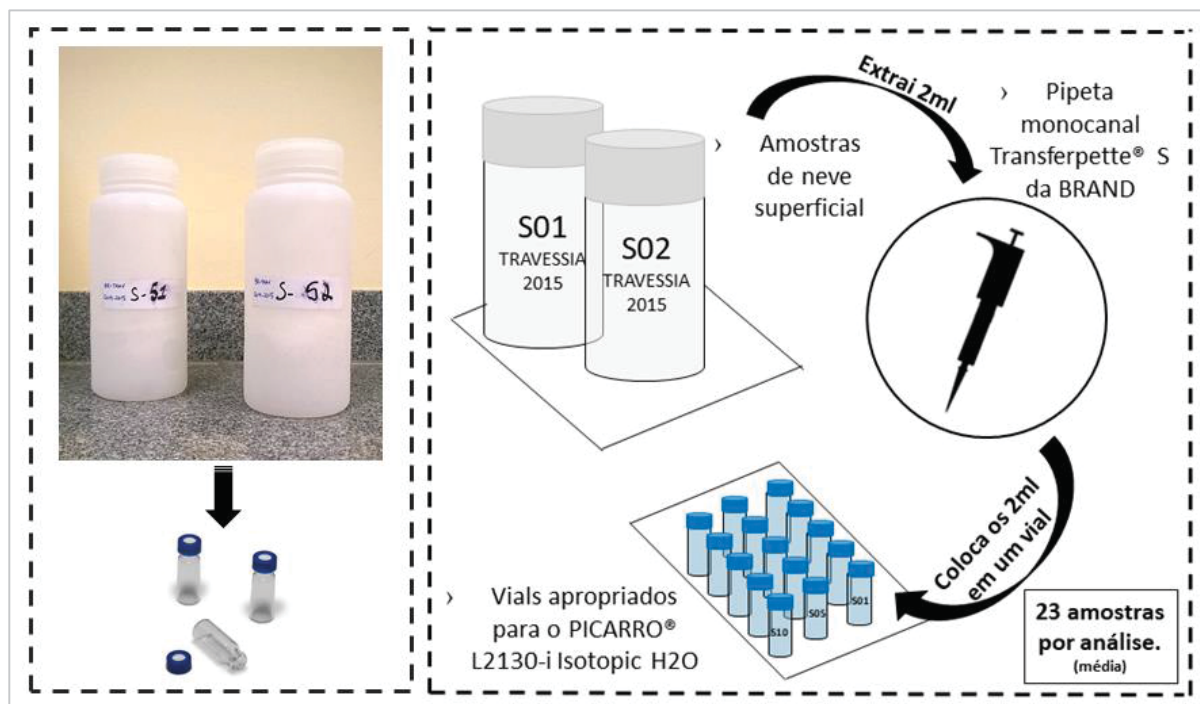


Figura 14. Foto das amostras de neve superficial (~20 cm) da Travessia de 2015 e dos vials (à direita). Esquema da etapa de transferência das amostras para os vials (à esquerda). Fonte: Do autor.

Com o intuito de evitar a contaminação de amostra para amostra (ou contaminação por transporte) – que ocorre quando um resíduo ínfimo de uma amostra permanece na pipeta e é misturado com a fração da próxima amostra manipulada – foi atribuído ao procedimento de pipetagem um processo de ambientação. O processo de ambientação consiste no descarte das duas primeiras frações retiradas da amostra a cada nova manipulação. Uma outra medida adotada para reduzir efetivamente a contaminação por transporte, foi o descarte da ponteira da pipeta a cada cinco manipulações.

A cada adição de amostra em um vial, este era fechado rapidamente a fim de evitar o máximo a interação com o ambiente, que poderia ocasionar perda isotópica (fracionamento) por evaporação. Também para evitar este problema ao longo da análise, nas tampinhas dos vials foi colocado um septo de PTFE / silicone (9 mm), que tem a função inibir esta troca.

Depois de finalizada a transferência das amostras para os vials, estes foram etiquetados e, em seguida, colocados na bandeja do equipamento junto com os padrões internos previamente calibrados (**Figura 15 (A)**). Em todas rodadas de análise, a ordem das amostras e dos padrões colocados na bandeja é registrada em uma ficha padrão do laboratório (**Figura 15 (B)**), juntamente com a data e horário em que o equipamento foi ligado, a pressão do gás nitrogênio no começo da análise, número do arquivo no qual o equipamento vai salvar os resultados, entre outras informações.

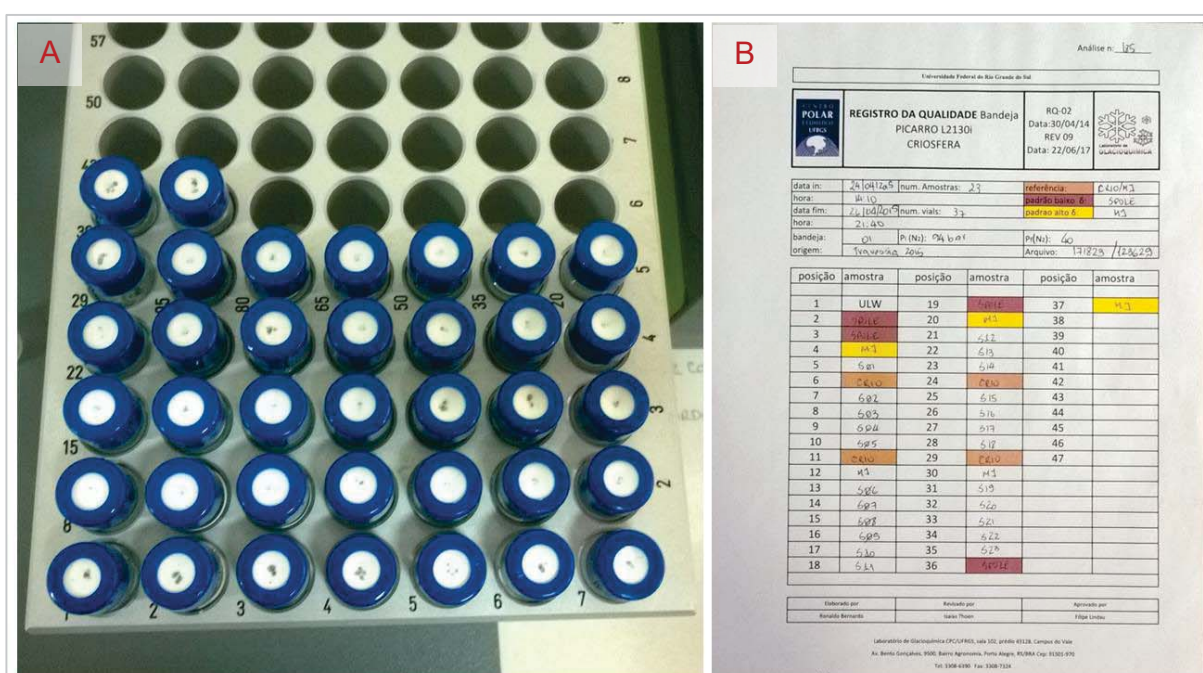


Figura 15. (A): Foto da bandeja de amostras do equipamento analítico. (B): Foto da ficha padrão de análise do Laboratório de Glacioquímica/Isótopos Estáveis do CPC.

6.2.4. Análise por espectroscopia por cavidade ressonante ring-down (CRDS)

A determinação das razões de isótopos estáveis de H e O nas 172 amostras de neve foi feita através de um sistema PICARRO de espectrometria à laser CRDS (do inglês *Cavity Ring Down Spectroscopy*), com tecnologia de laser na faixa do infravermelho próximo. Esta técnica foi desenvolvida por O'Keefe e Deacon (1988) para ser utilizada na indústria farmacêutica, mas posteriormente ela foi comercializada pela PICARRO® para fazer medidas das razões de isótopos estáveis em amostras água, o que a tornou

também aplicável a estudos ambientais (Mariani, 2013). A técnica CRDS aplicada na análise das razões de isótopos H e O utiliza o laser infravermelho próximo pelo fato de ser a faixa de frequência na qual as moléculas de água sofrem absorção.

Ao contrário das outras técnicas de absorção (que medem a magnitude de absorção e, portanto, baseiam-se na Lei de Lambert-Beer), a técnica CRDS baseia-se na medição da taxa de absorção de um pulso de luz confinado em uma cavidade óptica fechada com um alto fator-Q (fator de qualidade) (Engeln et al., 2006). De acordo com Berden et al. (2000), a vantagem sobre a espectroscopia de absorção normal resulta da insensibilidade da técnica de CRDS a flutuações na intensidade da fonte de luz; e por possuir uma cavidade óptica estável que possibilita que o comprimento do caminho efetivo percorrido pelo laser seja extremamente longo (>20 km). Este aumento excessivo do caminho efetivo garante medições de alta acuracidade da constante de tempo de decaimento da intensidade do laser e, por consequência, permite que a técnica seja sensível à baixas concentrações.

A descrição matemática do princípio físico da técnica de CRDS consiste numa adaptação da Lei de Lambert-Beer, e ela é expressa da seguinte maneira:

(Equação 6)

$$\alpha_{(\lambda)} = \frac{1}{c} \left(\frac{1}{\tau_T} - \frac{1}{\tau_E} \right)$$

Onde $\alpha_{(\lambda)}$ é o coeficiente de absorção dado um comprimento de onda, τ_E é a constante de tempo de decaimento da luz na cavidade vazia (que depende somente das características da cavidade, como tamanho e refletividade dos espelhos), τ_T é a constante de tempo de decaimento da luz na cavidade com a amostra (menor que o τ_E , pois a intensidade do decaimento é intensificada pela presença das espécies de água) e c é a velocidade da luz ($c=3 \times 10^8$ m/s).

A formulação matemática mostra que conhecendo o τ_E e medindo o τ_T é possível adquirir o coeficiente de absorção (α) e, conseqüentemente, a concentração de uma determinada molécula de água na amostra, pois:

(Equação 7)

$$\alpha_{(\lambda)} = \varepsilon_{(\lambda)} l C$$

Sendo ε o coeficiente de extinção (característica da substância, portanto, é um valor conhecido), l é o comprimento do percurso (caminho efetivo) e C a concentração.

O sistema PICARRO® utilizado pelo laboratório de Glacioquímica/Isótopos Estáveis do CPC/UFRGS é ligado a um sistema externo de gás nitrogênio (N₂) e tem como componentes principais: um autoamostrador (Picarro A0325), um vaporizador (Picarro A0211), um analisador (Picarro L2130-i), duas estações para limpeza da seringa, uma bandeja para amostras e duas bombas peristálticas (**Figura 16**). O limite de detecção do equipamento é de até 10 ppb e o fabricante garante uma precisão de 0,025‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ e 0,1‰ para o δD , um desvio de 0,2‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ e 0,8‰ para o δD , assim como, uma alta precisão espectral e estabilidade de temperatura e pressão nas medidas.

Para cada amostra é programado previamente no equipamento oito ciclos de medidas (duas a mais do que é indicado pelo fabricante), a fim de minimizar efetivamente o efeito de memória – que consiste na contaminação provocada pela análise da amostra anterior. Um ciclo de medida no equipamento dura aproximadamente 10 minutos, portanto, a análise completa de uma amostra dura 80 minutos. Cada ciclo consiste na pré-limpeza da seringa, extração de uma fração de amostra, vaporização da amostra, análise e pós-limpeza da seringa.

A limpeza da seringa acoplada ao autoamostrador é feita com água ultrapura (com resistividade de 18,2 M Ω cm à 25°C) e com uma solução MPD (solução de metilpirrolidona). Após a limpeza, a seringa extrai 2 μ l de amostra e coloca esta fração dentro do vaporizador (que mantém uma temperatura constante de 110°C). Após a evaporação a amostra é conduzida por um gás N₂ de alta pureza (>99.999%), pela ação do sistema de bombas, até a cavidade óptica – que contém três espelhos de alta refletividade (R=99.9999%), responsáveis pela acurácia na determinação do tempo de decaimento da intensidade da luz na cavidade (cf. discutido anteriormente). A cavidade é mantida em pressão subatmosférica de 67 hPa e com temperatura estabilizada em 80°C.



Figura 16. Fotos do Sistema PICARRO® L2130-i. (1) Foto geral do equipamento destacando alguns componentes do equipamento – (a) é o autoamostrador, (b) é o analisador e (c) são as bombas peristálticas. (2) Detalhe da área em vermelho – (d) são as estações de limpeza da seringa, (e) é a bandeja de amostras e (f) o vaporizador. (3) Foto do sistema de gás nitrogênio.

Dentro da cavidade óptica o vapor de água é incidido por um feixe de laser cujo λ pode ser ajustado. Este feixe de laser é continuamente acionado até uma certa voltagem (permanecendo ligado durante décimos de microssegundos) e desligado abruptamente.

Ao longo de um ciclo de medida o equipamento ajusta o laser para diferentes λ em que a água absorve luz e, em seguida, para os λ em que a água não absorve. Isto

permite obter e comparar o τ_T com o τ_E e, conseqüentemente, adquirir o valor de perda óptica (ou de absorção) ocasionada somente pela amostra, para cada λ incidente que integra a faixa de absorção da água. Essas medidas de τ são feitas por meio de um osciloscópio interno que recebe o sinal elétrico enviado pelo fotodetector (posicionado atrás de um dos espelhos) e a diferença entre os τ é obtida sem esvaziar a cavidade.

Conhecendo a perda óptica (causada somente pela amostra) em cada ponto de medida, o equipamento calcula a concentração absoluta das três principais moléculas água – $H_2^{16}O$, $H_2^{18}O$ e HDO – por meio de um ajuste matemático e converte estas concentrações para a notação delta – $\delta^{18}O$ (‰), δD (‰) – em relação ao padrão de referência VSMOW. O esquema abaixo (**Figura 17**) mostra algumas das principais etapas realizadas pelo equipamento durante um ciclo de medida (descritas ao longo deste tópico).

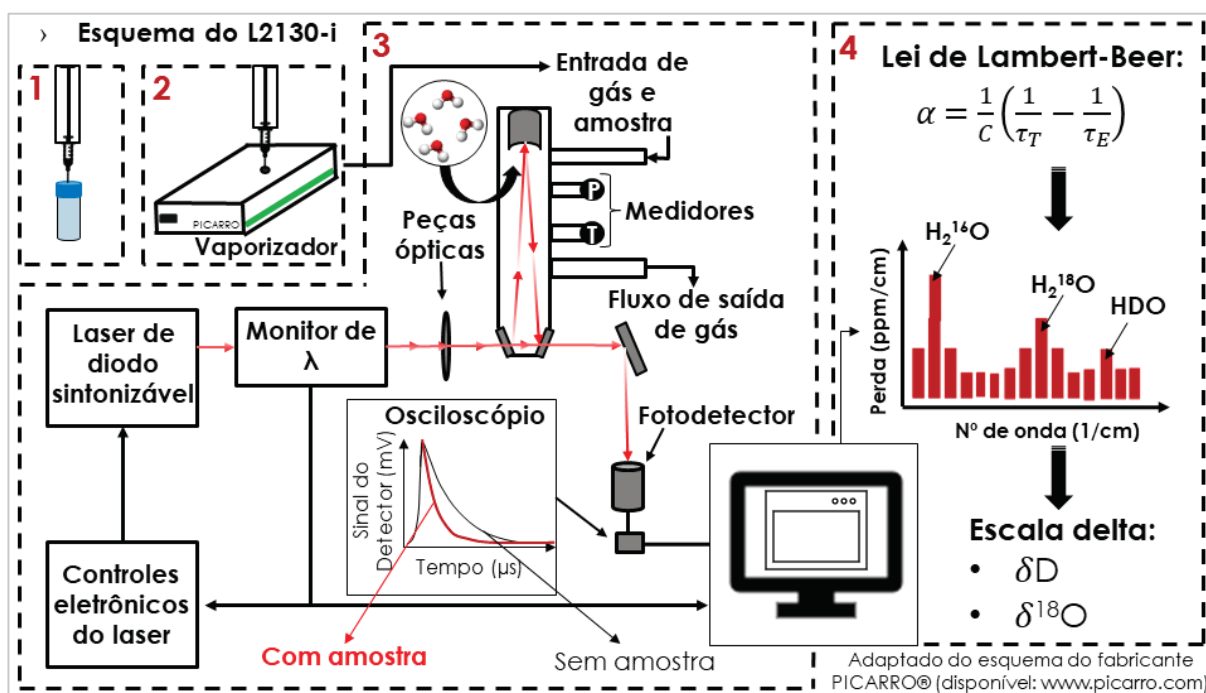


Figura 17. Esquema mostrando o funcionamento do sistema PICARRO® L2130-i. A seringa do autoamostrador extrai 2 μ l da amostra (1) e, em seguida, coloca esta fração no vaporizador (2). Após a evaporação a amostra é conduzida pelo fluxo de gás N_2 para a cavidade analítica (3), onde ela é incidida por um feixe de laser que cobre a faixa do infravermelho na qual as moléculas de água sofrem absorção. O instrumento calcula e compara automaticamente e continuamente o tempo de decaimento da intensidade da luz na cavidade com (τ_T) e sem (τ_E) a influência amostra para diferentes λ , sem expulsar a amostra da cavidade. (4). Tendo os τ_T e os τ_E , o equipamento obtém a concentração das espécimes de água e posteriormente converte esta concentração para escala delta (4). **Fonte:** Baseado no esquema do fabricante PICARRO® (disponível em: www.picarro.com).

6.3. ETAPA DE PROCESSAMENTO DOS RESULTADOS

A etapa de processamento dos dados foi subdividida em três sub-etapas: a de calibração dos resultados das análises, a de cálculo do excesso de deutério e a de correlação do conteúdo de isótopos estáveis da neve com parâmetros geográficos.

6.3.1. *Calibração dos resultados*

O procedimento de calibração dos resultados consiste na utilização da regressão linear para estabelecer a acurácia do sistema de medições e corrigir possíveis desvios nos resultados ocasionados pelo equipamento. O modelo de regressão linear ajusta um conjunto de dados à melhor reta por meio do método dos mínimos quadrados – que calcula as estimativas do coeficiente angular e do linear da reta (ou curva) de regressão resultante. Conhecendo esta reta é possível predizer os valores de y (esperados) a partir de qualquer valor de x (lidos pelo equipamento).

Os resultados das análises isotópicas da Travessia de 2015 foram corrigidos em curvas de calibração construídas em Excel, através dos valores dos padrões internos mensurados pelo equipamento (variáveis aleatórias (x)) e dos valores esperados para estes padrões (variáveis dependentes (y)) – obtidos na etapa de calibração dos padrões internos (cf. discutido no tópico 7.2.2). É importante salientar que antes de iniciar a calibração dos resultados de uma análise, sempre é feita uma média aritmética simples com as três últimas leituras de cada amostra e, que estas médias são adotadas como o valor isotópico de cada amostra.

Para cada análise foram construídas seis curvas para a correção dos resultados de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) e seis curvas para os resultados de δD (‰). Após a correção foi calculado, para cada padrão interno analisado, a diferença entre o seu valor oficial e o valor obtido na correção, a fim de verificar a qualidade da análise (**Figura 18**). Para validar a análise esta diferença não pode destoar mais que $\pm 0,2\%$ para o $\delta^{18}\text{O}$ e $\pm 0,45\%$ para o δD .

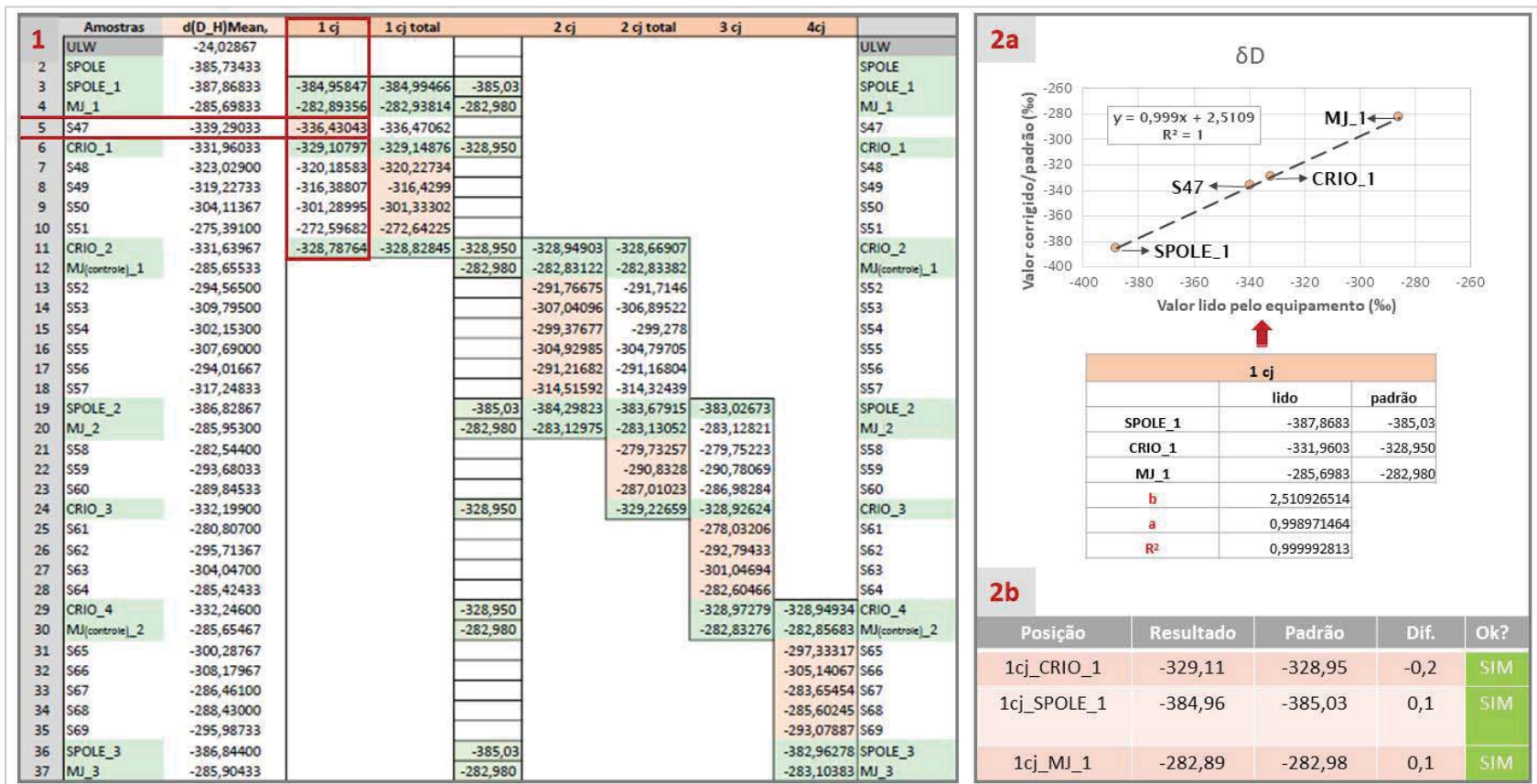


Figura 18. Exemplo de curvas de calibração para o δD . (1) Planilha contendo os resultados para cada amostra e padrão (segunda coluna) e as seis curvas (1cj, 1cj total, 2cj, 2cj total, 3cj e 4cj) construídas para correção dos valores de δD . Os valores em verde correspondem aos padrões internos e os rosa aos valores corrigidos, adotados como valores reais para amostra. (2a) Gráfico e coeficientes da equação da curva 1cj. (2b) Tabela onde é conferido o desvio entre o valor corrigido e o valor oficial adotado para o padrão. Para o δD o desvio máximo permitido para a análise ser validada é $\pm 0,45\%$ (limite adotado pelo laboratório).

6.3.2. Cálculo do excesso de deutério

O cálculo do excesso de deutério para amostras de neve superficial da travessia de 2015 consistiu na aplicação direta da fórmula da precipitação local ($d = \delta D - 8 \times \delta^{18}O$), formulada por Dansgaard (1964). Para os testemunhos de gelo raso, foi calculado a média dos deltas de ^{18}O e D, para o ano de 2014 (~20 cm), antes da aplicação da fórmula.

6.3.3. Correlação com parâmetros geográficos

A última sub-etapa de processamento dos dados consistiu na correlação do conteúdo isotópico ($\delta^{18}O$, δD e d) com parâmetros geográficos (latitude, longitude, altitude e continentalidade), ao longo de cada trecho em que foi realizado amostragem, através de equações e gráficos construídos no editor de planilhas Microsoft Office Excel (2016).

6.4. ETAPA DE MODELAMENTO DA TEMPERATURA

O modelamento da temperatura na baixa troposfera (1000-600 mb) para o ano de 2014 sobre os transectos 2, 3 e 4, percorridos na Travessia ao Manto de Gelo da Antártica Ocidental, foi feito por meio da média de dados de reanálise mensais do projeto de Reanálise 5 (ERA5; C3S, 2017) do ECMWF, obtidos para esta região. O ERA5 é a última versão de todos os projetos de reanálise e melhorou bastante em relação à última versão do ECMWF, ERA-Interim (Dee et al., 2011), pois contém dados de reanálise mais elaborados em termos de resolução espacial (dados dispostos em grades regulares de latitude e longitude com resolução de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, com parâmetros atmosféricos medidos em até 37 níveis de pressão) e temporal (de janeiro de 1950 - recente). Os dados de reanálise do ERA5 estão disponíveis no *Climate Data Store* (CDS), hospedadas pelo Copernicus.

- **O que é um projeto de reanálise e qual é a sua importância:**

Um projeto de reanálise contém um conjunto de dados globais que descrevem as melhores estimativas sobre a história recente da atmosfera – temperatura, vento, altura geopotencial e de umidade (Fujiwara et al., 2017). Estes dados são obtidos por meio da reanálise de dados observacionais – provindos da superfície (estações automáticas), aviões, navios, imagens de satélite, imagens de radar e radiossondagens – em sistemas de reanálise. Um sistema de reanálise atmosférica compreende um modelo de previsão e um sistema de assimilação de dados meteorológicos observacionais. Neste sistema, é de extrema relevância que os dados observacionais processados pelo seu modelo de previsão sejam de qualidade a fim de reduzir erros na reanálise.

Os dados de reanálise são fornecidos pelos grandes centros de previsão do tempo e do clima, sendo os mais conhecidos: o NCEP/NCAR (em inglês National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research) e o ECMWF (em inglês European Centre for Medium-Ranged Weather Forecasts).

Dados de reanálise são importantes para entender uma ampla variedade de processos e a variabilidade na atmosfera, bem como, monitorar as mudanças climáticas. (Simmons, 2007; Fujiwara, 2017). Eles são bastante utilizados em pesquisas em regiões remotas, como a Antártica, para suprir a escassez de dados do registro instrumental atmosférico – tendo por exemplo alguns trabalhos de Bromwich et al. (publicados desde o final dos anos 90 até o recente).

7. RESULTADOS

7.1. CONTEÚDO ISOTÓPICO DA NEVE SUPERFICIAL DE 2014

O conteúdo isotópico ($\delta^{18}\text{O}$, δD e d) de cada amostra de neve superficial encontra-se na tabela em anexo no final deste trabalho (anexo 3). Das 92 amostras analisadas, somente quatro foram descartadas (S45, S50, S51 e S57), por possuir um conteúdo isotópico não coerente e muito discrepante das suas amostras vizinhas. Provavelmente estas amostras sofreram alguma alteração pós-amostragem.

A apresentação dos resultados das amostras superficiais foi dividida em duas partes, uma para a apresentação dos resultados obtidos para os transectos 2 e 3 e outra para os resultados do transecto 4. O motivo é que os transectos 2 e 3 encontram-se em continuidade num *trend* N-S, enquanto o transecto 4 é ortogonal à estes transectos e se encontra num *trend* E-O.

7.1.1. Resultados obtidos para os transectos 2 e 3

Analisando o sinal isotópico ao longo dos transectos 2 e 3 é evidente duas tendências para cada parâmetros isotópicos analisado – uma entre o trecho que abrange a amostra S1 até a S44 e outra no trecho entre a S45 e a S58¹¹ (ver **Figura 19**). Esta mudança brusca do comportamento do sinal isotópico ocorre cerca de 75 km ao sul do divisor de drenagem entre as bacias 1 e 22.

As correlações do conteúdo isotópico com parâmetros geográficos para estes dois trechos serão apresentadas separadamente nos itens abaixo.

11 – Obs.: a amostragem do transecto 3 começou por um ponto mais distal (79°07'23.3"S, 96°22'30.6"W) e seguiu em direção ao último ponto amostrado no transecto 2 (57).

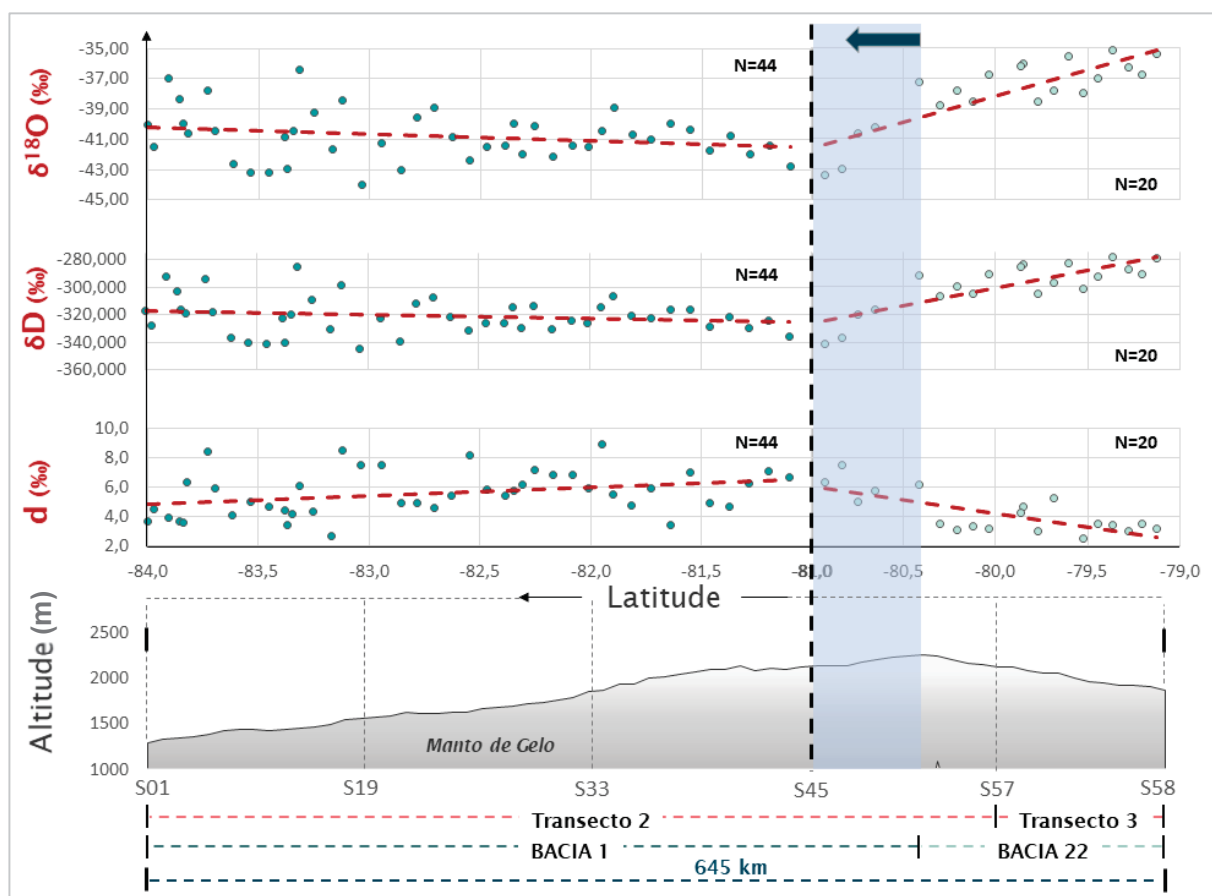


Figura 19. Relação entre o conteúdo de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$, δD e d) e a latitude ao longo dos transectos 2 e 3. A linha preta tracejada marca a mudança no comportamento do sinal. As linhas vermelhas correspondem as equações de regressão linear entre cada parâmetro isotópico e a latitude. As bolinhas em verde escuro correspondem ao valor dos parâmetros isotópicos mensurados entre a S01-S44, e as em verde claro aos valores mensurados entre a S45-S68. Note no perfil de elevação abaixo que a inversão do sinal ocorre alguns quilômetros antes ($\sim 75\text{km}$) do divisor de drenagem glacial que separa a Bacia 1 da 22.

- **Trecho S01-S44:**

No trecho S01-S44 os valores dos deltas não distam muito da média, embora apresente uma diferença entre os valores mínimos e máximos de $7,88\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ e de $59,522\text{‰}$ δD . Similarmente os valores de excesso de deutério (d) ao longo deste trecho possuem este mesmo comportamento (ver **Figura 19** e **Tabela 8**). Nota-se que os valores de deltas que distam da média ocorrem principalmente entre 83° - 84°S ; já no caso do d estes ocorrem de maneira mais distribuída (ver **Figura 19**).

Tabela 8. Média e valores mínimos e máximos de cada parâmetro isotópico para o trecho S01-S44.

	<i>Média (‰)</i>	<i>Mínimo (‰)</i>	<i>Máximo (‰)</i>
$\delta^{18}\text{O}$	$-40,79 \pm 1,67$	-44,03	-36,42
δD	$-320,727 \pm 13,377$	-344,780	-285,258
d	$5,6 \pm 1,5$	2,7	8,9

As equações de regressão linear que descrevem o comportamento de cada parâmetro isotópico com a variação da latitude, construídas para o trecho S01-S44 (cf. visto na **Figura 19**), encontram-se listadas na **Tabela 9**. É notável ao longo deste trecho a baixa linearidade da relação entre o conteúdo de isótopos estáveis e a latitude, como também, a correlação levemente negativa com o d e levemente positiva com os deltas.

Tabela 9. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico do trecho S01-S44 e a latitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.

	<i>Equação</i>	R^2	ρ
$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O} = 0,4277 \times \text{Latitude} - 76,16$	0,05	0,22
δD	$\delta\text{D} = 2,8467 \times \text{Latitude} - 556,16$	0,03	0,19
d	$d = -0,5747 \times \text{Latitude} + 53,12$	0,11	-0,33

As figuras **20** e **21** correspondem, respectivamente, aos gráficos da relação do conteúdo isotópico com a variação da altitude e da longitude para o trecho S01-S44. As equações de regressão linear de cada uma das retas em destaque nestas figuras encontram-se listadas na **Tabela 10** (equações construídas para avaliar o efeito da altitude sobre o conteúdo isotópico) e na **Tabela 11** (equações construídas para avaliar o efeito da longitude).

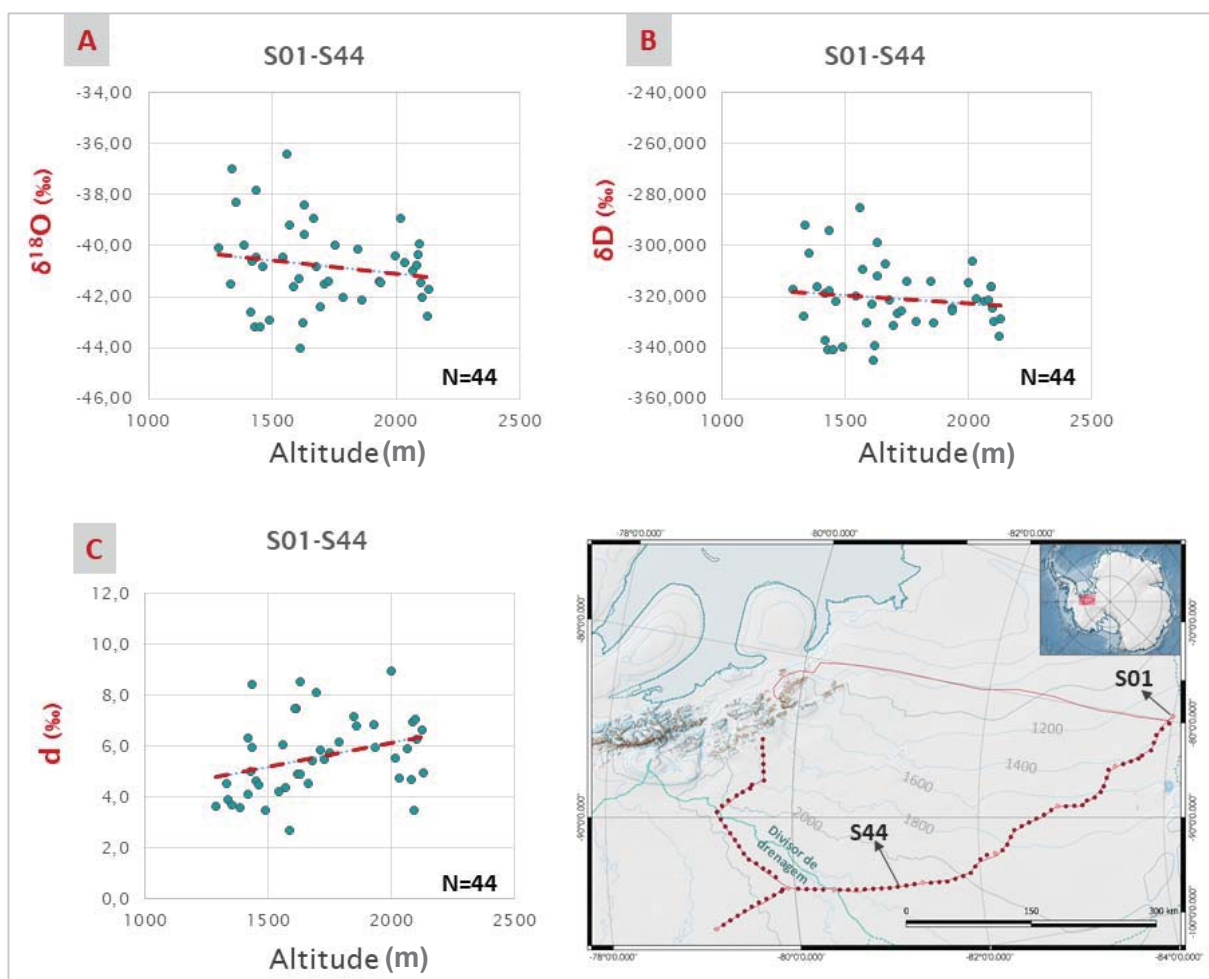


Figura 20. Relação entre o conteúdo de isótopos estáveis e a altitude ao longo do trecho entre S1-S44. As linhas vermelhas correspondem as equações de regressão linear entre cada parâmetro isotópico e a altitude. Em (A) a relação do $\delta^{18}\text{O}$ e em (B) a relação do δD . Note que ambas têm uma leve tendência negativa com o aumento da altitude. Em (C) a relação do d , que possui comportamento inverso ao dos deltas. O mapa no canto inferior à direita mostra a localização das amostras que delimitam este trecho.

Tabela 10. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico do trecho S01-S44 e a altitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.

	<i>Equação</i>	R^2	ρ
$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O} = - 0,0010 \times \text{Altitude} - 39,03$	0,03	-0,17
δD	$\delta\text{D} = - 0,0063 \times \text{Altitude} - 309,93$	0,02	-0,13
d	$d = 0,0019 \times \text{Altitude} + 2,31$	0,11	0,34

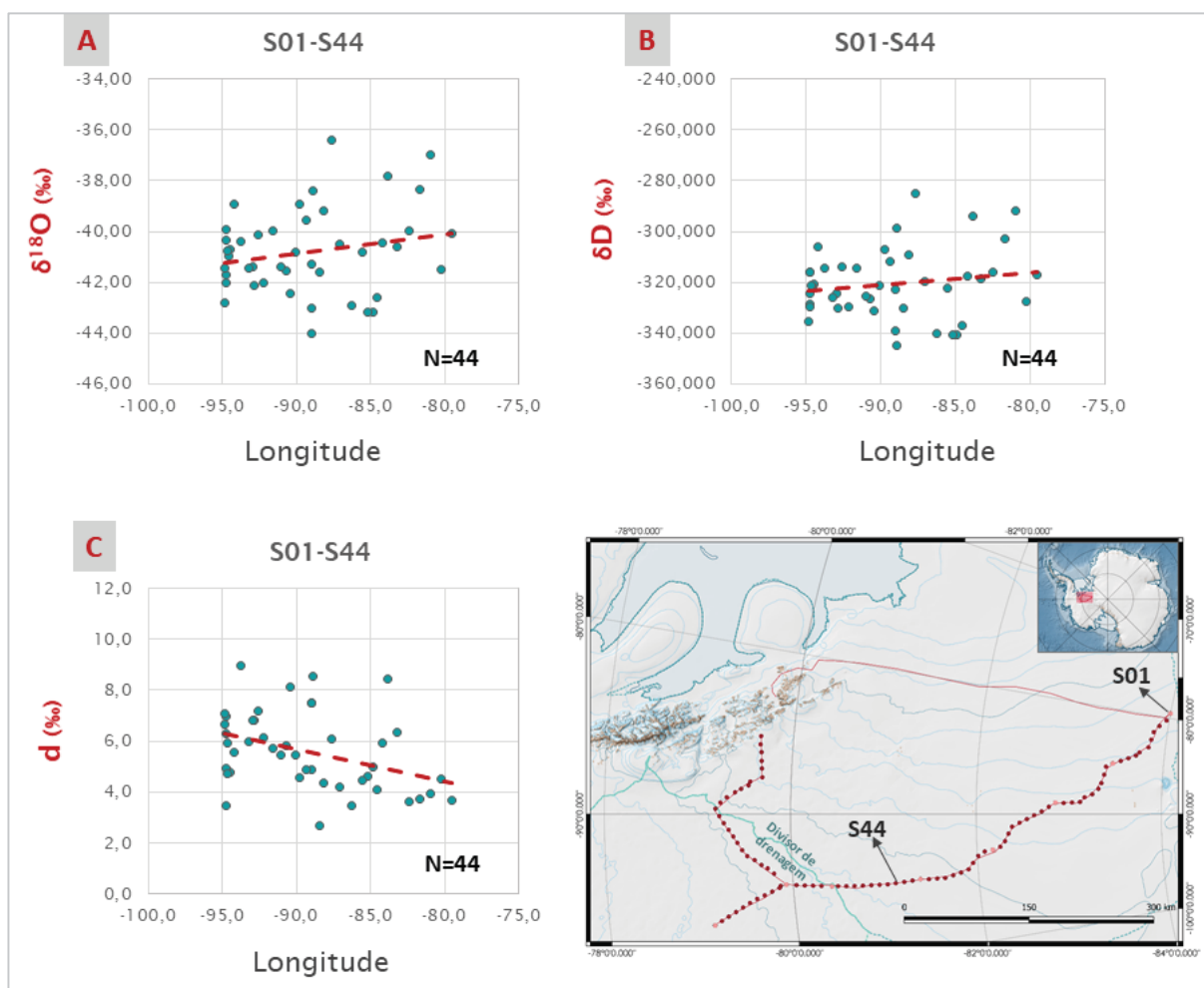


Figura 21. Relação entre o conteúdo de isótopos estáveis e a longitude ao longo do trecho entre S1-S44. As linhas vermelhas correspondem as equações de regressão linear entre cada parâmetro isotópico e a longitude. Em (A) a relação do $\delta^{18}\text{O}$ e em (B) a relação do δD . Note que ambas têm uma leve tendência negativa com o aumento da longitude. Em (C) a relação do d , que possui comportamento inverso ao dos deltas. O mapa no canto inferior à direita mostra a localização das amostras que delimitam este trecho.

Tabela 11. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico do trecho S01-S44 e a longitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.

	<i>Equação</i>	R^2	ρ
$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O} = -0,0751 \times \text{Longitude} - 34,09$	0,04	-0,21
δD	$\delta\text{D} = -0,4767 \times \text{Longitude} - 278,27$	0,03	-0,16
d	$d = 0,1247 \times \text{Longitude} - 5,55$	0,14	0,38

De modo igual à relação averiguada para latitude, a relação entre o conteúdo de isótopos estáveis com a altitude e a longitude é de baixa linearidade. Contudo, a correlação dos deltas e do d, tanto com a altitude quanto com a longitude, é inversa àquela observada para a latitude – ou seja, os deltas possuem uma correlação levemente negativa com tais parâmetros e o d uma correlação levemente positiva (ver **Tabela 10 e 11**).

É importante destacar que todas as amostras ao longo deste trecho encontram-se basicamente na mesma distância da linha de costa do setor do Mar de Weddell (aproximadamente 1000 km). E com relação à linha de costa do setor do mar de Amundsen-Bellingshausen está distância varia de 600 km até 1100 km (medidas estimadas no programa QGIS).

- **Trecho S45-S58:**

Os valores dos deltas e de d variam bastante ao longo do trecho S45-S58 (ver **Figura 19**). A diferença entre os valores mínimos e máximos dos deltas, $\delta^{18}\text{O}$ e δD , respectivamente, é de 8,2‰ e 62,780‰, e para o d esta diferença é de 4,3‰ (ver tabela 12).

Tabela 12. Média e valores mínimos e máximos de cada parâmetro isotópico para o trecho S45-S58.

	<i>Média (‰)</i>	<i>Mínimo (‰)</i>	<i>Máximo (‰)</i>
$\delta^{18}\text{O}$	-37,96 ± 2,32	-43,39	-35,19
δD	-299,601 ± 17,618	-340,812	-278,032
d	4,1 ± 1,5	2,0	6,3

A **Tabela 13** contém as equações de regressão linear (das retas em destaque na **Figura 19**) que descrevem a relação de cada parâmetro isotópico com a variação da latitude para o trecho S45-S58. Diferentemente do que foi verificado no trecho S01-S44, nesse trecho a relação entre o conteúdo isotópico e a latitude é de alta linearidade. Ademais a correlação dos deltas com a latitude é fortemente negativa e do d é fortemente positiva (ver tabela 13).

Tabela 13. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico do trecho S45-S58 e a latitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.

	<i>Equação</i>	R^2	ρ
$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O} = -3,4484 \times \text{Latitude} + 237,73$	0,70	-0,84
δD	$\delta\text{D} = -25,7370 \times \text{Latitude} + 1758,00$	0,68	-0,82
d	$d = 1,8508 \times \text{Latitude} - 143,85$	0,52	0,72

No trecho S45-S58 observa-se que a relação do conteúdo isotópico com a altitude é de baixa linearidade. Porém, tanto os deltas como o d possuem uma correlação moderada com a altitude e, assim como ao que foi visto para a latitude, a correlação dos deltas é negativa e a do d é positiva (ver **Figura 22** e **Tabela 14**).

No que se refere a longitude, as relações com o conteúdo isotópico não possuem linearidade. Ao contrário do que foi averiguado nas relações com a latitude e altitude, a correlação dos deltas com a longitude é levemente positiva e com o d é levemente negativa (ver **Figura 23** e **Tabela 15**).

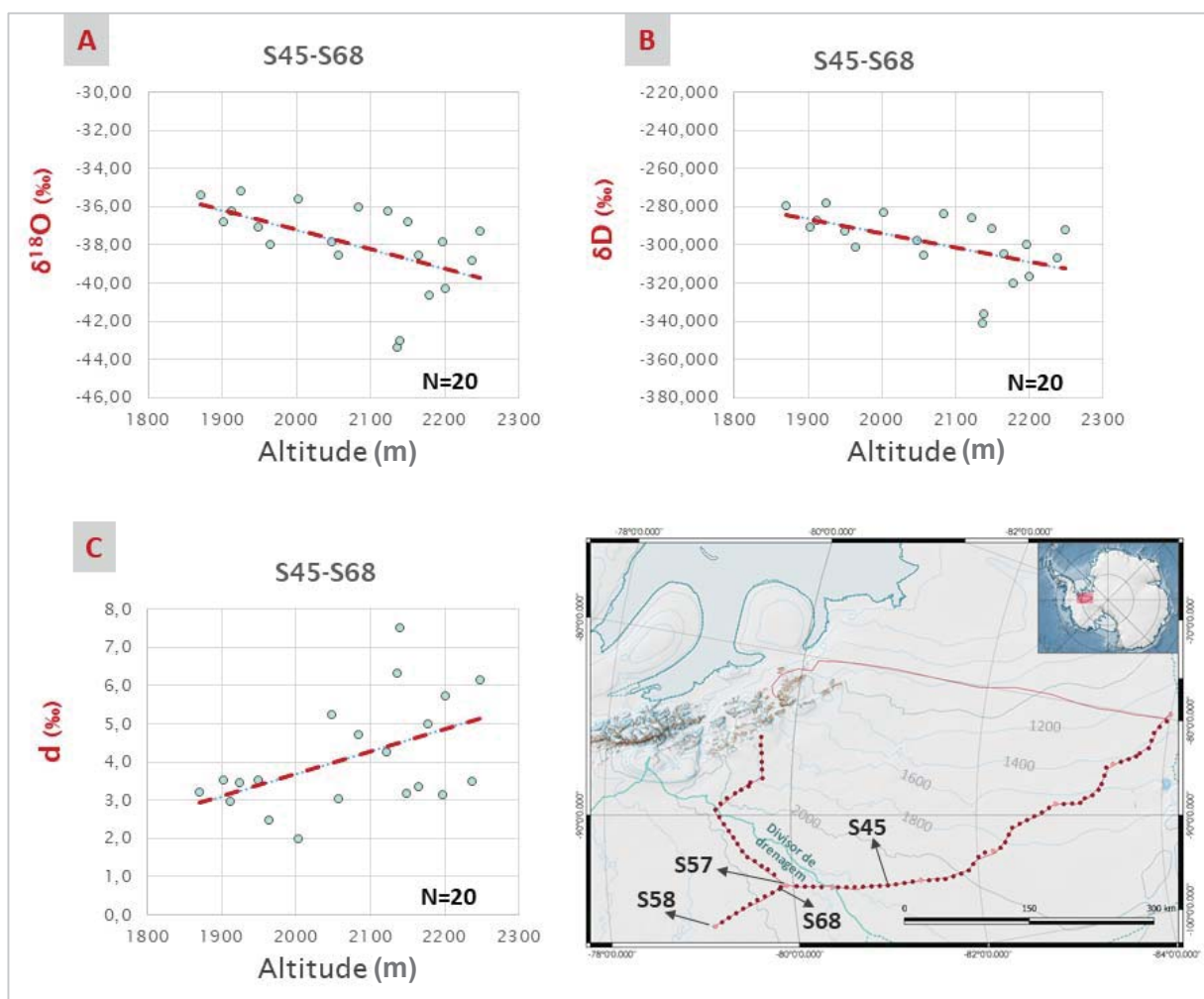


Figura 22. Relação entre o conteúdo de isótopos estáveis e a altitude ao longo do trecho entre S45-S58. As linhas vermelhas correspondem as equações de regressão linear entre cada parâmetro isotópico e a altitude. Em (A) a relação do $\delta^{18}\text{O}$ e em (B) a relação do δD . Note que ambas têm uma correlação negativa com o aumento da altitude. Em (C) a relação do d , que possui comportamento inverso ao dos deltas. O mapa no canto inferior à direita mostra a localização das amostras que delimitam este trecho (S45 e a S58).

Tabela 14. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico do trecho S45-S58 e a altitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.

	<i>Equação</i>	R^2	ρ
$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O} = -0,0101 \times \text{Altitude} - 16,98$	0,28	-0,53
δD	$\delta\text{D} = -0,0751 \times \text{Altitude} - 143,91$	0,26	-0,51
d	$d = 0,0059 \times \text{Altitude} - 8,06$	0,24	0,49

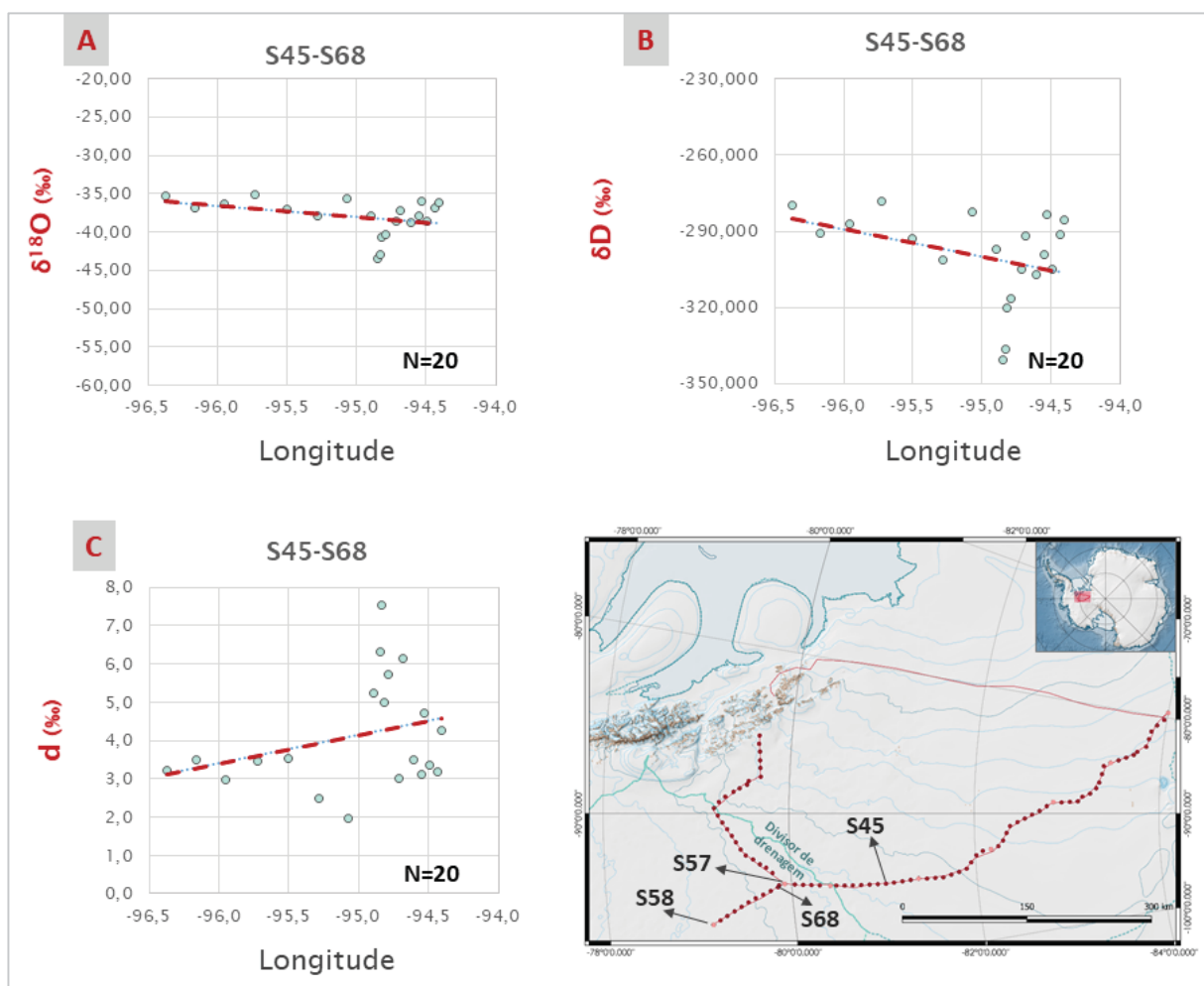


Figura 23. Relação entre o conteúdo de isótopos estáveis e a longitude ao longo do trecho entre S45-S58. As linhas vermelhas correspondem as equações de regressão linear entre cada parâmetro isotópico e a longitude. Em (A) a relação do $\delta^{18}\text{O}$ e em (B) a relação do δD . Note que ambas têm uma leve tendência positiva com o aumento da longitude. Em (C) a relação do d, que possui comportamento inverso ao dos deltas. O mapa no canto inferior à direita mostra a localização das amostras que delimitam este trecho (S45 e a S58).

Tabela 15. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico do trecho S45-S58 e a longitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.

	<i>Equação</i>	R^2	ρ
$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O} = 1,4303 \times \text{Longitude} - 173,89$	0,14	0,37
δD	$\delta\text{D} = 10,706 \times \text{Longitude} - 1317,10$	0,13	0,36
d	$d = -0,736 \times \text{Longitude} + 74,06$	0,09	-0,30

7.1.2. Resultados obtidos para o transecto 4

A tabela 16 contém a média e os valores mínimos e médios para cada parâmetro isotópico mensurado nas amostras coletadas ao longo do transecto 4 (S69-S92). A diferença entre os valores mínimos e máximos é de 7,59‰, 57,664‰ e 7,1‰ para o $\delta^{18}\text{O}$, δD e d, respectivamente.

Tabela 16. Média e valores mínimos e máximos de cada parâmetro isotópico para o transecto 4 (S69-S92).

	<i>Média (‰)</i>	<i>Mínimo (‰)</i>	<i>Máximo (‰)</i>
$\delta^{18}\text{O}$	-38,30 ± 2,23	-42,19	-34,60
δD	-301,451 ± 16,646	-332,641	-274,977
d	4,94 ± 2,1	1,84	8,91

As equações de regressão que expressam a relação entre o conteúdo de isótopos estáveis das amostras do transecto 4 e os parâmetros geográficos estão listadas na **Tabela 17** (relação com a longitude), **18** (com a latitude) e **19** (com a altitude). Nota-se, ao longo deste transecto uma alta linearidade, bem como, uma forte correlação entre conteúdo isotópico e a longitude, sendo positiva para os deltas e negativa para o d (ver **Figura 24** e **Tabela 17**).

Diferentemente, a relação do conteúdo isotópico com a latitude é de baixa linearidade, e a correlação é negativa com os deltas e positiva com o d (ver **Figura 25** e tabela 18). É observado ao longo deste transecto que a relação com altitude é moderadamente linear e, a correlação é moderada à forte, sendo positiva com os deltas e negativa com o d (ver **Figura 26** e tabela 19).

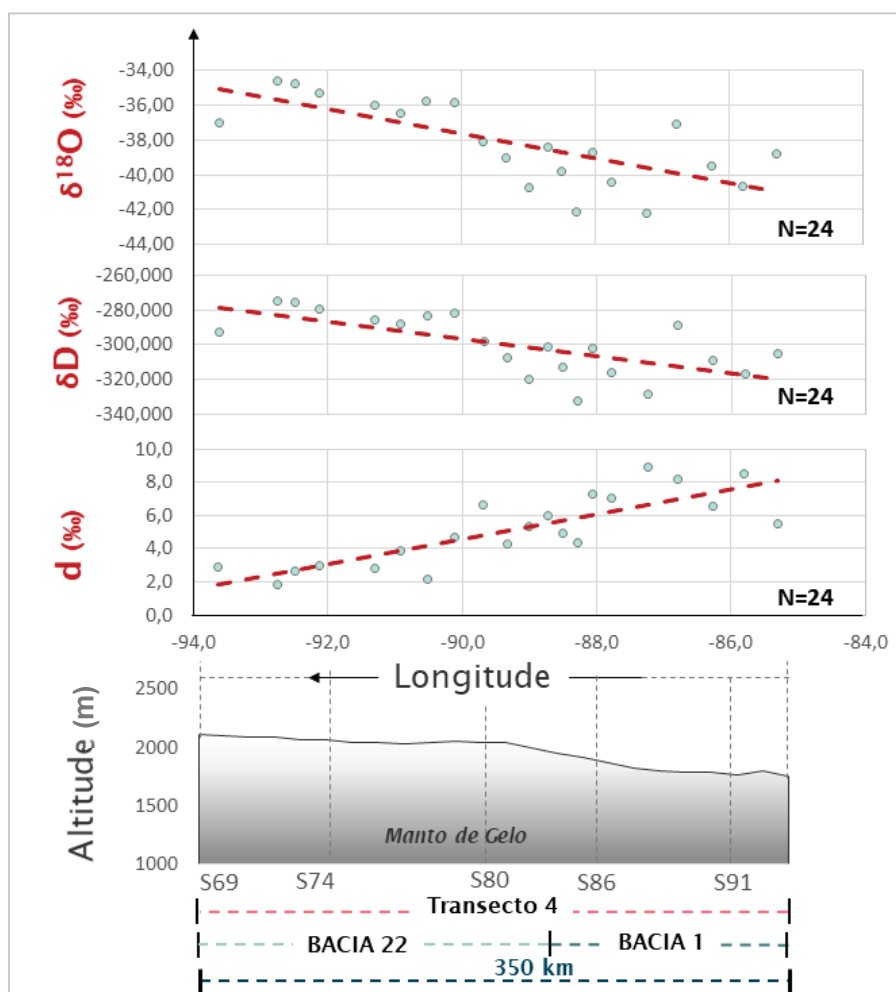


Figura 24. Relação entre o conteúdo de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$, δD e) e a longitude ao longo do transecto 4 (S69-S92). Note no perfil de elevação abaixo que este transecto cobre parte da Bacia 1 e parte da Bacia 22.

Tabela 17. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico das amostras do transecto 4 (S69-S92) e a longitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.

	<i>Equação</i>	R^2	ρ
$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O} = 0,7115 \times \text{Longitude} - 101,66$	0,52	0,72
δD	$\delta\text{D} = 4,9431 \times \text{Longitude} - 741,37$	0,46	0,68
d	$d = -0,7485 \times \text{Longitude} + 71,93$	0,68	-0,82

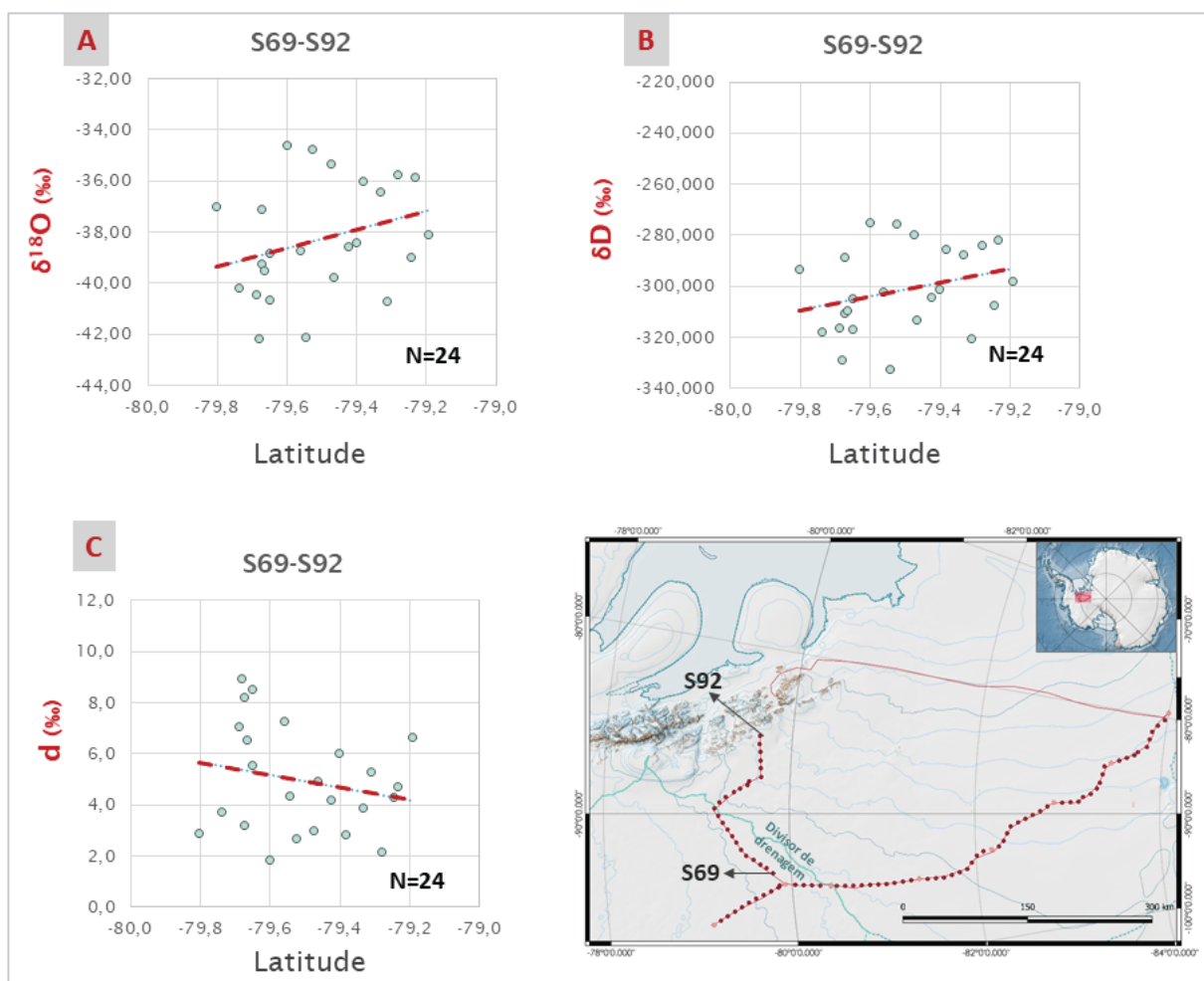


Figura 25. Relação entre o conteúdo de isótopos estáveis e a latitude ao longo do transecto 4. As linhas vermelhas correspondem as equações de regressão linear entre cada parâmetro isotópico e a altitude. Em (A) a relação do $\delta^{18}\text{O}$ e em (B) a relação do δD . Note que ambos têm uma correlação negativa com o aumento da latitude. Em (C) a relação do d , que possui comportamento inverso ao dos deltas. O mapa no canto inferior à direita mostra a localização das amostras que delimitam este trecho (S69-S92).

Tabela 18. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico das amostras do transecto 4 (S69-S92) e a latitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.

	<i>Equação</i>	R^2	ρ
$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O} = -3,6581 \times \text{Latitude} + 252,55$	0,09	-0,29
δD	$\delta\text{D} = -26,8570 \times \text{Latitude} + 1833,90$	0,08	-0,29
d	$d = 2,4080 \times \text{Latitude} - 186,51$	0,04	0,21

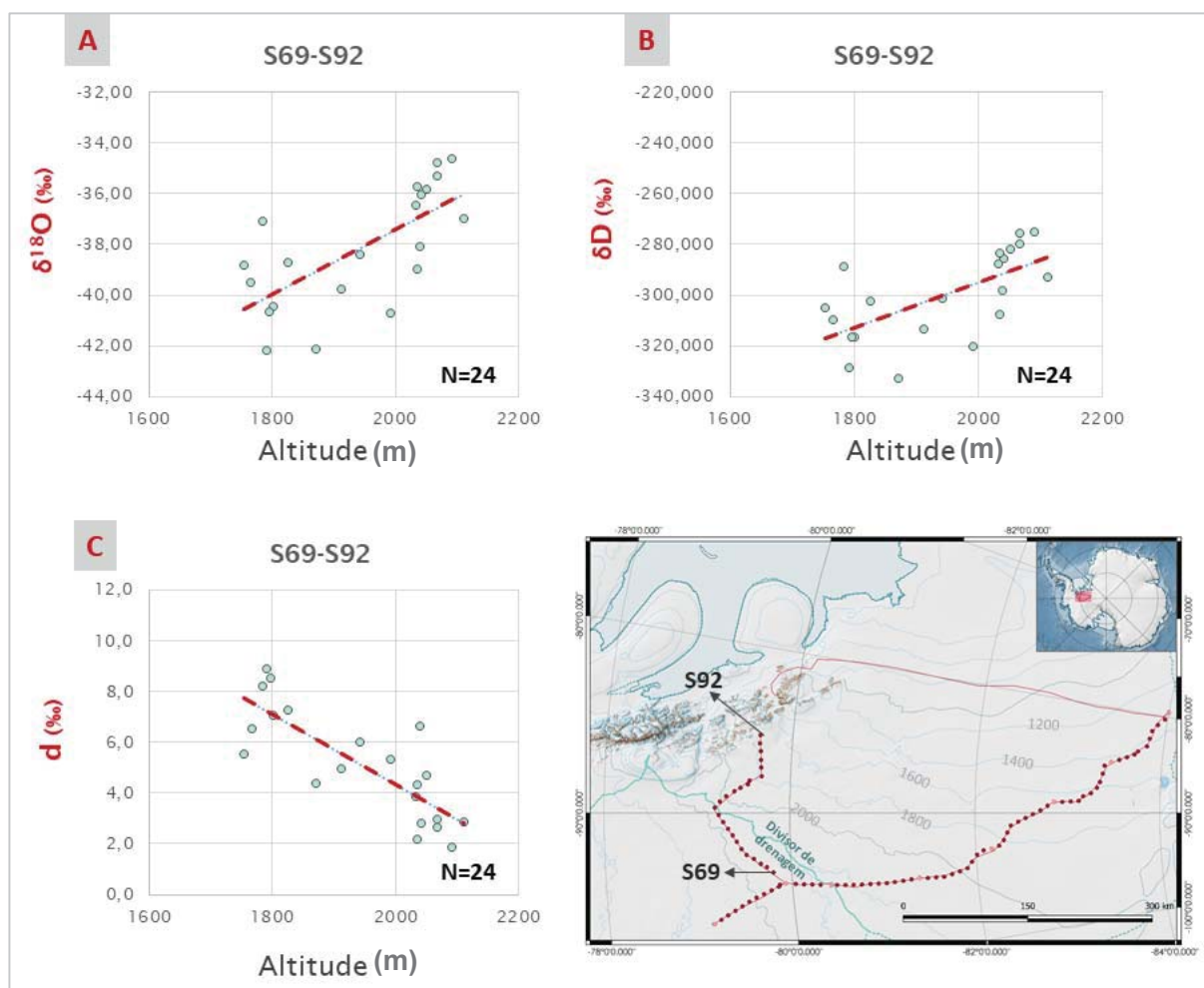


Figura 26. Relação entre o conteúdo de isótopos estáveis e a altitude ao longo do transecto 4. As linhas vermelhas correspondem as equações de regressão linear entre cada parâmetro isotópico e a altitude. Em (A) a relação do $\delta^{18}\text{O}$ e em (B) a relação do δD . Note que ambas têm uma correlação positiva com o aumento da altitude. Em (C) a relação do d , que possui comportamento inverso ao dos deltas. O mapa no canto inferior à direita mostra a localização das amostras que delimitam este trecho (S69-S92).

Tabela 19. Equações de regressão que descrevem a relação entre o conteúdo isotópico das amostras do transecto 4 (S69-S92) e a longitude, juntamente com os coeficientes de determinação linear (R^2) e de correlação (ρ) destas duas variáveis.

	<i>Equação</i>	R^2	ρ
$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O} = 0,0128 \times \text{Altitude} - 62,98$	0,47	0,69
δD	$\delta\text{D} = 0,0884 \times \text{Altitude} - 471,88$	0,41	0,64
d	$d = -0,0138 \times \text{Altitude} + 31,99$	0,65	-0,81

7.2. CONTEÚDO ISOTÓPICO DOS TESTEMUNHOS DE GELO RASOS

O conteúdo isotópico ($\delta^{18}\text{O}$, δD e d) obtido para as amostras dos primeiros 40 cm de cada testemunho de gelo analisado está na tabela em anexo no final deste trabalho (anexo 04). De todos os testemunhos analisados, somente o sinal do TT02 estava muito alterado e, por isso, seus resultados foram descartados.

A **Tabela 20** mostra os resultados da média anual do $\delta^{18}\text{O}$ e do δD obtida calculada para os primeiros 20-15 cm de cada testemunho, bem como, a comparação desta média com a sua amostra de neve superficial correspondente. Note que com exceção do TT2 e do TT7 a diferença obtida entre estes dois resultados está dentro de um limite aceitável (ver o trabalho do Xiao et al, 2012, que obteve diferenças maiores), o que qualifica os valores das amostras de neve superficial como de precipitação anual.

Tabela 20. Comparação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e de δD obtidos nas amostras de neve superficial com os valores obtidos para os primeiros 20 cm dos testemunhos de gelo rasos.

Testemunho/ Amostra superficial correspondente	Nº de amostras do testemunho (~15-20 cm)	$\delta^{18}\text{O}$			δD		
		Média Testemunho (~15-20 cm)	Amostra de neve superficial (~15-20 cm)	Diferença	Média Testemunho (~15-20cm)	Amostra de neve superficial (~15-20cm)	Diferença
TT01-S01	4	-39,67‰	-40,07‰	0,4‰	-311,205‰	-316,920‰	5,715‰
TT02-S11	X	X	-43,16‰	X	X	-340,638‰	X
TT03-S21	5	-42,33‰	-43,03‰	0,7‰	-330,96‰	-339,312‰	-8,352‰
TT04-S31	5	-40,23‰	-42,14‰	1,91‰	-322,581‰	-330,326‰	7,745‰
TT05-S41	4	-41,35‰	-40,76‰	-0,59‰	-323,869‰	-321,354‰	-2,515‰
TT06-S52	4	-38,28‰	-37,24‰	-1,04‰	-300,139‰	-291,767‰	-8,372‰
TT07-S57	6	-34,74‰	-39,73‰	4,99‰	-274,947‰	-314,516‰	39,569‰
TT08-S58	6	-34,43‰	-35,37‰	0,94‰	-272,780‰	-279,733‰	6,953‰

7.3. PERFIL DE TEMPERATURA

A **Figura 27** e a **Figura 28** mostram os perfis verticais da temperatura média anual de 2014 da baixa troposfera (1000-600 mb ou da superfície até 10000 m) ao longo do transecto 2-3 e 4, respectivamente.

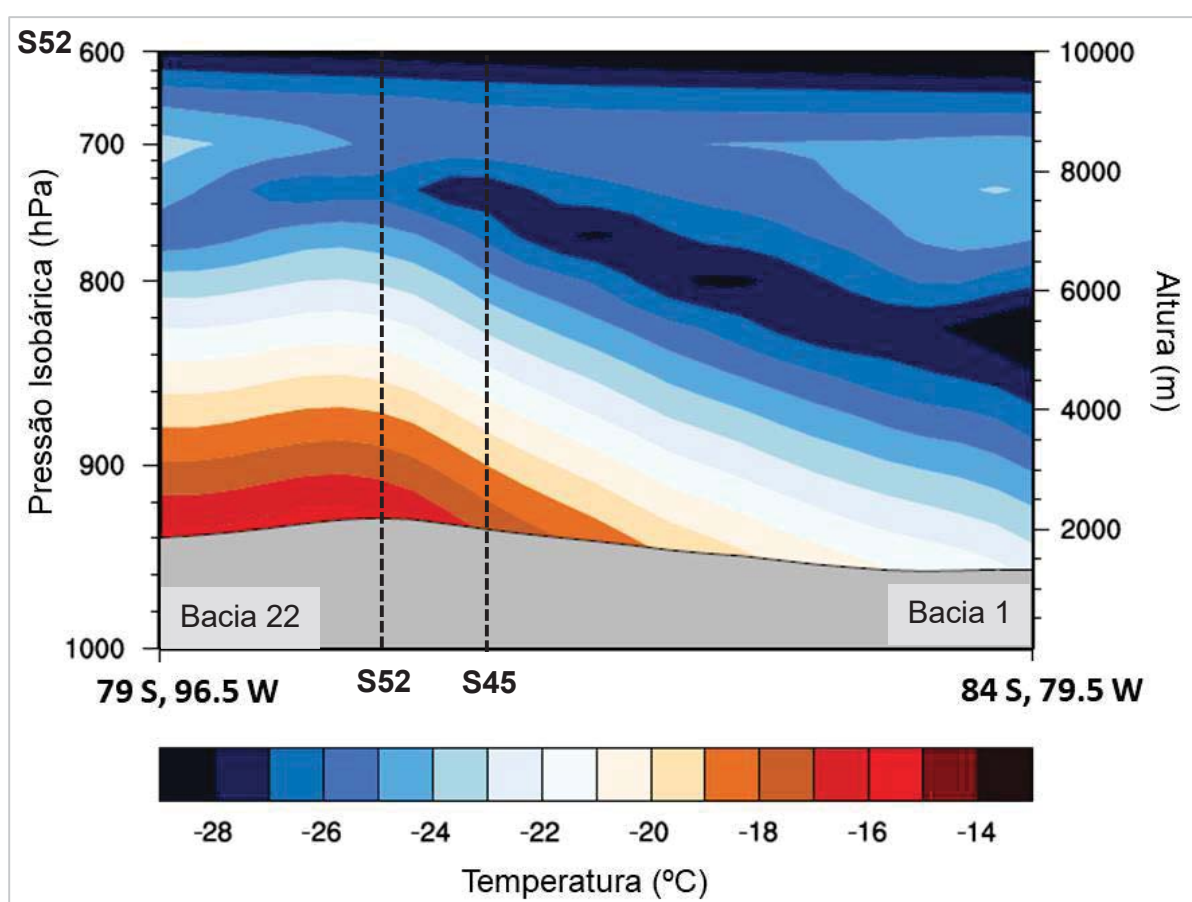


Figura 27. Perfil vertical da temperatura média anual de 2014 da baixa troposfera ao longo do transecto 2 e 3. Note que o lado esquerdo (Bacia 22 – Setor de Amundsen-Bellingshausen) da seção é relativamente mais quente que o lado direito (Bacia 1– Setor do Mar de Weddell). Parte cinza corresponde ao manto de gelo.

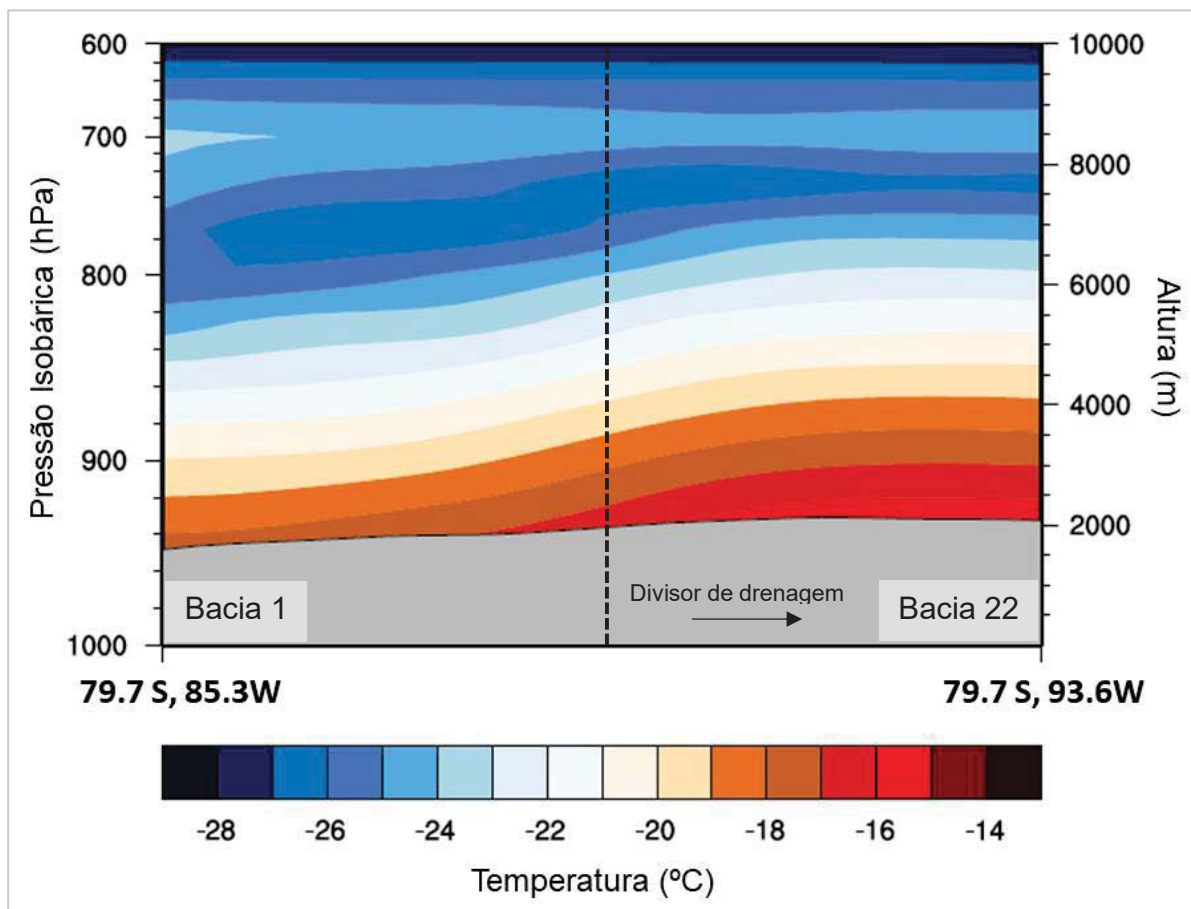


Figura 28. Perfil vertical da temperatura média anual de 2014 da baixa troposfera ao longo do transecto 4. Note que a temperatura é relativamente mais consistente ao longo da topografia, com um ligeiro aumento movendo-se para oeste (Topo do Divisor de drenagem do Manto de Gelo da Antártica Ocidental). Parte cinza corresponde ao manto de gelo.

8. DISCUSSÕES

8.1. CONTEÚDO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS NO TRECHO S01-S44

8.1.1. Homogeneidade do sinal isotópico ao longo do trecho S01-S44

A constatação da homogeneidade do sinal em ampla extensão espacial (~450 km) no aclave do Setor do Mar de Weddell (Bacia 1), em direção ao Setor de Amundsen-Bellingshausen, evidencia a maior complexidade de entender os processos de fracionamento isotópico na região do Manto de Gelo da Antártica Ocidental. E isto fica mais nítido quando se examina as equações de regressão linear da latitude e da altitude obtidas para este trecho (**Tabela 9 e 10**), pois claramente não é possível explicar como que a variação destes dois parâmetros interfere na determinação da composição isotópica ($R^2 < 0,15$). A exemplo destes dois parâmetros, a longitude também não consegue explicar o sinal, pois esta é um reflexo do fator da altitude (mesmo comportamento, ρ negativo com os deltas e positivo com o d).

De fato, a homogeneização do sinal anual neste trecho é bem peculiar, visto que há uma ampla variação de latitude (3°) e de altitude (841m de diferença entre o Criosfera 1 (S01) e o sítio de amostragem da amostra (S44). Contudo, levando em consideração que as amostras se encontram à uma mesma distância da costa do Setor do Mar de Weddell, o efeito da continentalidade (cerca de 1000km) pode ser um bom fator para explicar esta homogeneidade isotópica ao longo deste trecho.

Um outro fator que poderia explicar a homogeneidade seria uma possível disputa entre o efeito da latitude e o da altitude, pois, conforme discutido na **seção 3.1.3**, ambos estão intrinsicamente relacionados ao efeito da temperatura. Examinando os gráficos relativos à latitude (**Figura 19**) e altitude (**Figura 20**), como também, as equações do trecho S01-S44, nota-se uma leve correlação positiva do $\delta^{18}\text{O}$ ($\rho=0,22$) e do δD ($\rho=0,19$) com a latitude. Tal comportamento não condiz com o com o efeito da latitude proposto por Dansgaard (1964). Ao contrário, a correlação dos negativa dos deltas com a altitude ($\rho \delta^{18}\text{O} = -0,17$ e $\rho \delta\text{D} = -0,13$), observada ao longo deste trecho, condiz com efeito

descrito por Dansgaard (1964). Como a relação do conteúdo isotópico com a longitude reflete o fator altitude (cf. apontado anteriormente) e não o da latitude, é possível afirmar que o efeito orográfico exerce maior influência ao longo deste trecho. Isto pode explicar o comportamento inverso do efeito da latitude neste setor e, corrobora com a ideia de que ao longo deste setor há uma disputa entre dois efeitos.

8.1.2. O significado do sinal isotópico anual ao longo do trecho S01-S44

Ao longo deste trecho, a média obtida para cada parâmetro isotópico possui significado, devido a homogeneidade do sinal através de uma ampla extensão espacial (~450 km). A média dos deltas (de -40,79‰ para $\delta^{18}\text{O}$ e de -320,727 ‰ para o δD) e do d (5,6‰) pode ser entendida como o valor padrão para esta região, entre 2013-2014. Como no continente Antártico os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD da neve variam (indo da costa ao interior) de -15‰ à -60‰ e de -120‰ à -440‰, respectivamente, possivelmente os valores médios do trecho S01-S44 denotam que ao longo de um ano este setor recebeu uma maior influência continental (massas de ar fria do interior do continente).

8.1.3. Evidência de processos pós-deposicionais

Alguns valores de delta mais negativos (-44,03‰ à -42,62‰ para $\delta^{18}\text{O}$; -344,780‰ à 336,859‰ para δD ; N=5 amostras) e mais positivos (-36,99‰ à -36,42‰ para o $\delta^{18}\text{O}$; -292,033 à -285,258 para δD ; N=2 amostras), encontrados entre 82°5' S - 84°0' S. Estes podem ser resultantes de processos pós deposicionais – como sublimação ou ablação pela ação de ventos catabáticos – que eliminam parte do sinal de uma determinada estação (cf. apontado por Masson-Delmotte et al, 2008). Marquette et al. (2015), que trabalharam com as amostras de neve superficial do Transecto 1 (Travessia Chileno Brasileira ao Polo Sul – 2004), apontaram que a topografia entre o Setor do Mar de Weddell e o Platô é muito íngreme, e que, portanto, esta região é favorável a incidência de fortes ventos catabáticos.

8.1.4. Excesso de deutério ao longo do trecho S01-S44

Examinando o sinal do excesso de deutério (d) ao longo do trecho S01-S44, constata-se que:

- O leve aumento do d com altitude (em direção ao Setor de Amundsen-Bellingshausen – Bacia 22) é um bom indicativo de que o caminho preferencial do fracionamento nesta região (Bacia 1 – Setor do Mar de Weddell), ao longo de um ano (2014), ocorre neste sentido.
- Possivelmente a área fonte de umidade que exerceu maior influência neste setor no ano de 2014 situa-se mais próxima à costa do continente (pois de acordo com Petit (1991) valores de d em torno de 5‰ estão ligados a massas de ar que se originaram mais próximas a costa, ver **seção 3.2.**). Contudo, tal averiguação requer mais investigação.
- Valores mais anômalos de d entre 81° S – 82° S podem ser um indicativo de que no 2014 nesta zona ocorreu constante mistura de massas de ar distintas.

8.2. CONTEÚDO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS NO TRECHO S45-S58

8.2.1. Variabilidade espacial do conteúdo isotópico ao longo do trecho S45-S58

Cerca de 75 km do divisor de drenagem que divide as Bacias 1 e 22 (S45), a brusca mudança no *trend* do sinal isotópico é um forte indicativo de que as massas de ar formadas no setor do Mar de Amundsen-Bellingshausen conseguem transpor a barreira topográfica e exercer influência na precipitação da Bacia 1. Neste trecho, a composição isotópica pode ser explicada como função da variação latitude – temperatura, sob forma indireta – (R^2 entre 0,52-0,70). Verifica-se uma correlação entre a latitude e os deltas é fortemente negativa ($\rho \delta^{18}O = -0,84$ e $\rho \delta D = -0,82$), o que está de acordo com efeito da

latitude de Dansgaard (1964) – que é fortemente evidenciada amplamente no continente antártico.

Além do efeito da latitude, há uma leve contribuição do efeito da altitude na determinação da composição isotópica ($R^2 > 0,24$). Nota-se que a relação da longitude com o conteúdo isotópico não tem significado, visto que não é linear. A continentalidade também explica os valores de delta, pois a localização dos sítios amostrais dista cerca de 485 km (S58) à 600 km (S57) da costa do Setor do Mar de Amundsen-Bellingshausen. Observa-se que o efeito da continentalidade em relação ao Setor do Mar de Weddell não possui significado.

8.2.2. Excesso de deutério ao longo do trecho S45-S58

Examinando o sinal do excesso de deutério ao longo do trecho S45-S58, constata-se:

- O aumento do d com altitude e latitude (em direção ao Setor do Mar de Weddell) é um bom indicativo de que o caminho preferencial do fracionamento nesta região (Bacia 1 – Setor do Mar de Weddell), ao longo de um ano (2014), ocorre neste sentido.

8.3. CONTEÚDO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS NO TRECHO S69-S92

8.3.1. Variabilidade espacial do conteúdo isotópico ao longo do trecho S69-S92

No trecho S69-S92, a alta correlação positiva da longitude com o $\delta^{18}\text{O}$ ($\rho = 0,72$) e δD ($\rho = 0,62$), e negativa com o d ($\rho = -0,82$), pode ser um indicativo de que a temperatura média anual (de 2014) próxima as Montanhas Ellsworth foi menor que a temperatura sobre o divisor. O fato de a relação da altitude neste trecho apresentar um comportamento contrário ao que foi proposto por Dansgaard (1964), também corrobora

com esta evidência. A relação do conteúdo isotópico com a latitude ao longo deste trecho não possui significado, pois não apresenta linearidade ($R^2 < 0,09$).

8.3.2. Excesso de deutério ao longo do trecho S69-S92

Examinando o sinal do excesso de deutério (d) ao longo do trecho S69-S92, constata-se:

- A presença de maiores valores de d próximo as Montanhas Ellsworth pode ser um indicativo de que a temperatura média anual nesta área foi menor que a do topo do divisor de drenagem, pois o d é sensível a temperatura de condensação, portanto, é um indicador da temperatura superficial (cf. apontado por Xiao et al., 2012).
- O aumento do d com a diminuição da altitude e da longitude (em direção as Montanhas Ellsworth) é um bom indicativo de que o caminho preferencial do fracionamento nesta região (aproximadamente sobre o divisor de drenagem das duas bacias), ao longo de um ano (2014), ocorre neste sentido.
- O fato da relação do d com a longitude no trecho 4 ser inversa a encontrada para a mesma longitude no setor da bacia 1, é um indicativo de que a fonte de umidade predominante ao longo de um ano para estas duas bacias são distintas.

8.4. TEMPERATURA MÉDIA ANUAL DA TROPOSFERA NO ANO DE 2014: SETOR MAR DE WEDDELL E DO MAR DE AMUNDSEN BELLINGSHAUSEN

O perfil de temperatura do transecto 2-3 mostra que há duas influências diferentes sobre a região destas duas bacias – uma influência marinha e outra continental. A o que tudo indica, o lado do Setor do Mar de Weddell (Bacia 1), por estar mais próximo do polo Sul, possui uma maior influência de massas de ar continentais (mais frias), enquanto o

Setor do Mar de Amundsen e Bellingshausen é influenciado pelas massas de ar provindas de condições mais marítimas. Observa-se que as massas de ar mais quentes, provindas do Setor do Mar de Amundsen-Bellingshausen, conseguem ascender até o topo do divisor de drenagem e, por consequência, acabam criando um gradiente de temperatura sobre o sotavento.

No perfil do transecto 4, nota-se uma atenuação da temperatura próximo as Montanhas Ellsworth (Bacia 1). Esta atenuação provavelmente é causada por massas de ar continentais, pois acredita-se que a influência marinha provinda do Mar de Weddell é reduzida tanto pelas montanhas Ellsworth.

Os perfis de temperatura parecem ser bastantes consistentes, pois conforme constatado por Nicolas & Bromwich (2011), por meio de dados observacionais (imagens IR composta por satélite) e por reanálise atmosférica para o ano de 2006-2007, o Setor de Amundsen-Bellingshausen recebe maior influência de intrusões marinhas ao longo do ano do que o Setor do Mar de Weddell.

9. CONCLUSÕES

Constata-se que no Setor do Mar de Weddell a composição isotópica da neve pode ser explicada pelo efeito da continentalidade, com alguma disputa entre a altitude e latitude. No Setor do Mar de Amundsen-Bellingshausen ela é um resultado da ação conjunta do efeito da latitude, altitude e da continentalidade.

O sinal isotópico ($\delta^{18}\text{O}$, δD e d) da neve de 2014 marca bem a influência de duas massas de ar de natureza distinta – uma que exerce maior atuação no Setor do Mar de Weddell (na parte mais meridional da Bacia 1) e outra mais atuante próximo ao divisor de drenagem e no Setor do Mar de Amundsen-Bellingshausen (Bacia 22). Com o apoio dos perfis de temperatura, obtidos para o ano de 2014, é evidente que a acumulação de neve na parte mais meridional da Bacia 1 possui maior influência das massas de ar mais frias do interior do continente, enquanto a acumulação na Bacia 22 possui maior influência das massas de ar marinhas e quentes que adentram o continente pelo Setor de Amundsen-Bellingshausen.

A verificação – tanto pelo sinal isotópico, como do perfil de temperatura obtidos – de que massas de ar mais quentes, provindas do Setor do Mar de Amundsen-Bellingshausen (bacia 22), conseguem ascender até o topo do divisor de drenagem e, por consequência, criar um gradiente de temperatura sobre o sotavento – “invadindo” o Setor do Mar de Weddell (área da bacia 1) – são um importante registro para o comportamento das massas de ar nessa região no ano de 2014, e podem ser um registro do aquecimento verificado ao longo deste século na região da geleira Pine. A análise isotópica e as séries temporais que serão obtidos a partir dos testemunhos de gelo obtidos nessa travessia vão ser uma importante ferramenta para consolidar esse estudo.

REFERÊNCIAS

- Bales, R. C. & Wolff, E. W. 1995. Interpreting natural climate signals in ice cores. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 76(47): 482-483.
- Berden G., Peeters, R. & Meijer, G. Cavity ring-down spectroscopy: Experimental schemes and applications. 2000. *International Reviews in Physical Chemistry*, 19 (4): 565-607.
- Bernardo, R.T. 2005. *O potencial da glacioquímica dos testemunhos de gelo polares para estudos ambientais*. Porto Alegre, 39p. Monografia de doutorado apresentada como requisito para exame de qualificação. Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bindschadler, R. 2006. The environment and evolution of the West Antarctic ice sheet: setting the stage. *Philosophical Transaction of The Royal Society*, 364: 1583–1605.
- Bockheim, J. G. 2015. Soils-Formation Factors in Antarctica. In: Bockheim, J. G. (ed.) *The Soils of Antarctica*. Switzerland, Springer International Publishing, p. 5-20.
- Bradley, R. S. 2015. Ice Core. In: Bradley, R. S. (ed.). *PALEOCLIMATOLOGY Reconstructing Climates of the Quaternary*. UK, Elsevier Inc., p. 137-194.
- Bromwich, D. H., Nicolas J. P., Hines, K. M., Kay, J. E., Key, E. L., Lazzara, M. A., Lubin, D., McFarquhar, G. M., Gorodetskaya, I. V., Grosvenor, D. P., Lachlan-Cope, T. & van Lipzig, N. P. M. 2012. Tropospheric clouds in Antarctica. *Reviews of Geophysics*, 50, RG1004: 1-40.
- Bromwich, D. H., Nicolas J. P., Monaghan, A. J., Lazzara, M. A., Keller L. M., Weidner G. A. & Wilson, A. B. 2013. Central West Antarctica among the most rapidly warming regions on Earth. *Nature Geoscience*, 6: 139–145.
- Clark, I., & P. Fritz. 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, Boca Raton, 312p.

- Convey, P., Bindschadler, 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.
- Cooper, A. K., Brancolini, G., Escutia, C., Kristoffersen, Y., Larter, R., Leitchenkov, G., O'Brien, P. & Jokat, W. 2008. Cenozoic Climate History from Seismic Reflection and Drilling Studies on the Antarctic Continental Margin. In: Florindo, F. & Siebert, M. (eds.). *Antarctic Climate Evolution*. Elsevier Inc., p. 115-234.
- Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalysis of the global climate. *Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS)*. Disponível em: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>.
- Craig, H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465): 1702-1703.
- 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.
- Dee, D. P., Uppalaa, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kallberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N. & Vitart, F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Royal Meteorological Society*, (137): 553–597.
- De Conto, R. M. & Pollard, D. 2003. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. *Nature Publishing Group*, 421: 249-245.

- Engeln, R., Berden, G., Peeters, R. & Meijer, G. 2006. Cavity Ring Down Absorption Spectroscopy. Disponível em: <http://mbp.science.ru.nl/giel_berden/crd.html>. Acesso em: Agosto de 2019.
- Florindo, F. & Siegert, M. 2008. Antarctic Climate Evolution. In: Florindo, F. & Siegert, M. (eds.). *Antarctic Climate Evolution*. Elsevier Inc., p. 1-11.
- Francis, J. E., Marensi, S., Levy, R., Hambrey, M., Thorn, V. C., Mohr, B., Brinkhuis, H., Warnaar, J. Zachos, J., Bohaty, S. & De Conto, R. 2008. From Greenhouse to Icehouse - The Eocene/ Oligocene in Antarctica. In: Florindo, F. & Siegert, M. (eds.). *Antarctic Climate Evolution*. Elsevier Inc., p. 309-368.
- Fujiwara, M., Wright, J. S., Manney, G. L., Gray L. J., Anstey, J., Birner, T., Davis, S., Gerber, E. P., Harvey, V. L., Hegglin, M. I., Homeyer, C. R., Knox, J. A., Krüger, K., Lambert, A., Long, C. S., Martineau, P., Molod, A., Monge-Sanz, B. M., Santee, M. L., Tegtmeier, S., Chabrillat, S., Tan, D. G. H., Jackson, D. R., Polavarapu, S., Compo, G. P., Dragani, R., Ebisuzaki, W., Harada, Y., Kobayashi, C., McCarty, W., Onogi, K., Pawson, S., Simmons, A., Wargan, K., Whitaker, J. S. & Zou, C.-Z. 2017. Introduction to the SPARC Reanalysis Intercomparison Project (S-RIP) and overview of the reanalysis systems. *Atmospheric Chemistry Physics*, 17: 1417–1452.
- Gat, J. R. 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 24: 225–262.
- Hoefs, J. 2009. *Stable Isotopes Geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag, 293p.
- Hou, S.G., Wang, Y.T. & Pang, H.X. 2013. Climatology of stable isotopes in Antarctic snow and ice: Current status and prospects. *Chinese Science Bulletin*, 58(10): 1095-1106.
- IAEA. International Atomic Energy Agency. 2009. Reference Sheet for VSMOW2 and SLAP2 international measurement standards. IAEA. Vienna: International Atomic Energy Agency.

- IHO. International Hydrographic Organization. 2002. *Limits of Oceans and Seas – Southern Ocean*. 4^a. ed., IHO, capítulo 10, 18p.
- IMBIE. Antarctica and Greenland Ice Sheet Drainage Basins. Disponível em: <<http://imbie.org/imbie-2016/drainage-basins/>>. Acesso em: Abril de 2019.
- ITASE – INTERNATIONAL TRANS ANTARCTIC SCIENTIFIC EXPEDITION. Disponível em: <<http://www2.umaine.edu/itase/>>. Acesso em: Setembro e Outubro de 2018.
- Jouzel, J., Merlivat, L. & Lorius, C., 1982. Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. *Nature*, 299: 688-691.
- Jouzel, J. & Merlivat, L., 1984. Deuterium and oxygen-18 in precipitation: modelling of the isotopic effects during snow formation. *Journal of Geophysics Research*, 89: 749-757.
- Kang, J.C., Jouzel, J., Stievenard, M., Qin, D., Liu, L., Wang, D., Li, Z. & Li, J. 2009. Variation of stable isotopes in surface snow along a transverse from coast to plateau's interior in East Antarctica and its climatic significance. *Sciences in Cold and Arid Regions*, 1(1): 0014-0024.
- King, J. C. & J. Turner. 1997. *Antarctic Meteorology and Climatology*. Cambridge University Press, 421p.
- Lawver, L. A. & Gahagan, L. M. 2003. Evolution of Cenozoic seaways in the circum-Antarctic region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 198: 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: 49–54.
- Legrand, M. & Mayewski, P., 1997. Glaciochemistry of polar ice core: a review. *Reviews of Geophysics*, 35(3): 219-243.

- Livermore, R., Nankivell, A., Eagles, G. & Morris, P. 2005. *Earth and Planetary Science Letters*, 236: 459– 470.
- Mariani, I. 2013. *Water stable isotopes in Alpine ice cores as proxies for temperature and atmospheric circulation*. Berna (Alemanha), 186p. Dissertação. Faculdade de Ciências Naturais e Filosofia Universidade de Berna.
- Marquette, L., Simões, J. C., Casassa, G., Iantrone, D. S. & Elaine Alves DOS SANTOS⁴, 2015. Variações na composição isotópica de oxigênio na neve superficial ao longo de uma travessia antártica. *Pesquisas em Geociências*, 42(3): 227-238.
- Masson-Delmotte, V., Hou, S., Ekaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R.T., Bromwich, D., Cattani, O., Delmotte, M., Falourd, S., Frezzotti, M., Galle, 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.
- Mata, M. M. 2011. O ambiente antártico: domínio de extremos. In: Simões, J. C.; Garcia, C. A. E.; Evangelista, H.; Campos, L. S.; Mata, M. M. e Bremer, U. F. (eds). *Antártica e as Mudanças Globais: um desafio para a humanidade*. São Paulo, Edgard Blucher Ltda, p. 53–67.
- Mayewski, P.A. & Goodwin, D. 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. 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.

- National Geographic/News. 2015. Antarctica May Have Hit Highest Temperature on Record. Howard. B. C. Disponível em: <<https://www.nationalgeographic.com/news/2015/03/150331-antarctica-hottest-temperature-climate-change-global-warming-science/>>. Acesso em: Abril de 2019.
- Nicolas J. P. & Bromwich, D. H. 2011. Climate of West Antarctica and Influence of Marine Air Intrusions. *American Meteorological Society*, 24 (1): 49-67.
- O’Keefe, A. & Deacon, D. A. G. 1988. Cavity ring-down optical spectrometer for absorption measurements using pulsed laser sources. *Review of Scientific Instruments*, 59 (12): 2544–2551.
- 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 analysis. *Environ. Sci. Technol.*, 40: 3355–3361.
- Petit, J.R., White, J., Young, N., et al., 1991. Deuterium excess in recent Antarctic snow. *Journal of Geophysics*, 96: 5113-5122.
- Pfahl, S., Sodemann, H. 2014. What controls deuterium excess in global precipitation? *Climate Past*, 10: 771-781.
- PICARRO Science Instruments. Cavity Ring-Down Spectroscopy (CRDS). Disponível em: <<https://www.picarro.com/company/technology/crds>>. Acesso em: Outubro de 2018.
- Pritchard, H.D, Ligtenberg, S.R.M., Fricker, H. A., Vaughan, D. G., van den Broeke, M. R., & Padman, L. 2012. Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves, *Nature*, 484: 502-505.
- Qin, D., Petit, J. R., J., 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.
- Robin, G. De Q. 1977. Ice Core and Climatic Change. *Philosophical Transaction of The Royal Society*, 280: 143-168.

- SAHRA. Oxygen Isotopes. Disponível em: <<http://web.sahra.arizona.edu/programs/isotopes/oxygen.html>>. Acesso em: Maio de 2019.
- SCAR. 2009. *Antarctic Climate Changed and the environment – An contribution to the International Polar Year 2007-2008*. Scientific Committee on Antarctic Research, 555p.
- SCAR Antarctic Digital Database (ADD) Version 7.0. 2016-2017. Disponível em: <http://www.add.scar.org/>.
- Scher, H. D. & Martin, E. E. 2006. Timing and Climatic Consequences of the Opening of Drake Passage. *Science*, 312: 428-430.
- Shepherd, A., Fricker, H. A. & Farrell, S. L. 2018. Trends and connections across the Antarctic cryosphere. *Nature*, 558: 223–232.
- Simmons, A., Uppala, S., Dee, D. & Kobayashi, S. 2006. ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *Meteorology section of ECMWF Newsletter*, 110: 25-35.
- Simões, J.C. 2004. Glossário da língua portuguesa da neve, gelo e termos correlatos. *Pesquisa Antártica Brasileira*, 4: 119–154.
- Simões, J. C. 2011. O ambiente antártico: domínio de extremos. In: Simões, J. C.; Garcia, C. A. E.; Evangelista, H.; Campos, L. S.; Mata, M. M. e Bremer, U. F. (eds). *Antártica e as Mudanças Globais: um desafio para a humanidade*. São Paulo, Edgard Blucher Ltda, p. 15–27.
- Simões, J. C. 2011. O ambiente antártico: domínio de extremos. In: Simões, J. C.; Garcia, C. A. E.; Evangelista, H.; Campos, L. S.; Mata, M. M. e Bremer, U. F. (eds). *Antártica e as Mudanças Globais: um desafio para a humanidade*. São Paulo, Edgard Blucher Ltda, p. 69–101.
- Sodemann, H. 2006. *Tropospheric transport of water vapour Lagrangian and Eulerian perspectives*. Zurique, 246p. Tese de doutorado. Instituto Federal Suíço de Tecnologia – Zurique.

- Souchez, R., Lorrain, R. & Tison, J. L., 2002. Stable water isotopes and the physical environment. *National Committee of Geography of Belgium, Société Royale Belge de Géographie*, 2: 133-144.
- Steig, E. J., Schneider, D. P., Rutherford, S. D., Mann, M. E., Comiso, J. C. & Shindell, D. T. 2009. Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. *Nature*, 457: 459–462.
- Talarico, F. M. & Kleinschmidt, G. 2008. The Antarctic Continent in Gondwanaland: A Tectonic Review and Potential Research Targets for Future Investigations. In: Florindo, F. & Siegert, M. (eds.). *Antarctic Climate Evolution*. Elsevier Inc., p. 258-308.
- 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.
- Turner, J. & Overland, J. 2009. Contrasting climate change in the two polar regions. *Polar Research*, 28: 146–164.
- Wang Y, Hou S, Masson-Delmotte V & Jouzel, J. 2010. A generalized additive model for the spatial distribution of stable isotopic composition in Antarctic surface snow. *Chemical Geology*, 271: 133–141.
- Xiao, C., Ding, M., Masson-Delmotte, V., Zhang, R., Jin, B., Ren, J., Li, C., Werner, M., Wang, Y., Cui, X. & Wang, X. 2012. Stable isotopes in surface along a transverse route from Zhongshan station to Dome A, East Antarctica. *Climate Dynamics*, 41: 2427-2438.
- Zwally, H. J., Giovinetto, M. B., Beckley, M. A. & Saba, J. L. 2012. Antarctic and Greenland drainage systems. *GSFC Cryospheric Sciences Laboratory*. Disponível em: http://icesat4.gsfc.nasa.gov/cryo_data/ant_grn_drainage_systems.php.

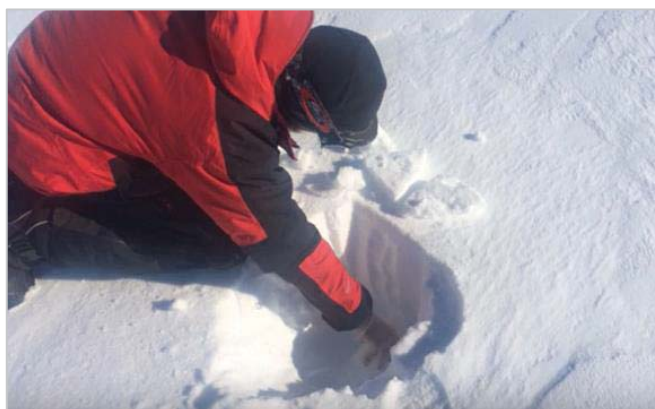
ANEXOS

ANEXO 01. Procedimento de amostragem das amostras de neve superficial e dos testemunhos de gelo.

Amostras de neve superficial:

Materiais utilizados: Espátulas, luvas, frascos de polietileno previamente lavados com água ultrapura (produzida pelo Sistema MilliQ).

Procedimento: (1º) Remoção de 30 cm de neve com uma pá de plástico; (2º) processo amostragem: apertar o frasco na base e, em seguida, empurrar ele para cima (de modo que amostramos as camadas de interesse); (3º) estocagem dos frascos em caixas de isopor de alta densidade.



Testemunhos de gelo:

Materiais utilizados: Trados para a coleta de testemunhos de gelo Mark III da marca Kovacs, serras para corte do gelo, sacos e tubos plásticos e uma balança de precisão.

Procedimento: (1º) Perfuração direta na superfície, após, conforme vai avançando a perfuração, é construídos trincheiras; (2º) testemunho é cortado em seções de aproximadamente 1 m; (3º) cada seção é pesada em uma balança de precisão, e a densidade é determinada; (4º) os testemunhos são colocados em tubos plásticos e armazenados em caixas de isopor de alta densidade.



ANEXO 02. Dados de campo da Travessia de 2015 obtidos em cada ponto de coleta de amostra de neve superficial (20 cm) e de testemunho de gelo raso (de 5 e 21 metros). As coordenadas geográficas e altitude foram determinadas por GPS, com erro de ± 30 para a posição geográfica e de ± 75 para a altitude. A espessura do manto gelo foi obtida por meio do Bedmap 2 International Project.

	Amostras	Testemunhos	Latitude	Longitude	Altitude	Espessura - gelo
Transecto 1	S01	TT01	84°00'00"	79°29'31.4"	1285	
	S02		83°58'18.9"	80°17'03.6"	1330	2061
	S03		83°54'16.5"	80°57'21.9"	1335	2190
	S04		83°51'15.5"	81°39'13.01"	1351	2108
	S05		83°50'19.2"	82°27'13.9"	1387	2085
	S6		83°49'09"	83°15'18.2"	1416	2092
	S07		83°43'43.4"	83°52'12.4"	1435	2084
	S08		83°41'41.6"	84°12'10.8"	1432	2162
	S09		83°36'57.4"	84°31'47.7"	1415	1869
	S10		83°32'10.8"	84°51'51.9"	1428	1876
	S11	TT02	83°27'13.5"	85°10'01.5"	1448	2254
	S12		83°22'54.4"	85°31'10.1"	1459	2427
	S13		83°22'10.6"	86°17'08.9"	1490	2393
	S14		83°20'42.8"	87°05'18.3"	1544	2314
	S15		83°18'56.5"	87°38'17.8"	1557	2092
	S16		83°15'03.2"	88°09'13.5"	1570	2195
	S17		83°10'06.5"	88°27'34.0"	1586	2165
	S18		83°07'14.7"	88°54'08.2"	1627	2712
	S19		83°02'05.4"	88°57'12.6"	1611	2833
	S20		82°56'39.0"	89°01'15.8"	1609	3044
	S21	TT03	82°51'20.0"	88°59'32.8"	1621	2787
	S22		82°47'07.1"	89°21'54.4"	1629	2562
	S23		82°42'25.8"	89°46'21.4"	1664	2513
	S24		82°37'35.1"	90°05'14.7"	1676	
	S25		82°32'52.0"	90°24'54.6"	1695	2919
	S26		82°28'05.2"	90°42'27.7"	1712	2868
	S27		82°23'11.0"	91°01'18.4"	1726	2739
	S28		82°20'46.2"	91°34'56.2"	1751	2511
	S29		82°18'26.9"	92°10'56.8"	1785	2439
	S30		82°15'11.1"	92°37'14.4"	1847	2173
	S31	TT04	82°10'18.4"	92°49'52.9"	1858	2060
	S32		82°05'00.7"	92°56'28.3"	1931	1908
	S33		82°00'38.5"	93°14'59.2"	1935	2139
	S34		81°57'04.5"	93°46'31.4"	1997	2324
	S35		81°53'50.1"	94°14'28.8"	2017	2295
	S36		81°48'49.9"	94°26'32.8"	2034	2377
	S37		81°43'41.3"	94°36'25.6"	2066	2334
	S38		81°38'20.0"	94°45'06.0"	2094	2615

<i>Transecto 2</i>	S39		81°33'09.4"	94°44'35.2"	2089	2573
	S40		81°27'43.3"	94°45'08.7"	2130	2443
	S41	TT05	81°22'18.9"	94°41'33.6"	2083	2229
	S42		81°17'05.1"	94°44'53.5"	2101	2148
	S43		81°11'43.1"	94°47'37.2"	2098	2084
	S44		81°06'09.7"	94°50'26.7"	2126	2160
	S45		81°00'56.2"	94°52'05.2"	2130	2406
	S46		80°55'38.2"	94°50'53.8"	2136	2085
	S47		80°50'16.5"	94°49'56.7"	2139	1733
	S48		80°44'50.6"	94°48'57.9"	2178	1575
	S49		80°39'25.2"	94°47'23.3"	2200	2233
	S50		80°34'10.3"	94°45'22.7"	2221	2428
	S51		80°28'48.4"	94°42'43.5"	2244	2144
	S52	TT06	80°24'54.9"	94°41'03.2"	2248	1881
	S53		80°18'07.0"	94°36'39.8"	2237	1145
	S54		80°12'45.1"	94°33'03.1"	2196	1651
	S55		80°07'25.2"	94°29'32.2"	2165	2230
	S56		80°02'05.8"	94°26'08.4"	2149	3033
	S57	TT07	79°55'34.6"	94°21'13.3"	2122	2350
	S58	TT08	79°07'23.3"	96°22'30.6"	1870	3526
	S59		79°12'06.3"	96°09'55.3"	1902	3357
	S60		79°16'46.3"	95°57'15.9"	1912	3355
	S61		79°21'41.9"	95°43'43.5"	1924	3249
	S62		79°26'29.5"	95°30'10.9"	1949	2874
	S63		79°31'15.0"	95°16'52.6"	1964	2457
	S64		79°36'06.3"	95°04'22.0"	2003	2454
	S65		79°41'05.9"	94°53'52.1"	2048	2503
	S66		79°46'06.8"	94°42'53.7"	2056	2250
	S67		79°51'05.9"	94°31'44.3"	2084	2427
	S68		79°51'55.2"	94°24'24.0"	2122	2388
	S69		79°48'12.5"	93°37'46.3"	2111	2576
	S70		79°44'16.7"	93°17'02.7"	2100	2751
	S71		79°40'22.7"	93°03'34.8"	2087	2039
S72		79°36'06.8"	92°45'05.6"	2091	1478	
S73		79°31'33.8"	92°29'38.9"	2067	1363	
S74		79°28'24.2"	92°07'56.4"	2067	1871	
S75		79°25'29.2"	91°41'20.6"	2043	1482	
S76		79°22'56.9"	91°18'36.0"	2041	1675	
S77		79°20'01.5"	90°55'06.5"	2033	2722	
S78		79°16'54.1"	90°31'27.8"	2034	2134	
S79		79°14'00.6"	90°06'49.5"	2051	2469	
S80		79°11'34.9"	89°40'57.5"	2039	2254	
S81		79°14'42.8"	89°19'57.4"	2034	2734	

S82	79°18'42.9"	89°00'31.3"	1991	2259
S83	79°24'03.6"	88°43'13.7"	1942	1857
S84	79°27'56.0"	88°30'19.7"	1912	1374
S85	79°32'42.0"	88°17'04.1"	1871	1339
S86	79°33'39.4"	88°03'32.6"	1826	1439
S87	79°41'20.9"	87°46'31.0"	1801	1481
S88	79°40'54.9"	87°14'47.8"	1791	1151
S89	79°40'24.2"	86°47'32.5"	1784	1061
S90	79°40'00.3"	86°16'00.9"	1766	980
S91	79°39'03.8"	85°48'05.6"	1796	1344
S92	79°38'58.0"	85°18'09.0"	1754	1070

ANEXO 03. Dados de conteúdo de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$, δD e d) obtidos para cada amostra de neve superficial coletadas ao longo da Travessia de 2015.

	Amostras	Latitude	Longitude	$\delta^{18}\text{O}$	δD	$d = \delta\text{D} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$
Transecto 1	S1	84°00'00"	79°29'31.4"	-40,07	-316,920	3,6
	S2	83°58'18.9"	80°17'03.6"	-41,50	-327,472	4,5
	S3	83°54'16.5"	80°57'21.9"	-36,99	-292,033	3,9
	S4	83°51'15.5"	81°39'13.01"	-38,32	-302,886	3,7
	S5	83°50'19.2"	82°27'13.9"	-39,98	-316,260	3,6
	S6	83°49'09"	83°15'18.2"	-40,62	-318,638	6,3
	S7	83°43'43.4"	83°52'12.4"	-37,81	-294,052	8,4
	S8	83°41'41.6"	84°12'10.8"	-40,46	-317,741	5,9
	S9	83°36'57.4"	84°31'47.7"	-42,62	-336,859	4,1
	S10	83°32'10.8"	84°51'51.9"	-43,18	-340,460	5,0
	S11	83°27'13.5"	85°10'01.5"	-43,16	-340,638	4,6
	S12	83°22'54.4"	85°31'10.1"	-40,81	-322,041	4,5
	S13	83°22'10.6"	86°17'08.9"	-42,92	-339,887	3,5
	S14	83°20'42.8"	87°05'18.3"	-40,47	-319,577	4,2
	S15	83°18'56.5"	87°38'17.8"	-36,42	-285,258	6,1
	S16	83°15'03.2"	88°09'13.5"	-39,20	-309,223	4,4
	S17	83°10'06.5"	88°27'34.0"	-41,62	-330,289	2,7
	S18	83°07'14.7"	88°54'08.2"	-38,39	-298,555	8,5
	S19	83°02'05.4"	88°57'12.6"	-44,03	-344,780	7,5
	S20	82°56'39.0"	89°01'15.8"	-41,29	-322,785	7,5
	S21	82°51'20.0"	88°59'32.8"	-43,03	-339,312	4,9
	S22	82°47'07.1"	89°21'54.4"	-39,57	-311,668	4,9
	S23	82°42'25.8"	89°46'21.4"	-38,94	-306,945	4,6
	S24	82°37'35.1"	90°05'14.7"	-40,83	-321,205	5,4
	S25	82°32'52.0"	90°24'54.6"	-42,42	-331,188	8,1
	S26	82°28'05.2"	90°42'27.7"	-41,52	-326,353	5,8
	S27	82°23'11.0"	91°01'18.4"	-41,40	-325,702	5,5
	S28	82°20'46.2"	91°34'56.2"	-39,99	-314,191	5,7
	S29	82°18'26.9"	92°10'56.8"	-42,01	-329,893	6,1
	S30	82°15'11.1"	92°37'14.4"	-40,13	-313,813	7,2
	S31	82°10'18.4"	92°49'52.9"	-42,14	-330,326	6,8
	S32	82°05'00.7"	92°56'28.3"	-41,40	-324,389	6,8
	S33	82°00'38.5"	93°14'59.2"	-41,46	-325,737	6,0
	S34	81°57'04.5"	93°46'31.4"	-40,41	-314,309	8,9
	S35	81°53'50.1"	94°14'28.8"	-38,94	-306,001	5,5
	S36	81°48'49.9"	94°26'32.8"	-40,68	-320,722	4,8
	S37	81°43'41.3"	94°36'25.6"	-40,99	-321,982	5,9
	S38	81°38'20.0"	94°45'06.0"	-39,94	-316,064	3,5

	S39	81°33'09.4"	94°44'35.2"	-40,35	-315,871	7,0
	S40	81°27'43.3"	94°45'08.7"	-41,70	-328,665	4,9
	S41	81°22'18.9"	94°41'33.6"	-40,76	-321,354	4,7
	S42	81°17'05.1"	94°44'53.5"	-42,01	-329,835	6,3
	S43	81°11'43.1"	94°47'37.2"	-41,44	-324,468	7,1
	S44	81°06'09.7"	94°50'26.7"	-42,79	-335,631	6,7
	S45	81°00'56.2"	94°52'05.2"			
	S46	80°55'38.2"	94°50'53.8"	-43,39	-340,812	6,3
	S47	80°50'16.5"	94°49'56.7"	-42,99	-336,430	7,5
	S48	80°44'50.6"	94°48'57.9"	-40,65	-320,227	5,0
	S49	80°39'25.2"	94°47'23.3"	-40,27	-316,430	5,7
	S50	80°34'10.3"	94°45'22.7"			
	S51	80°28'48.4"	94°42'43.5"			
	S52	80°24'54.9"	94°41'03.2"	-37,24	-291,767	6,2
	S53	80°18'07.0"	94°36'39.8"	-38,82	-307,041	3,5
	S54	80°12'45.1"	94°33'03.1"	-37,81	-299,377	3,1
	S55	80°07'25.2"	94°29'32.2"	-38,54	-304,930	3,4
	S56	80°02'05.8"	94°26'08.4"	-36,80	-291,217	3,2
Transecto 2	S57	79°55'34.6"	94°21'13.3"			
	S58	79°07'23.3"	96°22'30.6"	-35,37	-279,733	3,2
	S59	79°12'06.3"	96°09'55.3"	-36,79	-290,833	3,5
	S60	79°16'46.3"	95°57'15.9"	-36,25	-287,010	3,0
	S61	79°21'41.9"	95°43'43.5"	-35,19	-278,032	3,5
	S62	79°26'29.5"	95°30'10.9"	-37,04	-292,794	3,5
	S63	79°31'15.0"	95°16'52.6"	-37,94	-301,047	2,5
	S64	79°36'06.3"	95°04'22.0"	-35,57	-282,605	2,0
	S65	79°41'05.9"	94°53'52.1"	-37,82	-297,333	5,3
	S66	79°46'06.8"	94°42'53.7"	-38,52	-305,141	3,0
	S67	79°51'05.9"	94°31'44.3"	-36,04	-283,655	4,7
	S68	79°51'55.2"	94°24'24.0"	-36,23	-285,602	4,3
Transecto 3	S69	79°48'12.5"	93°37'46.3"	-36,99	-293,079	2,9
	S70	79°44'16.7"	93°17'02.7"	-40,19	-317,797	3,7
	S71	79°40'22.7"	93°03'34.8"	-39,24	-310,676	3,2
	S72	79°36'06.8"	92°45'05.6"	-34,60	-274,977	1,8
	S73	79°31'33.8"	92°29'38.9"	-34,75	-275,363	2,7
	S74	79°28'24.2"	92°07'56.4"	-35,32	-279,589	3,0
	S75	79°25'29.2"	91°41'20.6"	-38,56	-304,256	4,2
	S76	79°22'56.9"	91°18'36.0"	-36,02	-285,367	2,8
	S77	79°20'01.5"	90°55'06.5"	-36,45	-287,745	3,9
	S78	79°16'54.1"	90°31'27.8"	-35,73	-283,675	2,2
	S79	79°14'00.6"	90°06'49.5"	-35,85	-282,085	4,7

S80	79°11'34.9"	89°40'57.5"	-38,11	-298,224	6,6
S81	79°14'42.8"	89°19'57.4"	-38,99	-307,619	4,3
S82	79°18'42.9"	89°00'31.3"	-40,69	-320,249	5,3
S83	79°24'03.6"	88°43'13.7"	-38,40	-301,177	6,0
S84	79°27'56.0"	88°30'19.7"	-39,77	-313,193	4,9
S85	79°32'42.0"	88°17'04.1"	-42,12	-332,641	4,4
S86	79°33'39.4"	88°03'32.6"	-38,72	-302,467	7,3
S87	79°41'20.9"	87°46'31.0"	-40,43	-316,376	7,0
S88	79°40'54.9"	87°14'47.8"	-42,19	-328,600	8,9
S89	79°40'24.2"	86°47'32.5"	-37,10	-288,576	8,2
S90	79°40'00.3"	86°16'00.9"	-39,50	-309,489	6,5
S91	79°39'03.8"	85°48'05.6"	-40,64	-316,607	8,5
S92	79°38'58.0"	85°18'09.0"	-38,81	-304,988	5,5

ANEXO 04. Dados de conteúdo de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$, δD e d) obtidos para os primeiros 40 cm de cada um dos 8 testemunhos de gelo raso coletados ao longo da Travessia de 2015.

TT01:

	Prof. (cm)	delta O	delta D	d
TT1_1	13,63	-41,02	-324,50	3,64
TT1_2	16,75	-42,01	-331,26	4,81
TT1_3	19,88	-37,99	-296,58	7,37
TT1_4	23,00	-37,23	-290,11	7,73
TT1_5	26,13	-37,33	-290,75	7,88
TT1_6	29,25	-37,08	-289,77	6,88
TT1_7	32,38	-36,97	-289,15	6,57
TT1_8	35,50	-37,31	-292,18	6,33
TT1_9	38,63	-38,17	-303,18	2,21
TT1_10	41,75	-38,95	-309,26	2,32

TT02:

	Prof. (cm)	delta O	delta D	d
TT2_1	8,00	-36,44	-286,93	4,63
TT2_2	11,00	-36,56	-287,30	5,19
TT2_3	14,00	-37,46	-295,74	3,95
TT2_4	17,00	-39,95	-312,60	6,99
TT2_5	20,00	-39,61	-308,95	7,96
TT2_6	23,00	-39,24	-304,96	8,98
TT2_7	26,00	-38,97	-302,89	8,87
TT2_8	29,00	-38,56	-299,32	9,16
TT2_9	32,00	-38,70	-300,48	9,12
TT2_10	35,00	-38,78	-301,08	9,15

TT03:

	Prof. (cm)	delta O	delta D	d
TT3_3	12,41	-41,70	-327,65	5,92
TT3_4	15,47	-43,07	-339,05	5,47
TT3_5	18,52	-43,20	-338,11	7,47
TT3_6	21,57	-42,33	-328,805	9,83
TT3_7	24,63	-41,38	-321,201	9,84
TT3_8	27,68	-38,50	-297,822	10,21
TT3_9	30,74	-38,51	-297,600	10,49
TT3_10	33,79	-38,22	-296,148	9,59
TT3_11	36,84	-38,08	-296,878	7,76
TT3_12	39,90	-37,70	-294,967	6,66

TT04:

	Prof. (cm)	delta O	delta D	d
TT4_1	2,50	-42,28	-332,804	5,47
TT4_2	5,50	-42,12	-331,463	5,51
TT4_3	8,50	-40,72	-319,144	6,58
TT4_4	11,00	-40,05	-313,830	6,55
TT4_5	16,00	-40,43	-315,663	7,77
TT4_6	21,00	-35,99	-285,488	2,47
TT4_7	26,00	-38,21	-299,909	5,79
TT4_8	36,00	-37,17	-291,374	5,96
TT4_9	40,00	-35,49	-279,768	4,12
TT4_10	46,00	-36,06	-283,847	4,61

TT05:

	Prof. (cm)	delta O	delta D	d
TT5_2-3	14,92	-40,67	-318,867	6,46
TT5_4	17,81	-41,93	-329,502	5,93
TT5_5	20,7	-41,63	-325,691	7,31
TT5_6	23,59	-41,16	-321,414	7,89
TT5_7	26,48	-40,87	-318,604	8,33
TT5_8	29,37	-40,54	-316,016	8,33
TT5_9	32,26	-40,71	-316,333	9,35
TT5_10	35,15	-41,09	-319,230	9,52
TT5_11	38,04	-39,48	-306,685	9,15
TT5_12	40,93	-39,42	-306,984	8,35

TT06:

	Prof. (cm)	delta O	delta D	d
TT6_1-2	11,47	-31,15	-242,264	6,92
TT6_3	14,83	-40,93	-322,558	4,91
TT6_4	18,19	-41,24	-323,978	5,97
TT6_5	21,55	-39,80	-311,755	6,67
TT6_6	24,91	-38,53	-299,744	8,47
TT6_7	28,27	-38,40	-298,682	8,48
TT6_8	31,63	-36,70	-286,724	6,88
TT6_9	34,99	-36,06	-281,730	6,75
TT6_10	38,35	-36,37	-284,289	6,66
TT6_11	41,71	-37,43	-292,964	6,45

TT07:

	Prof. (cm)	delta O	delta D	d
TT7_1-2	6,80	-33,39	-262,961	4,12
TT7_3	9,20	-37,57	-298,692	1,88
TT7_4	11,60	-37,60	-298,015	2,82
TT7_5	14,00	-34,86	-274,430	4,48
TT7_6	16,40	-33,34	-263,490	3,24
TT7_7	18,80	-32,55	-258,180	2,25
TT7_8	21,20	-32,50	-256,878	3,11
TT7_9	23,60	-33,59	-265,232	3,46
TT7_10	26,00	-35,98	-285,161	2,70

TT08:

	Prof. (cm)	delta O	delta D	d
TT8_1	6,22	-24,29	-187,325	7,02
TT8_2	9,94	-33,51	-264,271	3,78
TT8_3	13,66	-33,62	-265,598	3,36
TT8_4	17,38	-32,68	-259,039	2,42
TT8_5	21,10	-32,82	-259,626	2,90
TT8_6	24,82	-34,52	-273,677	2,51
TT8_7	28,54	-36,25	-287,992	2,00
TT8_8	32,26	-36,70	-290,767	2,85
TT8_9	35,98	-35,70	-281,811	3,75
TT8_10	39,70	-34,73	-272,187	5,67