



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**  
Centro Biomédico  
Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes

Marcio Cataldo Gomes da Silva

**Características biogeoquímicas da interação atmosfera – criosfera  
na Antártica ocidental**

Rio de Janeiro

2011

**Características biogeoquímicas da interação atmosfera – criosfera na Antártica  
ocidental**

Tese apresentada, como requisito para  
obtenção do título de Doutor, ao Programa  
de Pós-graduação em Biociências, da  
Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Orientador: Prof. Dr. Heitor Evangelista da Silva

Rio de Janeiro

2011

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ/REDE SIRIÚS/BIBLIOTECA CB-A

S586

Silva, Márcio Cataldo Gomes da.

Características biogeoquímicas da interação atmosfera –  
criosfera na Antártica ocidental / Márcio Cataldo Gomes da  
Silva - 2010.  
106 f. : il.

Orientador : Heitor Evangelista da Silva.  
Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de  
Janeiro, Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes. Pós-  
graduação em Biociências.

1. Climatologia - Antártida - Teses. 2. Antártida – fatores  
climáticos - Teses. 3. Química atmosférica - Teses. I. Silva,  
Heitor Evangelista da. II. Universidade do Estado do Rio de  
Janeiro. Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes. III.  
Título.

CDU 551.58(99)

Autorizo apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese desde que citada a fonte.

---

Assinatura

---

Data

Marcio Cataldo Gomes da Silva

**Características biogeoquímicas da interação atmosfera – criosfera na Antártica  
ocidental**

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-graduação em Biociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Aprovada em 29 de Abril de 2011.

Banca Examinadora:

---

Prof. Dr. Heitor Evangelista da Silva (Orientador)  
Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes – UERJ

---

Prof. Dr. José Augusto Adler Pereira  
Faculdade de Ciências Médicas – UERJ

---

Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS

---

Prof. Dr. Ricardo Henrique Moreton Godoi  
Universidade Federal do Paraná – UFPR

---

Prof. Dr. Sambasiva Rao Patchineelam  
Universidade Federal Fluminense - UFF

Rio de Janeiro

2011

Dedicado a minha mulher Catarina

## AGRADECIMENTOS

É difícil não cometer injustiças quando se tenta relacionar todas as pessoas às quais me sinto agradecido para a realização de um trabalho tão longo... De qualquer maneira me esforçarei ao máximo para minimizá-las, ainda que não tenha o dom da escrita, vamos lá...

Aos meus pais, obrigado pela oportunidade que me deram de concluir minha formação, sei que sem seu suporte e apoio minha carreira não teria sido possível.

Catarina, obrigado por ter estado comigo durante os longos dias sem noite do paralelo 80°S. Seu suporte foi fundamental e determinante para a conclusão deste trabalho.

Meus mais novos grandes amigos Carlos, Malú, Filipe e Tiago que acompanharam todo o desenvolvimento deste trabalho e mudaram minha vida em muitas maneiras durante esses últimos anos.

Meu orientador e amigo Heitor que possibilitou a realização do sonho de respirar o ar frio do continente Antártico.

Ao amigo Ricardo, com sua ajuda pude conhecer e trabalhar ao lado de grandes cientistas dentro e fora do Brasil.

Meus mentores José Augusto e meu pai Carlos, o significado mais profundo da ciência aprendi com vocês, é este que move minha paixão e foi por este que concluí esta tese.

Meus queridos amigos e irmãos: Adriana, André, Boucinha, Chico, Ivan, Jonas, Pablo. Afinal de que adianta ter título de doutor se não se tem amigos?

Não poderia deixar de mencionar aqui Jefferson, que possibilitou as expedições que viabilizaram esta tese, e meu colegas e amigos de campo: Chico, Rose, Reis e Ulisses.

Amigos e colegas do LARAMG: ACAF, Alencar, Alessandra, Alexandre, Dan Eduardo, Elaine, Gustavo, Newton e é claro minhas queridas “alunas” Monique e Dani, obrigado por tudo.

E a todos os gringos que me ajudaram no decorrer desta tese... Thank you very much! Grazie Mille! Dank u zeer!

Por fim, agradeço ao querido e saudoso professor Anselmo por uma de suas inesquecíveis colocações: “...quando passar mal apenas por olhar para sua tese, saberá que ela já esta terminada...”

A sorte favorece os audaciosos  
*Publius Terentius Afer* (185-159<sub>AC</sub>)

## RESUMO

CATALDO, Marcio. *Características biogeoquímicas da interação atmosfera - criosfera na Antártica ocidental*. 2011. 106 f. Tese (Doutorado em Biociências) - Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

O manto polar antártico retém informação paleoclimatológica por entre suas camadas de neve e gelo. O gelo antártico tem revelado a base de dados paleoclimática de maior resolução para os últimos 800 mil anos. Os padrões de transporte atmosférico refletem a composição e a fonte do particulado encontrado na neve e no gelo do continente Antártico. Estando relacionado a processos climáticos, as características desse transporte alteram em quantidade e qualidade as espécies químicas que se depositam sobre o manto de gelo. Dessa forma, o estudo dos depósitos de particulado ao longo das camadas de neve/gelo na Antártica pode sugerir mudanças nos padrões de transporte atmosférico. Atualmente a comunidade científica discute as diferenças de padrões climáticos entre o leste e o oeste antártico. Enquanto de forma geral observa-se instabilidade no setor oeste, o clima da antártica oriental demonstra relativa estabilidade climática. Neste estudo, analisamos dois testemunhos de gelo recente de duas regiões com características climáticas diferentes do continente Antártico. No Platô Detroit situado na Península Antártica ( $64^{\circ}10'S/060^{\circ}0'O$ ), analisamos a variabilidade de Black Carbon (BC) ao longo de 20 metros de neve. O BC encontrado na Península Antártica apresentou baixas concentrações comparáveis as encontradas no gelo do Artico período pré-industrial. Nossos resultados sugerem que sua variabilidade corresponde à sazonalidade dos períodos de queimada nos continentes do Hemisfério Sul. No interior do continente Antártico, analisamos o particulado em geral por um processo de microanálise ao longo de um testemunho de 40 metros extraído em Mont Johns ( $79^{\circ}55'S/094^{\circ}23'O$ ). Encontramos uma tendência negativa na deposição de poeira mineral (AlSi) entre 1967 e 2007. Nossos resultados sugerem que esta tendência seja resultado de um crescente isolamento atmosférico da região central do continente antártico pelo aumento da intensidade dos ventos ao redor da Antártica. Este aumento na intensidade dos ventos reflete por sua vez o resfriamento da alta atmosfera no centro antártico causado pela depleção da camada de ozônio na região. Adicionalmente, amostras de diferentes microambientes de Patriot Hills ( $80^{\circ}18'S/081^{\circ}21'O$ ) foram coletadas de maneira asséptica para análise microbiológica. As amostras foram cultivadas em meio R2 e paralelamente o DNA total extraído foi sequenciado pela técnica de pirosequenciamento. Os resultados preliminares desta análise mostram grande riqueza de espécies dos mais variados grupos. Os resultados deste trabalho caracterizam três diferentes parâmetros relacionados a deposição atmosférica em duas áreas pouco exploradas e de grande interesse científico do continente antártico.

Palavras-chave: Antártica. Poeira mineral. Testemunho de gelo. Transporte atmosférico. Black carbon. Pirosequenciamento.

## ABSTRACT

The antarctic ice cap stores paleoclimatological information within layers of snow and ice. Antarctic ice has revealed the higher resolution paleoclimatic database for the last 800 kyr. Atmospheric transport plays a fundamental role on the composition and sources of particulate matter found in the Antarctic ice. It has been related to several climatic processes that changes the quantity and quality of exogenous aerosols reaching Antarctica. Therefore, studies of the particulate matter deposits along the snow/ice layers may suggest changes on atmospheric transport patterns. This work, analyze two recent ice cores from two climatic distinct regions of the Antarctic continent. One retrieved from Detroit Plateau/Antarctic Peninsula ( $64^{\circ}10'S/060^{\circ}0'W$ ), in which we have analyze Black Carbon (BC) deposition and variability along 20 meters of snow. BC found in the Antarctic Peninsula showed low concentrations (varying between 0,014 and 3,733ppb), comparable to the concentrations found on Arctic ice dated from before the industrial revolution period. Our results suggest that peaks of BC detected correspond, mostly, to biomass burning seasons in the South Hemisphere, not specifically from South America. The second one, of 40 m, was retrieved from Central-West Antarctica, Mont Johns ( $79^{\circ}55'S/094^{\circ} 23'W$ ), in which we analyzed the mineral dust abundance through M.E.V. – E.D.X. technique. In this study we found negative trends in mineral dust (inferred from Fe, Ti and AlSi) deposition between 1967 and 2007, in contrast to similar works in Sub-antarctic regions. We demonstrate that this trend is a consequence of the persistent “atmospheric isolation” that encloses the Central and East Antarctic regions due to the increasing winds around Antarctica within this period. It has been documented that westerlies intensification reflect the upper atmosphere cooling above Central Antarctica caused by the stratospherical ozone layer depletion. As part of the polar site characterization, we additionally have performed sampling for microbiological purpose from distinct microenvironments at Patriot Hills ( $80^{\circ}18'S/081^{\circ}21'W$ ). Samples were cultivated on R2 media and at the same time total DNA on samples was extracted and sent to a pyrosequencing analysis. Preliminary results show richness and diversity of bacterial species distributed on five phyla.

Keywords: Antarctica. Mineral dust. Ice core. Atmospheric transport. Black carbon. Pyrosequencing.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Posicionamento geográfico das áreas de estudo e fotos aéreas e de campo (a direita em PD e esquerda em PH)	26
Figura 2 -	Foto central feita no vale entre os montes Patriot e Independence. As fotos ao redor ilustram as características citadas no texto descritivo bem como o contexto geográfico das mesmas.	29
Figura 3 -	(A) Corte longitudinal inicial de testemunho de gelo em mesa de corte e serra circular; (B) Teste de corte.	30
Figura 4 -	Sistema de derretimento contínuo de gelo do DRI/EUA.	31
Figura 5 -	(A) Bomba peristáltica com canais de análise definidos; (B) Visão geral da distribuição da amostra pelos aparelhos de análise com o auxílio de três bombas peristálticas; (C) monitor para controle e visualização das análises de cátions e ânions em tempo real.	32
Figura 6 -	Tela final pós processamento pelo PRODPP relativo a análise da amostra 1 (referente aos primeiros 90cm do testemunho). Podemos observar os elementos P, Cl, Mn e Ni cortados da matriz de análises por terem sido detectados em menos de 1% das partículas.	38
Figura 7 -	Tabela gerada pelo software IDAS e a interpretação dos resultados. A tabela apresenta os elementos encontrados na amostra 1, detalhando o diâmetro médio de cada partícula e as abundâncias relativas de cada elemento constituinte. Dados grifados em amarelo ressaltam as abundâncias relativas dos elementos relevantes para cada partícula.	39
Figura 8 -	Medições preliminares de $H_2O_2$ e razão entre sais marinhos e não marinhos, sugerindo um alcance de quatro a cinco anos na datação do testemunho. Abaixo: Imagem obtida por escaneamento por radar da superfície do manto de gelo na área da perfuração. As profundidades indicadas por setas (direita) ressaltam as linhas de separação entre camadas na neve formadas pela alternância de processos de acumulação referentes a ciclos anuais de alto e baixo acúmulo de neve (inverno e verão) confirmando os distintos quatro picos visualizados no gráfico de $H_2O_2 + nssS/Na$ .	41
Figura 9 -	Concentração de peróxido de hidrogênio para o testemunho e curva de radiação solar medida na EACF (média mensal em linha inteira vermelha). As linhas pontilhadas verticais indicam o período de mínima concentração referente ao solstício de inverno. As linhas inteiras cheias verticais separam os anos.	43
Figura 10 -	Variações na concentração de BC ao longo do perfil de 20 metros de profundidade.	43
Figura 11 -	Variações na concentração de sais não marinhos de enxofre, BC ao	45

longo do perfil de 20 metros e coeficiente de correlação linear entre os dois parâmetros.

- Figura 12 - Modelagem para emissão de BC, Koch e Hansen (2005). Emissões de BC industrial [esquerda] e por queima de biomassa [direita] em  $\text{ng C m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , as quadriculas identificam as regiões de emissão assumidas nos experimentos. 45
- Figura 13 - Depósitos de BC (cinza) e número de focos de queimadas no Brasil (vermelho) entre Setembro de 2003 e Outubro de 2007. 46
- Figura 14 - Variação de espessura ótica da coluna de BC na banda de 550nm entre Janeiro de 2003 e Dezembro de 2007. 48
- Figura 15 - Componente meridional dos ventos na banda latitudinal 30°-70°S extraída da base dados NCEP/NCAR – Reanalysis. 49
- Figura 16 - Vetores de vento (anomalia 1968-1996) a 5.500 m de altitude durante a primavera austral de 2007. A barra de cores é relativa a intensidade do vento em m/s. Figura gerada pelo sistema NCEP/NCAR na base de dados Reanalysis 50
- Figura 17 - Variações do  $\delta D$  ao longo do testemunho, em resolução de 10 cm com média móvel de 3 pontos sobreposta. Os picos marcados com linhas verticais são referentes ao verão de cada ano indicado na vertical. A barra vertical representa a atividade de  $^{137}\text{Cs}$  (em dps: desintegração por segundo) encontrada apenas na profundidade correspondente aos anos de 1986 a 1987. 53
- Figura 18 - Taxa de acumulação anual com curva de tendência polinomial de ordem 5 (linha contínua). 54
- Figura 19 - Variação das abundâncias relativas de particulado presumivelmente terrigeno e curva de tendência linear (linha cheia) para o testemunho de gelo de Mount Johns entre 1967 e 2007. 56
- Figura 20 - Acima: áreas que sofreram aquecimento (vermelho) ou resfriamento (azul) durante os últimos 35 anos (Monaghan, Bromwich e Schneider, 2008); abaixo: Modelagem das tendências da temperatura próxima a superfície entre 1957 e 2006, com escala de cores em °C/década, Steig 2009 e O'Donnell 2011. A legenda abaixo indica a anomalia de temperatura. 58
- Figura 21 - Extensão da depleção do ozônio estratosférico acima da Antártica entre 1979 e 2008. Imagens referentes ao período de maior depleção na primavera (15 e 31 de Outubro). 59
- Figura 22 - Médias das concentrações de ozônio na coluna atmosférica entre 15 e 31 de Outubro medidas por um espectrofotômetro Dobson na estação NOAA do pólo sul. 60

Figura 23 - Índice SAM calculado a partir de observações. Dados mensais em linha pontilhada e média móvel de 12 pontos em linha inteira.	61
Figura 24 - Intensidade dos ventos ao redor do continente antártico (45°S -75°S)	62
Figura 25 - Intensidade dos ciclones para as bandas de latitudes médias (30° - 50°), altas (50° - 70°) e integradas (30° - 70°). As linhas de tendência indicam aumento na intensidade ciclônica ao redor da Antártica tanto no verão quanto no inverno nos últimos 50 anos.	64
Figura 26 - Dados de Poeira mineral: AlSi, Fe e Ti; Ozônio e dados climáticos (velocidade dos ventos ao redor do continente antártico entre as latitudes 45°S e 75°S e a SAM (“Southern Annular Mode”).	66
Figura 27 - Ventos meridionais nas bandas de latitude 50 a 70°S e 70 a 90°S. Dados positivos referem-se a ventos no sentido Sul-Norte e negativos Norte-Sul. As retas de tendência linear indicam padrões opostos entre as duas bandas latitudinais.	68
Figura 28 - Microscopia eletrônica de varredura (com acoplamento de sonda EDS) de partículas ricas em Silício de diferentes regiões do Setor Nordeste da Antártica. As partículas encontradas no presente trabalho possuem formato arredondado diferente das partículas de composição semelhante encontradas na Península Antártica.	69
Figura 29 - Taxa de acumulação de neve (azul) e abundância relativa de partículas de AlSi entre 1967 e 2007.	70
Figura 30 - Número de sequências encontradas por comprimento das bases em cada amostra.	104
Figura 31 - Abundâncias relativas dos filamentos encontrados e curvas de rarefação das amostras.	105

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<b>AOD -</b>	Aerossol Optical Depth
<b>EACF -</b>	Estação Antártica Comandante Ferraz
<b>EDX -</b>	Energy-dispersive X-ray spectroscopy
<b>EPICA -</b>	European Project for Ice Coring in Antarctica
<b>HYSPLIT -</b>	Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model
<b>ICP-MS -</b>	Inductively coupled plasma mass spectrometry
<b>ICP-OES -</b>	inductively coupled plasma optical emission spectrometer
<b>IPCC -</b>	Intergovernmental Panel on Climate Change
<b>IPICS -</b>	International Partnerships in Ice Core Sciences
<b>LGM -</b>	Last Glacial Maximum
<b>MEV -</b>	Microscopia eletrônica de varredura
<b>NASA -</b>	National Aeronautics and Space Administration
<b>NCAR -</b>	The National Center for Atmospheric Research
<b>NCEP -</b>	National Centers for Environmental Prediction
<b>NOAA -</b>	National Oceanic and Atmospheric Administration
<b>OMM -</b>	Organização Mundial de Meteorologia
<b>OTU -</b>	Operational Taxonomic Unit
<b>SAM -</b>	Southern Annular Mode
<b>SCAR-B -</b>	Smoke Cloud and Radiation Experiment in Brazil

## SUMÁRIO

1	<b>INTRODUÇÃO</b>	15
1.1	<b>Testemunhos de gelo</b>	16
1.2	<b>Poeira mineral e clima</b>	18
1.3	<b>Black Carbon</b>	20
1.4	<b>Microorganismos no gelo</b>	21
2	<b>OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA</b>	24
2.1	<b>Objetivo secundário</b>	24
2.2	<b>Justificativa</b>	24
3	<b>ÁREAS DE ESTUDO</b>	25
3.1	<b>Platô Detroit</b>	26
3.2	<b>Patriot Hills</b>	26
4	<b>MÉTODOS</b>	30
4.1	<b>Platô Detroit – Península Antártica</b>	30
4.1.1	<u>Extração do testemunho de telo</u>	30
4.1.2	<u>Preparação do testemunho de gelo</u>	30
4.1.3	<u>Uso do “Continuous Ice Core Melter System” (sistema de derretimento contínuo de gelo)</u>	31
4.1.4	<u>Medição de Black Carbon</u>	32
4.1.5	<u>Analises glacioquimicas</u>	33
4.2	<b>PATRIOT HILLS</b>	33
4.2.1	<u>Amostragem geral</u>	33
4.2.2	<u>Testemunho de gelo</u>	34
4.2.3	<u>Preparação e tratamento do testemunho de gelo</u>	34
4.2.4	<u>Glacioquímica e radioisótopos</u>	34
4.2.4.1	Análises de $\delta D$ por espectrometria de massa	35

4.2.4.2	Detecção de $^{137}\text{Cs}$ por espectroscopia gama de alta resolução	36
4.2.4.3	Composição elementar do particulado por M.E.V.-E.D.X.	37
5	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b>	40
5.1	<b>Black Carbon no Platô Detroit</b>	40
5.1.1	<u>Datação do testemunho</u>	40
5.1.2	<b>Análise de Black Carbon</b>	43
5.2	<b>Deposição de Material Particulado no Centro-Oeste Antártico</b>	51
5.2.1	<u>Datação do testemunho e curva de acumulação</u>	51
5.2.2	<u>Análise de material particulado</u>	54
6	<b>CONCLUSÕES</b>	72
7	<b>REFERÊNCIAS</b>	73
A	<b>Apêndice</b>	84
B	<b>Apêndice</b>	88
C	<b>Apêndice</b>	91
D	<b>Apêndice</b>	95

## 1 INTRODUÇÃO

“Agora o Sol, movendo-se como sempre faz, coloca em ação um processo de mudança, surgimento e declínio, cuja ação levanta a mais pura e doce água, a cada dia, dissolvendo-a em vapor e transportando-a para as alturas onde ela se condensa novamente pelo frio e retorna a seguir para a superfície da terra.”

O texto acima, retirado da obra Meteorológica, escrita por Aristóteles em meados do IV<sup>o</sup> século a.C., mantém-se desde então como um marco histórico para o início das ciências atmosféricas no ocidente. A atmosfera, do grego: atmos-sphaira ou esfera de vapor, possui papel fundamental na manutenção do clima do planeta. Ainda que estudada em separado, a climatologia e as ciências atmosféricas são áreas complementares do conhecimento. O clima é em primeira instância o resultado da interação de radiações externas à Terra com as substâncias gasosas, líquidas e sólidas presentes no planeta de acordo com as leis da física. Na definição técnica mais aceita atualmente, divulgada pelo Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): “Clima, num sentido restrito é geralmente definido como 'tempo meteorológico médio', ou mais precisamente, como a descrição estatística de quantidades relevantes de mudanças do tempo meteorológico num período de tempo, que vai de meses a milhões de anos. O período clássico é de 30 anos, definido pela Organização Mundial de Meteorologia (OMM). Essas quantidades são geralmente variações de superfície como temperatura, precipitação e vento. O clima num sentido mais amplo é o estado, incluindo as descrições estatísticas do sistema global.”[[http://www.grida.no/publications/other/ipcc\\_tar/?src=/climate/ipcc\\_tar/wg1/518.htm](http://www.grida.no/publications/other/ipcc_tar/?src=/climate/ipcc_tar/wg1/518.htm)]

A compreensão dos registros climáticos da Terra é de grande valia para o entendimento de como o sistema climático funciona. Ao estudo do clima de épocas pretéritas da-se o nome de paleoclimatologia. Esta ciência baseia-se em registros naturais, marcadores diretos ou indiretos de eventos climáticos ocorridos no passado. O registro climático está contido nos estratos de rochas da crosta continental, sedimentos do fundo de lagos e oceanos, anéis de crescimento de árvores e corais, geleiras polares e temperadas, registros históricos e ainda outros [<http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/paleo.html>]. Com o conhecimento das diferentes

forçantes que controlaram o clima no passado, a ciência é capaz de melhor compreender os componentes que regulam o sistema climático no presente. Através desse conhecimento torna-se possível entender quais mecanismos físicos estão envolvidos nos processos de variabilidade climática. Dessa forma, o registro climático nos trás informações a respeito de como era o clima do passado, quão rápido ele pode mudar e qual pode ser a amplitude dessas mudanças.

A investigação paleoclimatológica pode abranger diferentes períodos e faixas de tempo, baseando-se na precisão com que o registro climático pode ser recuperado, nas ferramentas e técnicas disponíveis para o estudo e na aplicabilidade dos dados à geração de modelos para predições climáticas futuras. Nos estudos paleoclimatológicos mais antigos, do período pré-Pleistoceno, anterior a 2 milhões de anos atrás, os registros naturais mais apropriados são encontrados nos extratos da crosta terrestre, sedimento marinho e espeleotemas. Já estudos na faixa temporal da Época do Pleistoceno, caracterizado pela alternância de períodos glaciais e interglaciais que se estenderam a até aproximadamente 2 Ma atrás, tem como principal fonte de informação climática os registros glaciais polares. E finalmente, estudos paleoclimáticos de períodos mais recentes, na Época geológica do Holoceno, caracterizam-se por possuir os registros de mais alta definição que vão desde os glaciais, coralinos, dendrocronológicos e espeleotemas a documentos históricos. O avanço da glaciologia aplicada à climatologia caracterizou o nível de detalhamento do nosso conhecimento climatológico dos últimos 10.000 anos (Imbrie, J. 1982).

### **1.1 Testemunhos de gelo**

Para se extrair a informação aprisionada no gelo é necessário, primeiramente, a obtenção de um testemunho de gelo. Este testemunho caracteriza-se por ser uma coluna cilíndrica de neve e/ou gelo obtida por processo eletromecânico de sondagem vertical, a partir da superfície de um manto de gelo. Desse modo, mantém-se uma graduação temporal proporcional à profundidade que se perfura e, conseqüentemente, a taxa de precipitação e acumulação de determinada região. Muitas são as características que fazem da Antártica o melhor laboratório natural para estudos paleoclimatológicos do Holoceno e Pleistoceno. O continente antártico está em processo de acúmulo de neve a milhões de anos, processo que lentamente

originou seu manto de gelo que hoje ultrapassa os 4.000 metros de espessura em algumas regiões (Hambrey e Waddams, 1981; Jojo, Kumar *et al.*, 1995). Este processo de precipitação e armazenamento acumulou milhares de anos de informações a respeito da atmosfera da Terra, preservando com alta integridade os particulados e gases atmosféricos que lá se depositaram ou foram adsorvidos (Izaguirre *et al.*, 2000).

Um dos mais importantes projetos de extração de testemunhos de gelo na Antártica, originou o testemunho de Vostok (78°27'S;106°52'L), que atingiu sua profundidade máxima de 3623 metros em 1996, possibilitando com isso resgatar informações climáticas dos últimos 420.000 anos [[www.aari.nw.ru/projects/Antarctic/stations/vostok/vostok\\_en.html](http://www.aari.nw.ru/projects/Antarctic/stations/vostok/vostok_en.html)]. Estudando as bolhas de ar atmosférico aprisionadas no gelo de Vostok, Robert J. Delmas em 1980 demonstrou pela primeira vez a crescente concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera, o que intensificou os argumentos do que se tornou a maior crise sócio-ambiental da história. Desde então, diferentes projetos de pesquisa glaciológica vem extraíndo testemunhos de gelo ainda mais profundos, tanto no manto de gelo ártico quanto na Antártica principalmente, onde a espessura do gelo e as condições locais guardam os mais antigos registros glaciológicos da Terra. O registro mais antigo até os dias atuais vem do testemunho de gelo EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica), com 3270 metros e mais de 800.000 anos de registro [<http://www.esf.org/index.php?id=855>]. Atualmente, o mais ambicioso projeto de perfuração de testemunhos de gelo pretende abranger 1,5 milhões de anos de registros climáticos e será realizado na Antártica. O IPICS (International Partnerships in Ice Core Sciences), projeto que teve início em 2004, pretende decidir o local de estudo e iniciar a perfuração durante os próximos anos [<http://www.pages.unibe.ch/ipics>]. A grandiosidade do projeto em si reflete a importância da paleoclimatologia para a ciência e a sociedade. Com o avanço na área da glaciologia no estudo de testemunhos de gelo, os projetos de extração vem se ampliando significativamente nos últimos anos. Ainda que cada vez mais, novos compostos e particulados venham sendo inclusos nas análises glacioquímicas, as bases do estudo analítico (composição de gases atmosféricos em bolhas de ar no gelo, isótopos estáveis e radioativos como indicadores da temperatura local e análises quantitativas e qualitativas dos depósitos de material particulado) mantiveram-se pouco alteradas desde as últimas décadas (Oeschger, 1987;

Coogan, Davis *et al.*, 2001; Gillet-Chaulet e Durand, 2010; Gudmundsson, 2010).

## 1.2 Poeira mineral e clima

A presença de material particulado (minerais argilosos, vidro vulcânico, poeira continental e sais marinhos) em testemunhos de gelo começou a ser observada ainda nos primeiros registros de gelo extraídos (Petit, Briat *et al.*, 1981; Thompson e Mosleythompson, 1981). As lâminas de acúmulo de poeira em determinadas profundidades do gelo da Antártica são cronologicamente coincidentes em diferentes testemunhos, incluindo aqueles extraídos no Ártico, sugerindo que sua presença está relacionada a fenômenos climáticos de escala global como as transições entre períodos glaciais e interglaciais (Petit, Mounier *et al.*, 1990; Jouzel, Barkov *et al.*; Deangelis, Steffensen *et al.*; Wolff, Fischer *et al.*). A variabilidade na quantidade de poeira em suspensão atmosférica, relacionada a ciclicidade dos períodos glaciais e interglaciais, estão paralelamente registradas em testemunhos de gelo e de sedimento marinho (Jouzel, Barkov *et al.*, 1993). Estudos sobre depósitos de poeira na Antártica (Petit, Mounier *et al.*, 1990), na Groenlândia (Thompson e Mosleythompson, 1981) e em testemunhos de gelo de baixas latitudes (Thompson, Mosleythompson *et al.*, 1995) sugerem a existência de um aumento da dinâmica de ventos continentais em períodos com diferentes padrões de aridez. Além disso, especula-se também sobre o aumento e/ou o surgimento de novas áreas de afloramento continental como resultado do recuo marinho pela diminuição dos níveis dos oceanos, unido a uma drástica desertificação de várias regiões (Petit, Mounier *et al.*, 1990; Delmas, 1994). Testemunhos de gelo revelam que durante períodos glaciais há um drástico aumento nos depósitos de micro partículas, chegando a ser de 10 a 30 vezes maior do que nos períodos interglaciais. Em Vostok, os fluxos de poeira resultantes desse aumento, detectados em três diferentes estágios do testemunho foram, respectivamente, 15, 11 e 9 vezes maiores do que o fluxo do presente período interglacial, Holoceno, (Petit, Mounier *et al.*, 1990). O particulado de origem continental quando erodido à alta troposfera, pode ser transportado a longas distâncias pelas fortes correntes dessa camada atmosférica onde ocorrem também as correntes de jato (Briat *et al.*, 1982). Posteriormente, um modelo proposto por Yung (1996) sugeriu uma redução de 50% nos ciclo da água a partir do valor médio do Holoceno, o que reduziria o arrasto de sedimento por processos

hídricos e explicaria o grande aumento de particulado transportado pelo ar. Para os testemunhos de Vostok e Dome C, Basille (1997) investigou a procedência dos acúmulos de poeira nos perfis de gelo. Esse estudo coloca a América do Sul como o maior contribuinte de particulado para a Antártica. Não apenas a quantidade de poeira em suspensão atmosférica aumenta nesses períodos, como também a dimensão das partículas. O diâmetro das partículas em uma distribuição de frequência apresenta moda em torno de 2  $\mu\text{m}$ , exceto durante o Último Máximo Glacial (LGM) no perfil Vostok, onde uma população adicional com uma moda em torno de 14  $\mu\text{m}$  foi descrita (Mounier, 1988). A própria manutenção do período glacial pode também ser afetada pelo aumento das concentrações de poeira em suspensão atmosférica (Maher, Prospero *et al.*, 2010).

Por outro lado, um estudo recente conclui, a partir de modelagens do LGM, que o aumento de deposição de poeira pode ter sido superestimado em alguns testemunhos de gelo (Li, Ramaswamy *et al.*, 2010). Ainda neste estudo os autores sugerem que a correlação entre aumento de vento e deposição podem não ser exatamente como se pensava. Em seu modelo, os ventos superficiais durante o LGM não apenas não aumentaram a deposição de poeira na Antártica como a diminuíram entre 20 a 30%.

Ainda que os processos envolvidos sejam pouco compreendidos inquestionavelmente há uma correlação entre processos de mudanças climáticas de longa ou curta escala temporal e depósitos de poeira (Iriondo, 2000; McConnell, Aristarain *et al.*, 2007; Li, Ginoux *et al.*, 2010). McConnell e colaboradores por exemplo, relacionam o grande aumento do depósito de particulado terrígeno na ilha James Ross, ao processo de desertificação do sul da Patagônia. A hipótese do grupo de McConnell aponta para uma relação entre mudanças climáticas (processo de desertificação da patagônia) e particulado (aluminossilicatos) encontrado em um testemunho de gelo extraído na Ilha James Ross, próximo a Península Antártica. No entanto, não leva em consideração uma possível alteração do regime de ventos que poderiam também influenciar nestes processos de deposição, como será apresentado na discussão dos resultados obtidos neste trabalho.

A maior concentração de estações de pesquisa na Antártica situa-se na região da Antártica Marítima que inclui o arquipélago das ilhas Shetlands do Sul. Pela densidade, profundidade e principalmente pelo grau de derretimento da superfície da neve durante o verão nessas regiões, a extração de testemunhos

profundos não são tão amplamente realizadas ao Norte da Península quanto no interior do continente. Por outro lado, pela proximidade com a América do Sul, o estudo atmosférico na Península Antártica gera interesse diferenciado por sua proximidade geográfica à Patagônia, e potencial influência da Austrália. Conforme indicado anteriormente, a América do Sul é descrita como o maior contribuinte de particulado atmosférico para a Antártica (Basile, Grousset *et al.*, 1997), fato que motiva ainda mais a relação deste continente com os registros do gelo da Península. Além disso, nossos resultados que por sua vez concordam com pesquisas realizadas na área (Turner, Lachlan-Cope *et al.*, 2002) apontam para altas taxas de deposição de neve, quando comparadas com as do interior do continente antártico, o que possibilita a extração da informação climática em maior resolução, e assim mais adequado ao estudo de fenômenos climáticos recentes e em pequena escala temporal.

Apesar de as associações entre clima e poeira permanecerem pouco compreendidas, possivelmente estão relacionadas à absorção ótica e capacidade de agir como núcleos de condensação alterando o regime de formação de nuvens (Maher, Prospero *et al.*, 2010).

### 1.3 Black Carbon

Do ponto de vista do balanço radiativo, determinados aerossóis podem atuar de maneira peculiar, particularmente quando depositados sobre a superfície dos mantos de gelo. O “Carbono Negro”, mais conhecido por seu nome inglês “Black Carbon” (BC) é uma partícula resultante da queima incompleta de biomassa ou de combustíveis fósseis. Por sua coloração escura absorve a luz solar na frequência do visível. Quando depositada sobre a superfície da neve, altera seu albedo, no sentido de reduzir a reflectância, retendo calor e contribuindo com o derretimento (Allen, Raper *et al.*, 2001; Jacobson; Hansen e Nazarenko). Os efeitos do conhecido fenômeno do aquecimento global, sugerido por grande gama de estudos, referente principalmente ao aumento da temperatura média na superfície da Terra nos últimos 150 anos, pode ser visualizado em escala temporal humana, através de seus impactos na Península Antártica (Allen, Raper *et al.*, 2001; Vaughan, Marshall *et al.*; Thomas, Dennis *et al.*), mais do que em qualquer outra região do continente. Dentro desse ponto de vista, a chegada de BC nessa região poderia agravar essa condição,

uma vez que já foram relatados impactos sobre a neve superficial contaminada por BC na Groelândia (Koch e Hansen). Este tipo de argumento aumenta a relevância das análises de dispersão do BC dentre os estudos atmosféricos. Diante da questão da “crise ambiental” a presença do BC na atmosfera é atribuída majoritariamente a queima de combustível pelos setores industriais, produção de energia elétrica e transporte automotivo. Porém eventos de origem natural, como queimadas sazonais de origem natural também lançam BC na atmosfera. De fato, a queima de biomassa é o principal evento emissor de BC (40-50% da emissão total de BC global) (Bond, Streets *et al.*; Koch e Hansen) dentre muitos outros de origem antropogênica que incluem a queima de lenha, carvão, combustíveis de origem mineral (derivados de petróleo) e biológica (óleo animal ou vegetal e álcool).

Examinando as variações nas concentrações de BC em um testemunho de gelo extraído no Platô Detroit, foi possível avaliar a importância da América do sul, África e Austrália como fontes de BC para a região, correlacionando os depósitos glaciais com número de focos de queimada e os processos de dispersão atmosférica.

Diferentemente do material particulado mineral que tem origens abióticas, durante um processo de queimada, o mesmo fluxo vertical de ar que leva o BC à atmosfera carrega também outros tipos de particulados presentes no ecossistema. Nesse processo grande quantidade de material orgânico e biológico é injetado e transportado pela troposfera. O projeto da NASA Smoke Cloud and Radiation Experiment in Brazil (SCAR-B) levantou grande quantidade de informação neste sentido (Kaufman, Hobbs *et al.*; Longo, Thompson *et al.*).

#### 1.4 Microorganismos no gelo

A intensificação dos estudos de transporte atmosférico de particulado que abrangem escalas continentais até as regiões polares do globo atraíram a atenção para o estudo da origem dos depósitos do aerossol orgânico e biológico na Antártica, incluindo pólen, esporos de fungos e células bacterianas (Marshall, 1996 2000). O entendimento do comportamento do aerossol de origem biológica abre um novo espectro de conhecimento correlacionando a dispersão de microorganismos em escala regional a eventos de dispersão atmosférica (Cataldo, 2007).

O estudo da aerobiologia na Antártica preenche também lacunas no conhecimento a respeito da origem da microflora da região. A vida microbiológica no manto de gelo envolve uma grande quantidade de particularidades, que muitas vezes para serem explicadas deve-se compreender o processo que fez com que determinada espécie se encontre em determinada localidade. Os processos para a invasão de micróbios na Antártica são mais numerosos do que os que regulam a ocorrência da grande biota na região (Warwick, 2000). No caso da microbiota, esses processos incluem vetores como a circulação atmosférica, as correntes oceânicas, pássaros, peixes, mamíferos marinhos e os humanos. Esses processos de transporte podem interligar grandes distâncias, permitindo a ocorrência de um fluxo gênico entre a Antártica e regiões distantes do planeta tal como ocorre com as poeiras minerais. Os mecanismos de dispersão podem ser especialmente importantes durante episódios de bruscas mudanças climáticas, uma vez que novos habitats podem tornar-se disponíveis para re-colonizações (Warwick, 2000).

Segundo Warwick (2000), existem evidências do transporte atmosférico de microorganismos para a Antártica. Ainda no início do século XX, Fritsch (1912 apud Marshall 1996<sup>a</sup>) demonstrou a presença de pólen de plantas de origem sul-americana, nos mares da região Antártica. Dados coletados, ainda na mesma época, já confirmavam a chegada intermitente deste pólen via atmosfera. O manto de gelo antártico contém muitas espécies de microorganismos que nunca foram encontrados vivos na mesma região, ainda que encontrados nos possíveis habitats antárticos, muitas dessas espécies não se encontram em condições de se duplicar, o que sugere que são exógenas em relação ao continente Antártico. Além disso, habitats geotermiais na Antártica, especialmente as fumarolas no topo de montanhas vulcânicas ativas no Mar de Ross (setor sul do continente Antártico), são separadas por grandes distâncias e mesmo assim, possuem comunidades de espécies microbianas semelhantes não apenas entre elas, mas também com comunidades geotérmicas de zona temperada (Broady, 1996). Somando-se a essa característica, o fato dos habitats não marinhos da Antártica possuem muitas espécies de comportamento cosmopolita, entre elas, fungos, microalgas, bactérias e protozoários, sugerindo um intenso intercâmbio global (Warwick, 2000). Entretanto, poucos desses microorganismos foram analisados segundo técnicas moleculares, e o relacionamento de seus genomas com os de comunidades exteriores a Antártica permanece sem comprovação. O Transporte atmosférico da microbiota para a

antártica pode não ser um processo contínuo, podendo depender de eventos meteorológicos (considerando-se uma curta escala de tempo) e eventos climáticos (considerando-se uma longa escala temporal). Na ilha oceânica Signy, na porção noroeste da Antártica (60°43'S;045°36'W), a concentração de pólen e esporos aumenta em torno de 20 vezes durante curtos períodos de fortes ventos entre a Patagônia e a Antártica (Marshall, 1996). Marshall concluiu com seu trabalho, que os eventos climáticos que favorecem e aumentam a magnitude da dispersão também na região marítima da Antártica, teriam ocorrido 18 vezes nos últimos 12 anos, (12 anos antes do trabalho publicado em 1996). Esse mesmo nível de conectividade entre a região marítima da Antártica e as latitudes temperadas pode estar também relacionado à região continental antártica, como poderia ser teoricamente esperado. Com um elevado nível de isolamento continental e reduzida ou ausente vegetação terrestre, a aerobiologia da Antártica difere substancialmente de outras latitudes, incluindo-se o Ártico (Marshall, 1996).

Talvez o aspecto mais interessante no estudo dos aerossóis seja o fato de que não apenas eventos climáticos possam alterar sua dinâmica atmosférica, mas sua capacidade de afetar o clima. A interferência dos aerossóis no clima não se dá apenas devido a sua capacidade de absorver ou refletir radiação solar, mas também de agir como núcleos de condensação (NC), catalisando processos de precipitação de chuva ou neve, e nesse último quesito, microorganismos podem desempenhar importante papel (Vali, 1995). Em artigo publicado na Nature em outubro de 2008, Brent Christner atenta para o fato de que bactérias em suspensão atmosférica em regiões frias possam não apenas agir como núcleos de condensação de gelo, mas também serem os principais aerossóis atuantes neste processo. Seus resultados revelam que NC biológicos são abundantes em amostras de neve recente e sugere que estes sejam onipresentes em precipitações ao redor do globo (Christner, Morris *et al.*). Esse tipo de trabalho demonstra que um melhor entendimento do papel dos microorganismos na atmosfera pode revelar suas implicações nos ciclos de precipitação e ajudar a decifrar processos de retroalimentação entre biosfera e clima. Entendendo a relação direta entre a microbiota da região e os processos de deposição atmosférica, neste trabalho investigamos a diversidade bacteriana em diferentes substratos e microambientes da região de Patriot Hills no centro oeste antártico

Na presente tese é apresentado como material de estudo dois testemunhos de gelo recentes amostrados em alta resolução. Procurou-se investigar a relação entre atmosfera e criosfera na região antártica em duas distintas localizações e três diferentes abordagens: Características da microbiota polar antártica\* e das deposições de material particulado enfocando a poeira mineral na Antártica Central e BC na Península Antártica.

\*Por consequência da não conclusão das análises microbiológicas, o processo de amostragem, métodos aplicados e resultados preliminares do estudo microbiológico estão apresentados nesta tese no formato de apêndice (D).

## **2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA**

Caracterizar os depósitos glaciais de Black Carbon e traçadores terrígenos em 2 sítios de amostragem da Antártica ainda inexplorados biogeoquimicamente e verificar correlações nos processos climáticos que expliquem sua presença.

### **2.1 Objetivo secundário**

Caracterizar a microflora da criosfera e litosfera da região amostrada no centro antártico.

### **2.2 Justificativa**

Modelos numéricos e dados de Estações Científicas no Setor Oeste do Continente Antártico apontam para uma expressiva alteração ambiental daquela região. Uma melhor compreensão da relação entre os registros glaciais e dispersão atmosférica, inferida pelos aerossóis atmosféricos, pode contribuir para uma melhor

caracterização e descrição dos mecanismos de regulação climáticos. Além disso, a identificação das tendências de deposição pode sugerir a existência de mecanismos atmosféricos ainda desconhecidos ou pouco entendidos. Paralelamente, o estudo microbiológico no interior do continente antártico expande as fronteiras do conhecimento da vida e possibilita o descobrimento de novas espécies que podem gerar frutos na área de biotecnologia.

### **3. ÁREAS DE ESTUDO**

Desde seu início, a pesquisa antártica brasileira concentrou-se no arquipélago das ilhas Shetlands do Sul, com ênfase na Ilha Rei George, onde em Fevereiro de 1984 foi inaugurada a Estação Antártica Comandante Ferraz. O material amostral desta tese é resultado das duas primeiras incursões científicas brasileiras ao interior do continente antártico. Essas expedições, lideradas pelo professor Jefferson Cardia Simões da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), ao Platô Detroit na Península Antártica em Dezembro de 2007 e a Patriot Hills no manto de gelo da Antártica Ocidental em Novembro de 2008 marcaram o início de uma nova era da pesquisa antártica brasileira. O presente trabalho, hipóteses e informações aqui levantadas são parte do legado dessas expedições.



Figura 1. Posicionamento geográfico das áreas de estudo e fotos aéreas e de campo (a direita em PD e esquerda em PH).

### 3.1 Platô Detroit

Localizado na Península Antártica nas coordenadas  $64^{\circ}10'S$  e  $060^{\circ}0'W$ , o Platô Detroit estende-se sobre o manto de gelo antártico a uma altitude média de 1.700 m acima do nível do mar. É o principal e maior platô da região de Graham Land. Sua fronteira noroeste é delimitada pela parede sul da geleira Russel West, e estende-se por 140 quilômetros a sudoeste em direção ao Platô Herbert [<http://geonames.usgs.gov>]. A região, em relação às Ilhas Shetlands do Sul, tem

pouca freqüência de expedições científicas, o que a torna um excelente sítio para estudos glaciológicos em geral, especialmente a microbiologia.

### 3.2 Patriot Hills

À frente do mar congelado de Weddell a cadeia de montanhas Ellsworth inclui o pico mais alto do continente Antártico: o maciço Vinson que atinge 4.892 metros de altitude em relação nível do mar. As montanhas foram descobertas por Lincoln Ellsworth em 1935 durante um vôo da Península Antártica à Plataforma d gelo Ross, e visitado pela primeira vez durante o ano geofísico internacional durante uma travessia liderada por Charles R. Bentley da Universidade de Wisconsin. O mapeamento geológico detalhado da região foi iniciado por expedições de campo da Universidade de Minnesota, lideradas por Campbell Craddock durante a década de 1960. O descobrimento da isolada cadeia de montanhas Ellsworths gerou imediatamente interesse geológico uma vez que é composta por majoritariamente por estratos sedimentares do paleozóico. Sua geologia é singular na Antártica a não ser por sua similaridade a cadeia montanhosa trans-antártica da qual esta separada por quase cinco graus de latitude (Dalziel, 2007). Localizado nas coordenadas 80°18'S e 081°21'O, os montes conhecidos como Patriot Hills com apenas 8km de extensão situam-se ao extremo sul da cadeia de montanhas Ellsworth, compondo os picos sul da extensão montanhosa Heritage. Os montes Patriot são caracterizados por extenso afloramento rochoso, especialmente no flanco norte tendo seu pico mais alto a 1246 m acima do nível do mar (400 m acima do manto de gelo a seu redor) (Casassa, Brecher *et al.*, 1998). A região localiza-se a 1080 km do Pólo Sul e seu entorno engloba a parte mais alta da cadeia de montanhas da cordilheira meso-Antártica. Campos de gelo se estendem por dois quilômetros a frente desde a base dos montes na face norte. Esses campos são também conhecidos como áreas de “gelo azul” ou em inglês blue-ice áreas (BIAs). BIAs são áreas com balanço de massa negativo, isto é: há mais sublimação do que acumulação, esse tipo de área compreende pequena parte da Antártica. Estas áreas ocorrem geralmente entre a costa e o interior do continente, onde ventos catabáticos fortes impedem a acumulação da neve (Vandenbroeke e Bintanja, 1995). Dessa forma a ablação é mantida pela conjunção entre erosão da neve pelo vento e sublimação do gelo. Esse tipo de campo de gelo é comumente encontrado nos arredores de Nunataks, porém

podem também ocorrer em áreas não montanhosas devido a particularidades de microclima de determinadas regiões (Takahashi, Naruse *et al.*, 1988). Poucos estudos tentaram determinar uma idade para o gelo dessas áreas. Utilizando diferentes métodos de datação incluindo  $^{10}\text{Be}$ ;  $^{36}\text{Cl}$ ;  $^{14}\text{C}$  e  $^{238}\text{U}$  (Bintanja, 1999) a idade do gelo variou entre 10.000 (Nishiizumi, Elmore *et al.*, 1989; Vanroijen, Vanderborg *et al.*, 1995) e 350.000 anos (Fireman, 1986). Outra característica interessante da região é a presença de linhas de sedimento aflorante na área de gelo azul margeando as morâinas na base dos montes Independence. A origem dessas linhas de sedimento (figura 2) é pouco compreendida, porém é possível que estejam relacionadas ao arraste de sedimento do da base do manto de gelo. Este chega à superfície a medida que as camadas de gelo do fundo ressurgem à superfície por consequência da deformação do manto de gelo que acompanha a morfologia do fundo rochoso na base dos montes. A granulometria extremamente fina do sedimento que aflora na superfície sugere o alto grau de ação intempérica ao qual o mesmo é submetido durante o processo (Bintanja, 1999).

Às bases dos montes Independence é possível observar morainas que margeiam as montanhas ao longo do estreito vale formado entre Independence e Patriot Hills. Morainas por definição são um acúmulo não consolidado de rocha e solo formado por ação glacial. Em outras palavras são cristas ou depósitos de fragmentos de rocha transportados pela geleira. As formas mais comuns são: moraina de fundo, formada abaixo da geleira; moraina lateral, nos lados; moraina medial, ao longo do eixo longitudinal; e moraina terminal, depositada na frente do término da geleira. [Simões J.C., 2004]. A temperatura da região caracteriza-se por clima polar com temperaturas mínimas entre  $-30^{\circ}$  e  $-40^{\circ}\text{C}$  durante o inverno e máximas de  $0^{\circ}\text{C}$  durante o verão. Os meses de verão, Novembro, Dezembro e Janeiro caracterizam-se pela continua irradiação solar 24h por dia. O efeito da irradiação direta causa o fenômeno de sublimação do gelo e absorção de calor pelas rochas e sedimento de morainas e montanhas.

O aquecimento das rochas nas morainas gera em determinados pontos onde há acúmulo de neve por entre os sedimentos, a fusão da mesma em água no estado líquido, essa combinação de fatores leva a formação de interessantes locais de estudo microbiológico conhecidos como buracos de crioconitos (cryoconite holes) e poços de derretimento (melting pools).

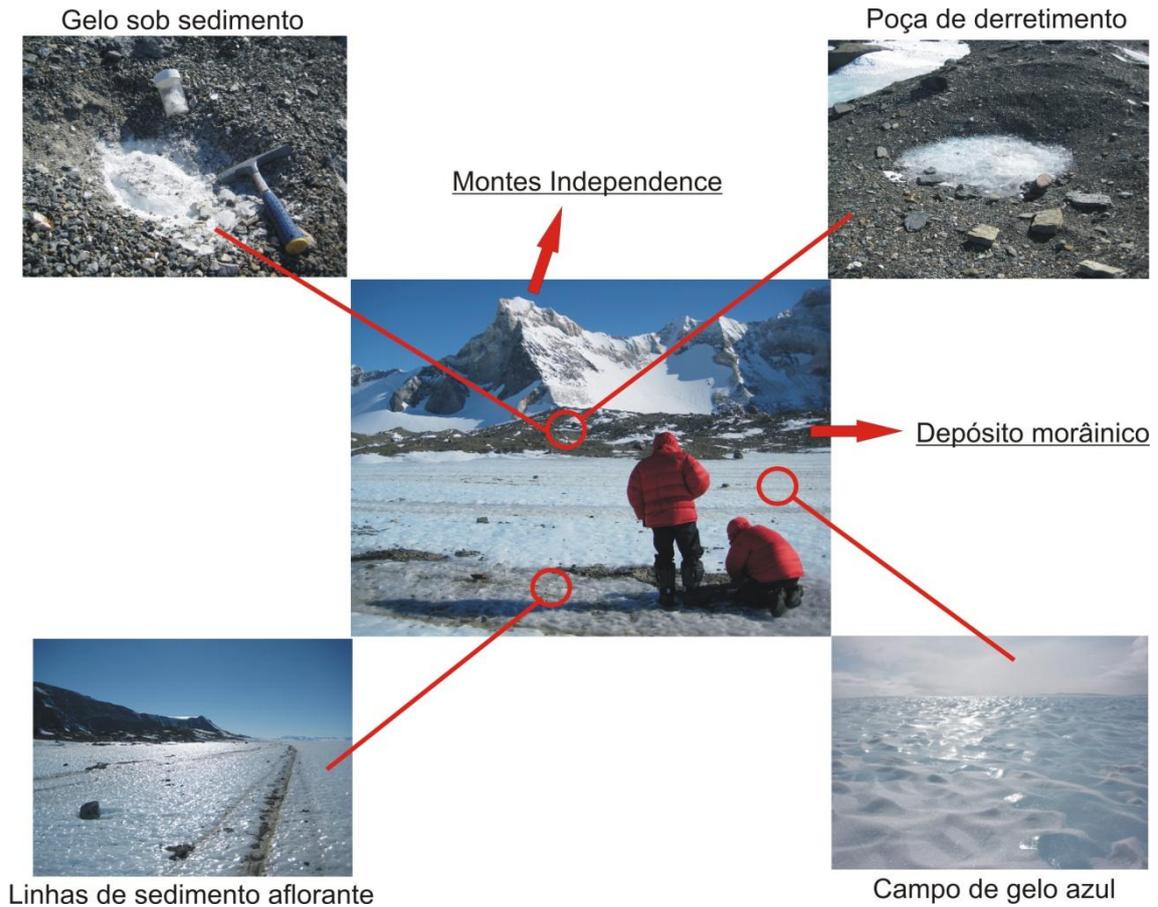


Figura 2. Foto central feita no vale entre os montes Patriot e Independence. As fotos ao redor ilustram as características citadas no texto descritivo bem como o contexto geográfico das mesmas.

## 4. MÉTODOS

Este capítulo foi dividido em duas sessões de modo a contextualizar a metodologia aplicada em cada análise, seguindo como referencia o local de coleta de onde foram retiradas as amostras.

### 4.1 Platô Detroit – Península Antártica

#### 4.1.1 Extração do Testemunho de Gelo

A sondagem de gelo foi realizada nas coordenadas 64°05'07”S, 59°38'42”O, a 1937 m acima do nível do mar, em dezembro de 2007. Para extração do testemunho foi utilizada uma sonda motorizada com alcance máximo de 160 m. O testemunho utilizado aqui teve como diâmetro de 9 cm e foi fragmentado in situ em 22 segmentos que variaram de 85 a 95 cm, alcançamos a profundidade total de 20 m. O material retirado do testemunhador em campo foi diretamente acondicionado em sacos plásticos limpos, porém não esterilizados.

#### 4.1.2. Preparação do Testemunho de Gelo

O testemunho foi transportado congelado para o Desert Research Institute (DRI) em Reno, EUA. No interior de uma câmara refrigerada a -25°C, foi utilizada uma serra circular para retirar as camadas laterais do testemunho a fim de eliminar a parte externa do testemunho, onde encontra-se as contaminação decorrentes da amostragem e embalagem. O corte longitudinal inicial foi feito, excluindo-se 1 cm de espessura (Figura 3A). O testemunho, já em formato longitudinal retangular, foi novamente cortado em seu centro de modo de forma a subdividi-lo em 4 réplicas quadrangulares de aproximadamente 2,5 cm de



espessura (Figura 3B). As replicas remanescentes que não foram analisadas permanecem armazenadas na câmara fria do DRI.

Figura 3. (A) Corte longitudinal inicial de testemunho de gelo em mesa de corte e serra circular; (B) Teste de corte.

#### 4.1.3. Uso do “Continuous Ice Core Melter System” (Sistema de derretimento contínuo de gelo)

No interior da câmara refrigerada, as sessões quadrangulares do testemunho foram acomodadas, uma de cada vez, em um aparato de derretimento desenvolvido pelo grupo de pesquisa do DRI (figura 4). No sistema de derretimento contínuo de testemunhos de gelo, as sessões do testemunho são derretidas em sua base sob temperatura constante, e controlada, uma após a outra. Uma corrente de amostra líquida produzida neste cabeçote aquecido é coletada por um orifício em seu centro onde repousa a amostra. O fluxo é direcionado, por uma série de bombas peristálticas, para diferentes equipamentos com análise em tempo real. Neste caso empregamos um medidor de cátions e ânions, uma sonda para medição de peróxido de hidrogênio um Aethalomêtro e um espectrômetro de massa.

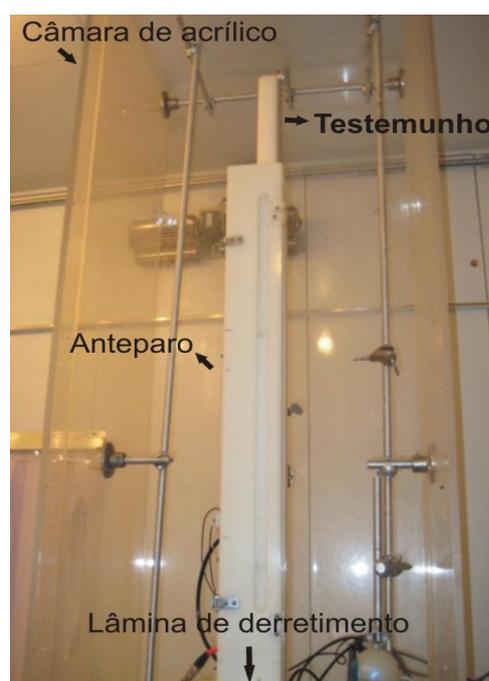


Figura 4. Sistema de derretimento contínuo de gelo do DRI/EUA.

Com esse procedimento preserva-se a cronologia da informação contida no testemunho sem a necessidade da separação mecânica de camadas, o que fatalmente acarreta na perda de resolução. O detalhamento do sistema de derretimento não pode ser fotografado nem descrito por questões de patente do laboratório americano, porém o aparato externo de derretimento bem como o esquema de distribuição de amostra derretida para as diferentes instrumentações podem ser visualizado nas figuras 4 e 5, respectivamente .

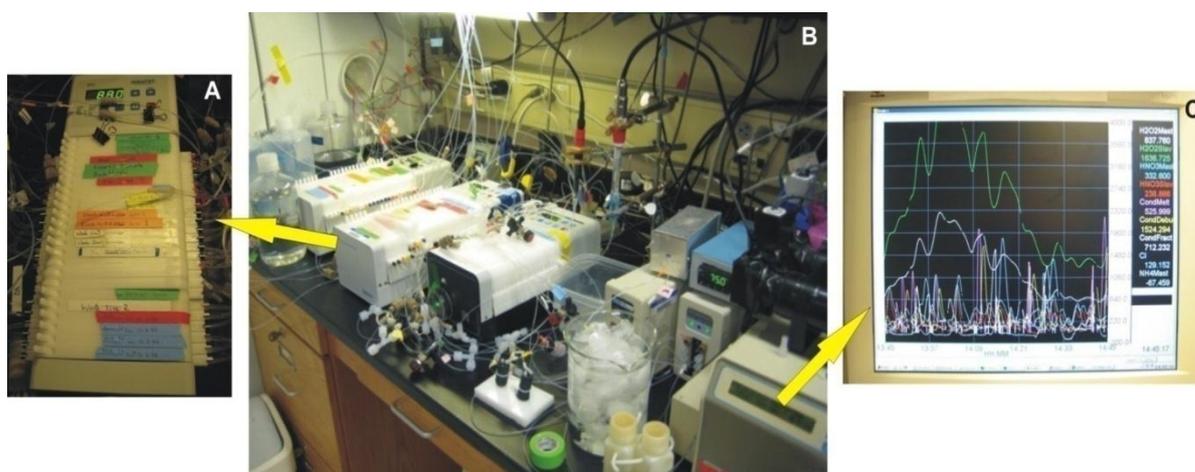


Figura 5. (A) Bomba peristáltica com canais de análise definidos; (B) Visão geral da distribuição da amostra pelos aparelhos de análise com o auxílio de três bombas peristálticas; (C) monitor para controle e visualização das análises de cátions e ânions em tempo real.

#### 4.1.4. Medição de Black Carbon

O Black Carbon foi medido em tempo real conforme a velocidade de derretimento do testemunho (em torno de 5h para os 20 metros analisados). A análise foi feita com um sistema de alta sensibilidade (nível de detecção abaixo de 10 ng/m<sup>3</sup>), o Single Particle Soot Photometer ou SP2, patenteado pela empresa norte-americana Droplet Measurement Technologies ou DTM©. [[www.dropletmeasurement.com/products/carbon-sensing-instruments/53.html](http://www.dropletmeasurement.com/products/carbon-sensing-instruments/53.html)]. O SP2 usa uma tecnologia patenteada (Stephens, Turner *et al.*, 2003 Appl. Optics, 42, 3726 (2003).) que mede a massa individual de partículas de BC por incandescências induzida por laser (Schwarz, Gao *et al.*, 2006 10.1029/2006JD007076 (2006)). As partículas de BC passam através de um feixe de laser Nd YAG (1,06  $\mu$ m

comprimento de onda) onde absorvem a luz. Essas partículas absorvem energia suficiente para aumentar sua temperatura até o ponto de incandescência a medida que atravessam o feixe. A intensidade da luz produzida é então captada e convertida para um sinal elétrico por uma fotomultiplicadora. A massa individual de cada partícula é proporcional à área do sinal de incandescência. O SP2 foi calibrado utilizando-se partículas de carbono vítreo de densidade conhecida com tamanhos selecionados por um sistema eletrostático. Neste estudo o sistema foi calibrado para um intervalo de massa entre 0,23 a 41 femtogramas por partícula.

#### 4.1.5. Analises Glacioquimicas

Estas análises incluíram indicadores de sais marinhos (íons de sódio, magnésio, cálcio e enxofre), e produtos da fotoquímica atmosférica (peróxido de hidrogênio). Foram utilizados paralelamente dois Inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) e um inductively coupled plasma optical emission spectrometer (ICP-OES).

## 4.2. **Patriot Hills**

### 4.2.1. Amostragem geral

Diferentes tipos de amostras foram coletadas seguindo diferentes protocolos de coleta, manuseio e armazenamento. Para amostragem microbiológica foram utilizados frascos Nalgene™, previamente esterilizados por autoclavagem a uma temperatura de 120°C por 15 minutos e levados a campo embalados em sacos plásticos também autoclavados. Todas as amostras foram acondicionadas em caixas de isopor enterradas na neve na área do acampamento, mantendo-se assim preservadas em temperaturas abaixo de 0°C durante todo o período da expedição. As amostras foram encaminhadas ao Brasil de avião, ficando não refrigeradas apenas durante os períodos de voo.

#### 4.2.2. Testemunho de Gelo

Com diâmetro de 9 cm e em 45 segmentos que variam de 85 a 95 cm, alcançamos a profundidade total de 40 m. A perfuração foi feita em uma região 100 km distante do acampamento conhecida como Mount Johns (79;55;28.0S / 094;23;18.6°). Para extração desse testemunho foi utilizada uma sonda motorizada de alcance máximo de 160 m. O material retirado do testemunhador em campo foi diretamente acondicionado em sacos plásticos limpos, porém não esterilizados.

#### 4.2.3. Preparação e Tratamento do Testemunho de Gelo

O testemunho PHMJ de 40 metros foi limpo com um processo de raspagem da camada exterior com ferramenta de politetrafluoretileno (Teflon®). Os 45 segmentos do testemunho foram então cortados transversalmente em fatias de 10 cm com serra do tipo tico-tico no interior de um freezer. As fatias foram novamente raspadas com uma ferramenta de teflon® e separadas em frascos onde foram oportunamente derretidas a 4°C e uma alíquota de 5 mL foi retirada para análises de δD. Posteriormente, as amostras referentes a cada segmento de testemunho (~9 para cada segmento) foram misturadas em um becher (limpo com detergente Extran e solução de ácido nítrico 1 molar) formando um volume total médio de 2 L por seção. Esse volume foi filtrado em membrana de policarbonato com porosidade 0,1 µm da marca Nuclepore®.

#### 4.2.4. Glacioquímica e Radioisótopos

Nos itens a seguir, as amostras de testemunho de gelo encontram-se em fase posterior aos procedimentos descritos no item 4.2.3.

#### 4.2.4.1. Análises de $\delta D$ por Espectrometria de Massa

Deutério (D) é um isótopo do Hidrogênio (H) de ocorrência natural. Dessa forma pode ser encontrado como componente de moléculas de água. Pela diferença de massa entre o Deutério (que possui 1 nêutron em sua estrutura atômica) e o Hidrogênio, a proporção entre os mesmos é diferente nas águas oceânicas e no vapor atmosférico. Necessitando de maior quantidade de energia para ser lançada a atmosfera durante a evaporação, a molécula de água composta por Deutério é encontrada em maior quantidade na atmosfera em períodos de maior calor e irradiação solar. Dessa forma, a proporção entre moléculas formadas por Hidrogênio e Deutério na atmosfera é diferente entre períodos de inverno e verão. A datação do testemunho se dá então pela contagem das camadas anuais de deposição, baseando-se na proporção entre Deutério e Hidrogênio mais conhecida como Delta Deutério ou  $\delta D$ .

O aparelho utilizado foi o H-Device, que é uma interface automática do espectrômetro de massa de fonte gasosa DeltaPlus Advantage da marca Thermo Finnigan™ o qual realiza a extração do H<sub>2</sub>.

Uma fração de cada amostra líquida, cada uma referente a uma camada de 10 cm do testemunho foi depositada em frascos próprios, com uma seringa de 10  $\mu$ L extraímos uma alíquota de 1  $\mu$ L, e então injetada em um reator de cromo metálico, aquecido a 820°C em vácuo. O cromo nessa situação, ao interagir com a água retira o oxigênio nela presente, oxidando-se e liberando hidrogênio na forma H<sub>2</sub>. Após a reação o gás H<sub>2</sub> é transferido para compartimentos internos sendo analisado através do sistema "dual inlet". O sistema "dual Inlet" é responsável por transferir os gases, amostra e referência, para o espectrômetro. O espectrômetro analisa as moléculas de H<sub>2</sub> que passam por um feixe de elétrons e são ionizadas. Ao passarem por uma placa aceleradora as moléculas ionizadas são aceleradas e, em seguida, são desviadas por um eletro-ímã, sendo que o raio de sua trajetória será proporcional à massa do íon. Sendo assim separados por massas, as moléculas ionizadas incidem em coletores do tipo copo de Faraday, gerando pulsos elétricos que são analisados por um software em um PC. O software também controla o dispositivo H-Device e a parte robótica (GCPAL). Os padrões internacionais utilizados foram: V-SMOW, IAEA-SLAP2 e IAEA-GISP2.

#### 4.2.4.2. Detecção de $^{137}\text{Cs}$ por Espectroscopia Gama de Alta Resolução

Os filtros indicados conforme explicado no item 4.2.1 foram dispostos em um detector de cristal de germânio instalado no interior de um abrigo de chumbo. Em um período de 24 h os picos radioativos já estarão determinados em um computador conectado ao sistema.

#### 4.2.4.3. Composição Elementar do Particulado por M.E.V.-E.D.X.

Os filtros referentes aos 45 segmentos do testemunho (item 4.2.1) foram visualizados e analisados utilizando-se o microscópio eletrônico modelo JSM6300 da marca japonesa JEOL™. O microscópio é equipado com um detector de elétrons retro-espalhados (BSE) e um detector de elétrons secundários (SE). Adicionalmente, um detector de energia dispersiva foi equipado também com um detector de raios-X de Si (Li) (FWHM = 150 eV em  $E = 5.898 \text{ keV}$ ) acoplado à um detector de energia dispersiva de raios-X Princeton Gamma Tech (PGT, Princeton, EUA).

As 45 amostras foram analisadas seguindo as seguintes configurações: tensão de aceleração de 20 keV, corrente de 1 nA, tempo de 20s para aquisição do espectro de raios-X, magnificação de 1000X, diâmetro entre 0,7 e 20  $\mu\text{m}$ , com um número máximo de 400 partículas analisadas por amostra.

O microscópio eletrônico de varredura recebe os sinais produzidos a partir da varredura de um feixe de elétrons focalizado sobre a amostra. Esses sinais são transmitidos em um tubo de raios catódicos. As imagens são formadas com elétrons secundários e retro-espalhados, mas também por elétrons transmitidos e dispersados. Os elétrons transmitidos e espalhados são coletados em dois detectores, permitindo a coleta de campos de imagem brilhantes e de campos escuros. As imagens observadas foram gravadas em um formulário digital. As intensidades dos picos característicos nos espectros coletados durante a análise de M.E.V.-E.D.X. foram determinadas pelo método do filtro top-hat. A abertura top-hat, também denominada filtro top-hat, possui a finalidade de destacar regiões com altos níveis de cinza ( Van Espen & Janssens, 1993). Todos os parâmetros foram armazenados, junto com os parâmetros morfológicos.

Para análise e interpretação dos resultados, obtenção de abundâncias relativas de cada elemento e definição de estrutura mineral das partículas, os dados de cada amostra foram submetidos à análise por agrupamento hierárquico. Partículas que são próximas quanto suas similaridades são combinadas como um grupo independente. Esse processo é contínuo e forma novos grupos até que todas as partículas sejam combinadas em sub-grupos ou grupos finais, sendo representados de forma ilustrativa em um dendrograma. (Bondarenko, Treiger *et al.*, 1996; Hoornaert, Godoi *et al.*, 2004).

Nossa análise por M.E.V./E.D.X. mostrou vasta gama composições de particulado com diâmetro médio de 1,8 micrometros. Os espectros gerados pelo EDX foram automaticamente analisados pelo software IMIX em um sistema UNIX acoplado ao microscópio. Posteriormente foi realizada uma revisão manual dos arquivos gerados pelo IMIX através do programa PRODPP em sistema DOS. Nesta etapa foram eliminados os elementos com ocorrência menor que 1% do total de 400 partículas analisadas por amostra, assim todos os elementos com menos de 4 leituras foram cortados como mostra o exemplo a seguir:

```

Inputfile processed : marcio_ph1_i           Thu Mar 18 13:39:01 2010
Number of particles : 400
Percentage of unidentified peaks : 34 %
Energy-window-width : 0.040 KeV

Identification Info
=====
Element      Times detected      Included in DPP-matrix
-----
NA           20 x                Yes
MG           9 x                 Yes
AL          119 x               Yes
SI          233 x               Yes
P            2 x                 No
S           21 x                Yes
CL           3 x                 No
K            22 x                Yes
CA           16 x                Yes
TI           20 x                Yes
V            7 x                 Yes
CR           10 x                Yes
MN            1 x                 No
FE           86 x                Yes
NI            3 x                 No
CU            5 x                Yes
ZN            5 x                Yes

A sequential DPP-file was written with name : a1.dpp      , variables included :
DIAM
SHF
SUMP

Intensities were corrected for coincident X-ray lines
X-ray data were normalised (Normalisation type 2)
An Inventory-file was written with name : a1.inv

```

Figura 6. Tela final pós processamento pelo PRODPP relativo a análise da amostra 1 (referente aos primeiros 90cm do testemunho). Podemos observar os elementos P, Cl, Mn e Ni cortados da matriz de análises por terem sido detectados em menos de 1% das partículas.

A análise de agrupamento hierárquico, programada para separar as partículas em 10 grupos ou clusters, por foi feita através do software IDAS em sistema Windows 32bit. Como resultado final desta análise foram gerados arquivos (com terminação xls) contendo as abundâncias relativas (%) de cada elemento em cada cluster (partícula), como mostra o exemplo a seguir:



intensidade menor do que 1000 contagens são, portanto associadas às partículas orgânicas. Dessa forma partículas que não possuíam nenhum elemento com abundância relativa acima de 10% foram classificadas como partículas orgânicas (Meger, 2007).

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1. Black Carbon no Platô Detroit

#### 5.1.1. Datação do Testemunho

Diferentes parâmetros foram utilizados para auxiliar na contagem dos ciclos anuais: sais marinhos de sódio e não-marinhos de enxofre (nssS, do inglês: non-sea salt sulfur), que possuem ciclos anuais e relacionam-se com a taxa de acumulação e expansão e retração do gelo marinho (Na) e produtividade primária (nssSO<sub>4</sub>) (Kreutz, Mayewski *et al.*) (Mcconnell, Aristarain *et al.*; Castebrunet, Martinerie *et al.*). As concentrações de sais não marinhos de enxofre tem ainda outras implicações neste trabalho que serão apresentadas no decorrer desta discussão. Adicionalmente dados de radar levantados em campo auxiliam no processo de datação a medida que possibilita a visualização de camadas distintas de acumulação nos primeiros 25 metros de profundidade (figura 8).

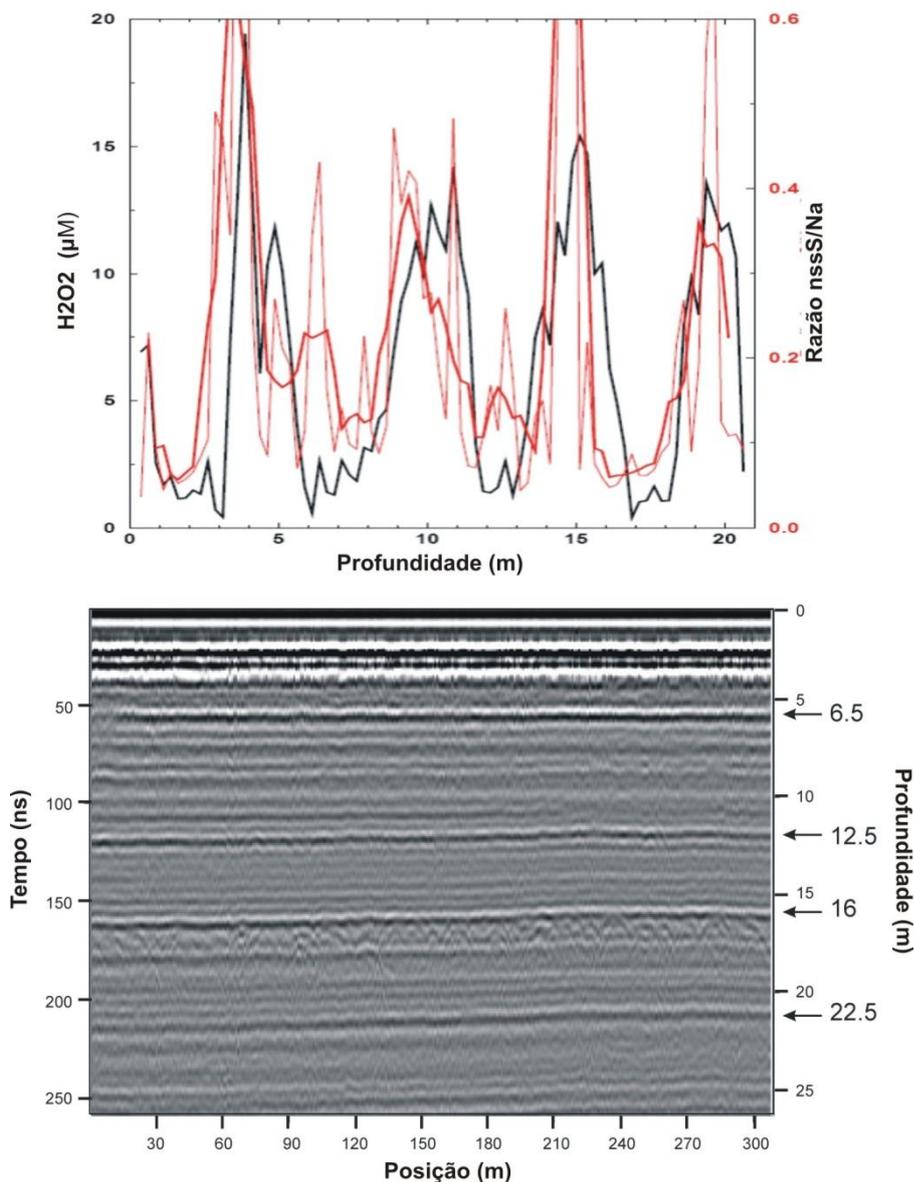


Figura 8. Acima: Medições preliminares de  $\text{H}_2\text{O}_2$  e razão entre sais marinhos e não marinhos, sugerindo um alcance de quatro a cinco anos na datação do testemunho. Abaixo: Imagem obtida por escaneamento por radar da superfície do manto de gelo na área da perfuração. As profundidades indicadas por setas (direita) ressaltam as linhas de separação entre camadas na neve formadas pela alternância de processos de acumulação referentes a ciclos anuais de alto e baixo acúmulo de neve (inverno e verão) confirmando os distintos quatro picos visualizados no gráfico de  $\text{H}_2\text{O}_2$  + nssS/Na.

Partindo das informações fornecidas pelas medições preliminares supracitadas, o processo de datação baseou-se na contagem de camadas anuais de deposição anual identificadas pelas variações nas concentrações de peróxido de hidrogênio ao longo do testemunho. O ciclo sazonal do  $\text{H}_2\text{O}_2$  está relacionado ao processo de produção e degeneração da molécula na atmosfera por reações

fotoquímicas. O  $\text{H}_2\text{O}_2$  atmosférico é formado pela interação dos radicais hidroperoxil e hidroperoxil hidratado, que são produzidos por reações fotoquímicas de gases atmosféricos como ozônio e compostos orgânicos voláteis. Os mecanismos propostos para explicar a formação de  $\text{H}_2\text{O}_2$  em fase aquosa na atmosfera envolvem a redução do oxigênio molecular formando um íon superóxido e um radical hidroperoxil como ácido conjugado. Dessa forma a desproporção entre  $\text{HO}_2^* / \text{O}_2^{\cdot-}$  leva a formação de  $\text{H}_2\text{O}_2$  seguindo a reação:  $\text{HO}_2^* / \text{O}_2^{\cdot-} + \text{H}^+ = \text{H}_2\text{O}_2 + \text{O}_2$ . A redução do  $\text{O}_2$  por sua vez, ocorre naturalmente na presença de luz de duas formas: (1) Compostos orgânicos dissolvidos em gotículas de água em suspensão tornam-se excitados pela absorção de luz e liberam um elétron reduzindo o  $\text{O}_2$ ; (2) pela geração espontânea de elétrons livres por processo de fotoionização (Zuo e Hoigne) (Sakugawa, Kaplan *et al.*).

Tendo a luz papel fundamental na formação dessa molécula, o ciclo do  $\text{H}_2\text{O}_2$  nas regiões polares é bem definido, uma vez que a variação de luminosidade solar entre inverno e verão é consideravelmente maior do que nas latitudes mais baixas. Admitimos o ponto mediano de menor concentração de  $\text{H}_2\text{O}_2$  como o período de menor luminosidade do inverno (21 de junho). Ao mesmo tempo, o ponto de concentração máxima de  $\text{H}_2\text{O}_2$  foi considerado o período de maior luminosidade do Verão (21 de Dezembro). Dados de radiação solar levantados na Estação Antártica Comandante Ferraz (EACF -  $62^\circ 05' 06'' \text{S} / 058^\circ 24' 12'' \text{O}$ ) foram também inseridos na curva de  $\text{H}_2\text{O}_2$  de modo a confirmar a localização dos pontos identificados como máximos e mínimos (figura 8) e ajustar o refinamento da datação. A partir daí o número de dados entre os pontos mais baixos e mais altos de cada ciclo seis (número de meses entre os solstícios de inverno e verão) e assumimos uma aproximação para uma taxa de precipitação de neve constante, em virtude de ausência de dados de precipitação para a região. A alta taxa de deposição de neve da região (4,5 a 5m por ano) possibilitou uma análise em alta resolução dos dados podendo-se estimar camadas referentes às estações do ano. Dada a alta resolução do testemunho tornou-se possível uma datação inter-anual, onde meses foram determinados através de uma distribuição linear entre os solstícios de verão e inverno identificados.

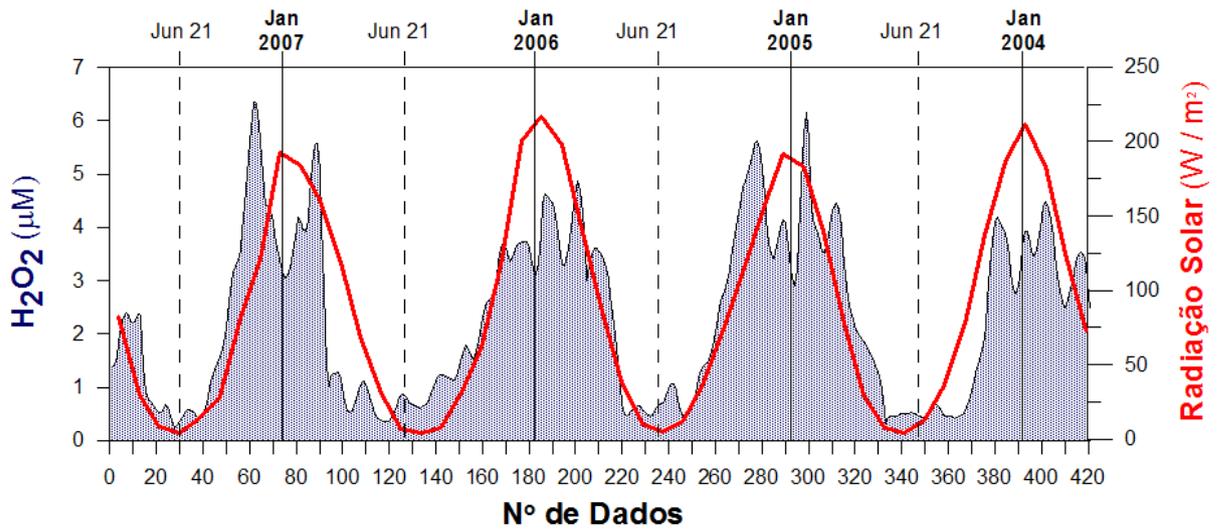


Figura 9. Concentração de peróxido de hidrogênio para o testemunho e curva de radiação solar medida na EACF (média mensal em linha inteira vermelha). As linhas pontilhadas verticais indicam o período de mínima concentração referente ao solstício de inverno. As linhas inteiras cheias verticais separam os anos.

#### 5.1.2. Análise de Black Carbon

As concentrações de BC mostraram grandes variações entre 0,014 e 3,733 ppb ao longo dos 20 metros do testemunho. Os valores encontrados são extremamente baixos quando comparados a dados do Ártico medido em testemunho profundo pelo mesmo método, onde o BC variou de 6 a 58.8 ppb entre 1850 e 2002 (Mcconnell, Edwards *et al.*).

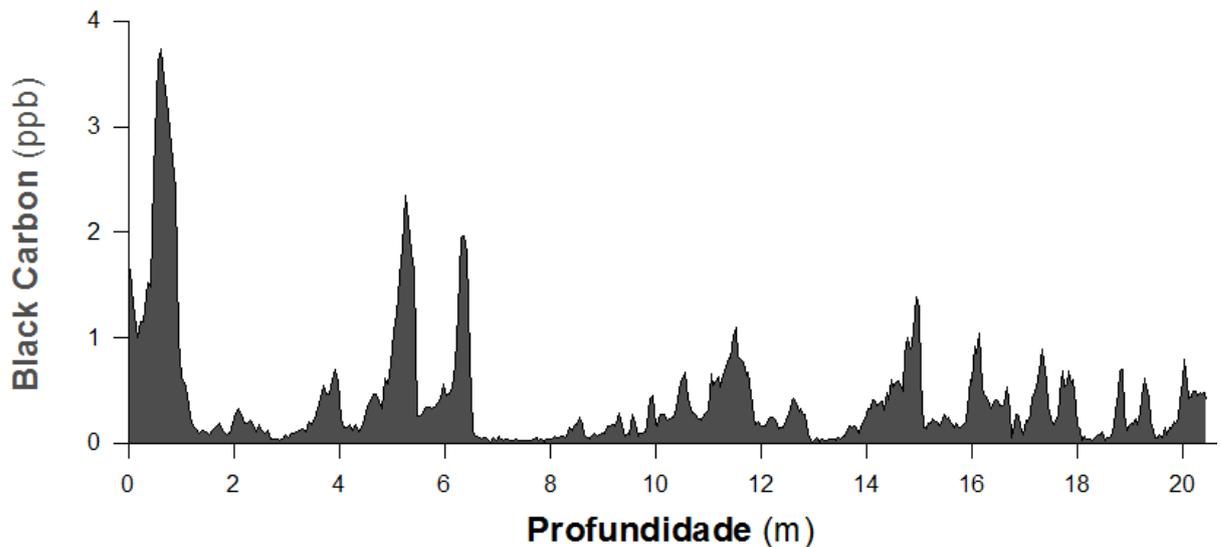


Figura 10. Variações na concentração de BC ao longo do perfil de 20 metros de profundidade.

No caso do trabalho supracitado de McConnell, a concentração de BC no Ártico aumentou significativamente durante o período da revolução industrial no hemisfério norte, dando início às emissões de dióxido de enxofre em meados do século IX pela prática da queima de carvão (Smith, Pitcher *et al.*). No entanto, diferentemente do Ártico, que sofre grande influência dos países industrializados a seu redor, a Antártica é relativamente mais distante das fontes emissoras de BC industrial (Jourdain e Legrand, 2001 methanesulfonate, and non-sea-salt sulfate aerosols). De fato as concentrações de BC encontradas na neve do Platô Detroit entre os anos de 2003 e 2007 tem valores compatíveis com os da era pré industrial medidos no Ártico que variou de 1,3 a 2 ppb de 1788 a 1850 (McConnell, Edwards *et al.*). Para determinar a parcela de BC derivado de atividade antrópica avaliamos a presença de sais não-marinhos de enxofre (nssSO<sub>4</sub>) a partir das medições de íons de enxofre. Sais de enxofre são formados naturalmente de duas formas: (1) a partir da oxidação de dimetilsulfeto (DMS) que é produzido durante o processo de fotossíntese do fitoplâncton marinho e liberado a atmosfera; (2) a partir da oxidação de dióxido de enxofre (SO<sub>2</sub>) emitido por atividade vulcânica ou queima de biomassa (Castebrunet, Martinerie *et al.*). Porém atividades antrópicas influenciam diretamente as concentrações de nssSO<sub>4</sub> atmosférico, uma vez que há liberação de SO<sub>2</sub> durante o processo de queima de combustíveis fósseis. Dessa forma, havendo correlação entre as concentrações de BC e nssS na neve pode-se sugerir a presença de BC de origem antropogênica. (Patris, Delmas *et al.*).

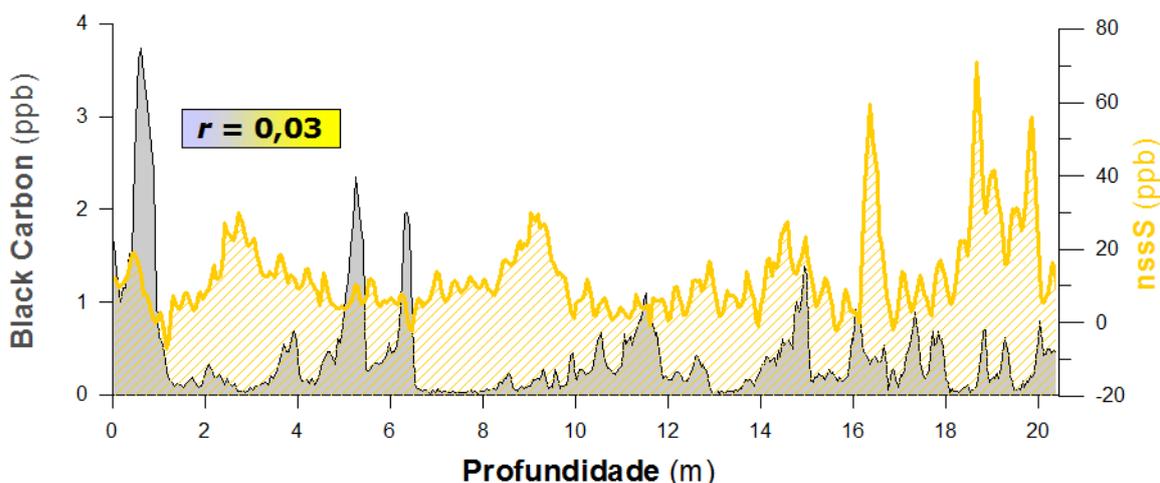


Figura 11. Variações na concentração de sais não marinhos de enxofre, BC ao longo do perfil de 20 metros e coeficiente de correlação linear entre os dois parâmetros.

No entanto, conforme mostra a figura 11, o indicador de atividade industrial e queima de combustível fóssil (nssS), medido paralelamente nas mesmas amostras, apresentou correlação linear fraca de  $r = 0,03$  em relação as concentrações de BC. Dessa forma a presença de BC oriundo de ação antropogênica direta (emissões industriais e queima de combustível fóssil) não foi considerado nesse trabalho. Dessa forma, o foco de nossa investigação voltou-se para a queima de biomassa como fonte de BC para o Platô Detroit.

De fato, em um estudo sobre as origens dos depósitos de BC no Ártico, Koch e Hansen (2005) modelaram os percentuais globais de fontes de BC revelando que as emissões no hemisfério sul são majoritariamente conseqüentes de queima de biomassa na América do Sul (AS), África (AF) e Austrália (AU) como podemos observar na figura 12.

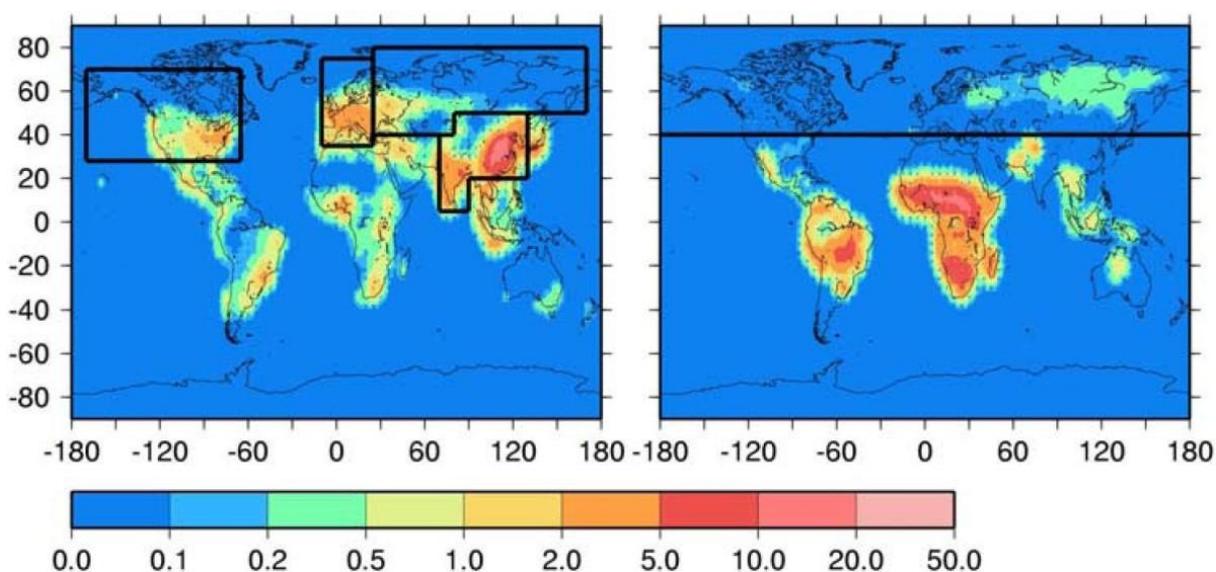


Figura 12. Modelagem para emissão de BC, Koch e Hansen (2005). Emissões de BC industrial [esquerda] e por queima de biomassa [direita] em  $\text{ng C m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , as quadrículas identificam as regiões de emissão assumidas nos experimentos.

Devido a alta taxa de acumulação encontrada na região, a tentativa de estabelecer precisão trimestral na datação possibilitou estipular os meses referentes aos eventos de deposição ao longo das camadas do testemunho. Dessa forma, localizamos temporalmente os maiores picos de BC como ocorrentes no período inverno-primavera, provavelmente entre os meses Agosto, Setembro e Outubro (figura 13). Este período é também o mais seco e conseqüentemente com o maior

número de focos de incêndios e volume de queima de biomassa nos continentes do Hemisfério Sul. De fato a maior parcela de BC em suspensão atmosférica global é proveniente da queima de biomassa, principalmente no Hemisfério Sul (Koch e Hansen, 2005).

Trabalhos pretéritos (Basile, Grousset *et al.*) sugerem a América do Sul, dentre as regiões citadas acima, como o maior contribuinte de aerossóis para a Antártica. Desta forma, focamos uma análise mais detalhada entre as séries temporais de BC e de queimadas nessa região. Os dados de queimadas (número de focos de queimada por mês) [<http://sigma.cptec.inpe.br/queimadas/>] na AS foram inseridos em um gráfico na mesma base temporal do testemunho (figura 13).

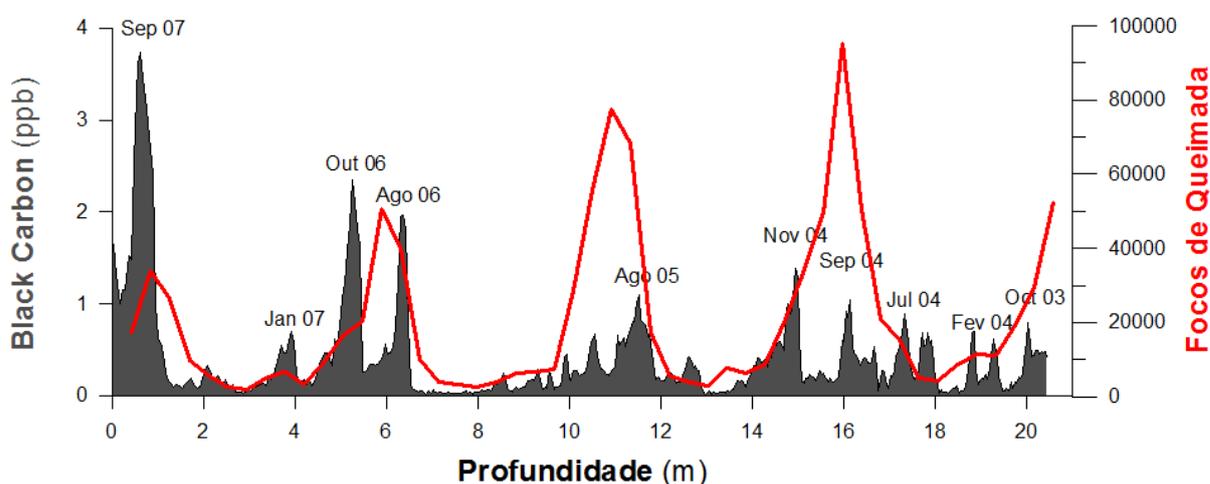


Figura 13. Depósitos de BC (cinza) e número de focos de queimadas no Brasil (vermelho) entre Setembro de 2003 e Outubro de 2007.

Na figura 13 é possível observar que, com exceção dos picos datados entre fevereiro de 2004 e julho de 2004, todos os demais estão espacialmente contidos no domínio dos períodos das queimadas da América do Sul (AS), ou seja, em torno do mês de setembro. Assim, assumimos que há, potencialmente, uma associação direta entre os picos de BC detectados na Antártica e o número de focos de queimadas na AS. Todavia, apesar do número de focos de queimadas na AS diminuir progressivamente de 2003 para 2007, um comportamento oposto é observado na concentração dos depósitos de BC. Este fato sugere que além da queima de biomassa na AS outros fatores provavelmente associados a climatologia tais como o padrão de ventos de superfície e posicionamento dos centros de baixa

pressão, ou ainda outras fontes de emissão não identificadas aqui, poderão estar envolvidos no processo de deposição do aerossol na Península Antártica.

Ainda assim, o número de focos de queimadas, unicamente, não explica a variabilidade e intensidade das concentrações de BC na Península Antártica, isto porque o parâmetro “foco de queimada” não dimensiona a intensidade do evento de queimada. Um parâmetro adicional foi utilizado aqui no sentido de melhor caracterizar as fontes de BC por queima de biomassa, relacionando-o com o BC em suspensão atmosférica durante o período de 2003 a 2007. Utilizamos a ferramenta online Monthly MODIS-GOCART Aerosol Optical Thickness Intercomparison dentro do aplicativo GIOVANNI disponibilizada pela NASA no endereço [http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgi?instance\\_id=aerosol\\_monthly](http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgi?instance_id=aerosol_monthly). A partir de dados do sensor Modis, dos satélites Terra e Acqua, da Nasa, é calculada a diferença entre a radiação solar incidente sobre as camadas sucessivas na atmosfera contendo BC e outros aerossóis suspensos na atmosfera e aquela que chega à superfície da Terra. A medida é feita na escala Aerosol Optical Depth (AOD - traduzida como Espessura Ótica do Aerossol), *ou neste caso Black Carbon Column Optical Depth* cujos valores estão diretamente relacionados com a quantidade de partículas de BC na atmosfera. A radiação analisada está na banda espectral de 550 nm, uma vez que a absorção dessa faixa de frequência é característica da partícula de BC. Por possuir a mais alta eficiência absorção para 550 nm, a medição atmosférica de BC por atenuação ótica se dará tradicionalmente nesta banda. (Ramana, Ramanathan *et al.*).

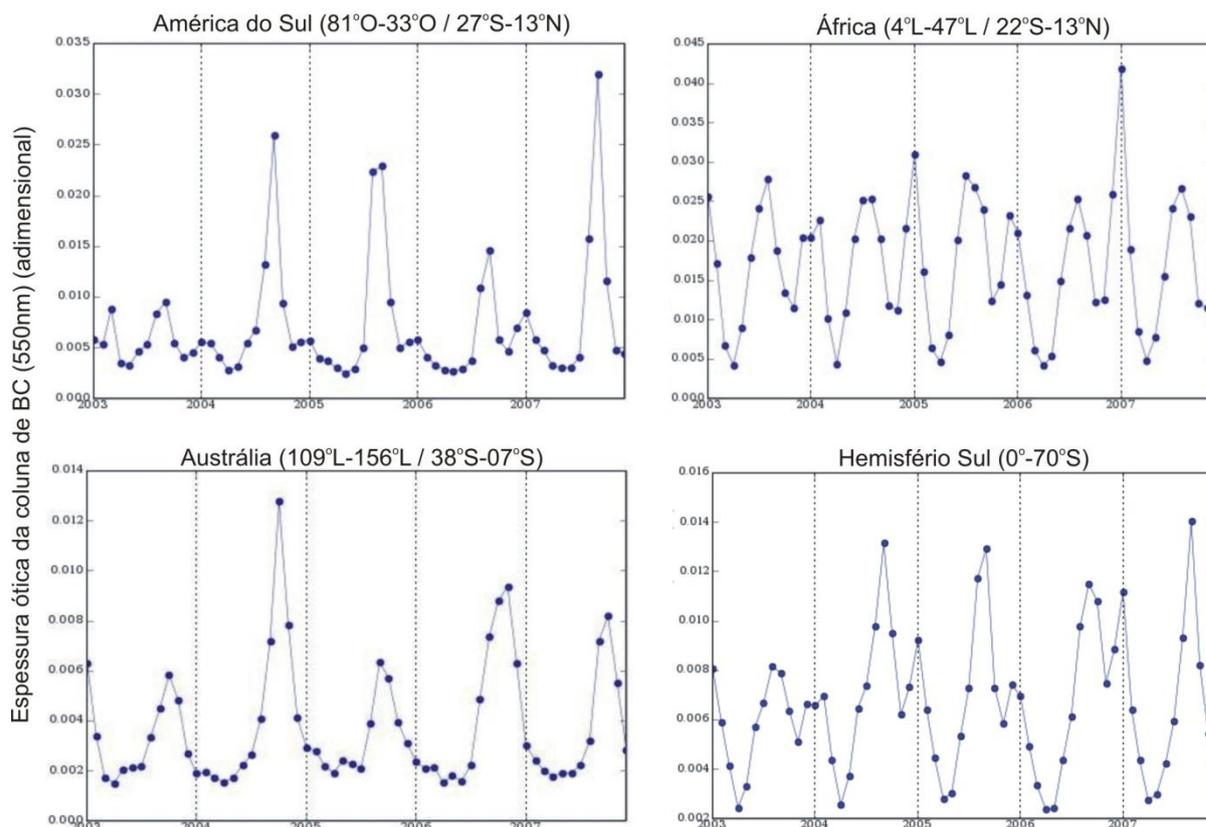


Figura 14. Variação de espessura ótica da coluna de BC na banda de 550nm entre Janeiro de 2003 e Dezembro de 2007.

Seguindo a tendência do BC encontrado no testemunho com comportamento oposto ao do número de focos de queimadas, os dados de espessura ótica mostram maior concentração de BC durante a primavera de 2007. Esta aparente diferença pode ser atribuída as condições atmosféricas em cada período tais como a pluviosidade e a capacidade de dispersão dos aerossóis, como também do tipo de vegetação sob queima e intensidade do ponto de queimada. A África e a Austrália por sua vez demonstram padrões não tão similares entre si quanto a América do Sul e a Austrália. Podemos observar na figura 14 alta concentração de BC em setembro de 2004, o que ocorre simultaneamente nos três continentes analisados, a este evento atribuímos o pico de BC datado do mesmo período. É interessante notar que a maior concentração de BC sobre a África ocorreu não em setembro mais em Janeiro de 2007. A integração das três regiões caracterizando a contribuição do “Hemisfério Sul” na figura 14 demonstra um padrão relativamente homogêneo, com exceção do período entre 2003 e 2004, com periodicidade bem marcada entre

primaveras e outonos. Dentro do período analisado, os maiores valores para espessura ótica da coluna de BC em 550 nm para o Hemisfério Sul ocorreu em setembro de 2007.

Dadas as análises supracitadas, ainda que possam ser feitas associações entre as fontes continentais do BC e os depósitos em gelo da Península Antártica, a variação em sua concentração em cada um dos casos depende da eficiência dos mecanismos de transporte. Para avaliar este processo, empregamos a componente meridional do vento de superfície gerado pela plataforma NCEP [<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.surface.html>]. Analisando a componente meridional do vento é possível observar uma tendência crescente dos ventos no sentido Norte-Sul entre 2003 e 2006 com queda abrupta em 2007 (figura 15). Dessa forma, os dados apresentados na figura 15 podem estar relacionados ao aumento da deposição de BC na Península Antártica entre 2003 e 2006, uma vez que as fontes geradoras do aerossol localizam-se ao norte da região estudada.

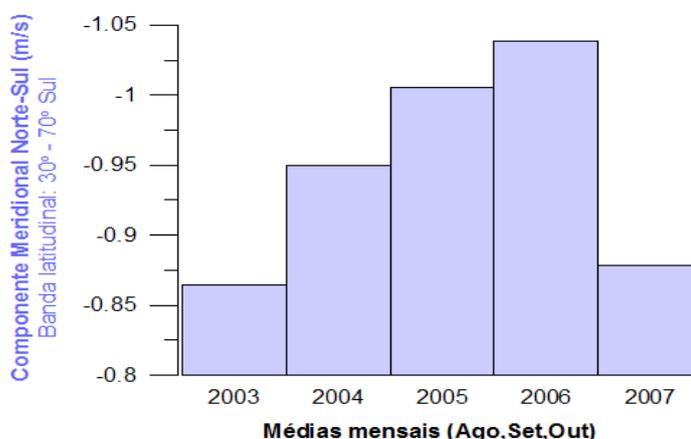


Figura 15. Componente meridional dos ventos na banda latitudinal 30°-70°S extraída da base dados NCEP/NCAR – Reanalysis. [<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.surface.html>].

Utilizamos a ferramenta HYSPLIT na tentativa de associar trajetórias de massas de ar com os principais picos de concentração de BC observados na Península Antártica. No entanto, as análises não foram efetivas para selecionar eventos possivelmente envolvidos no transporte de BC. Em uma análise mais geral do Hemisfério Sul, empregamos o parâmetro vetor vento durante período da

primavera austral. A análise vetorial por sua vez não apresentou dados significativos, com exceção dos eventos encontrados no ano de 2007 (figura 16).

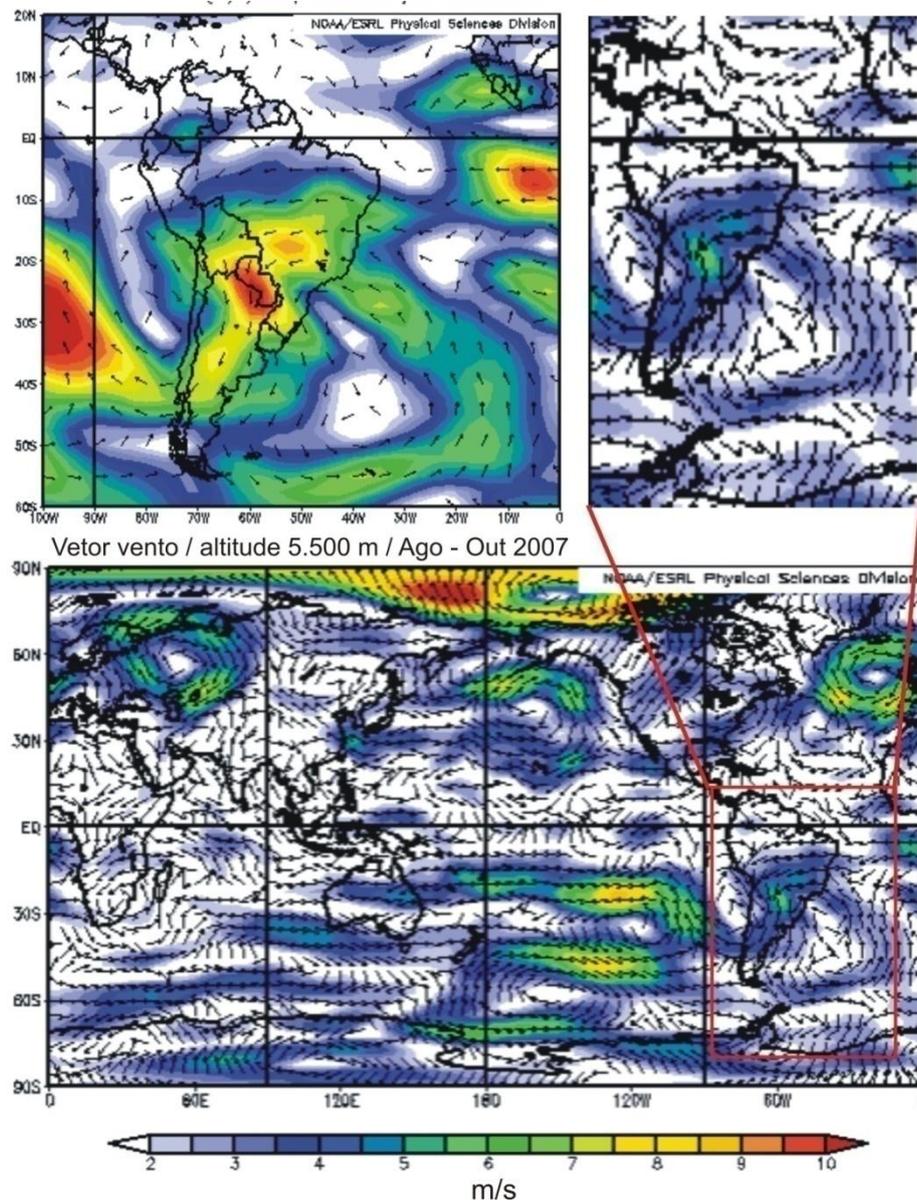


Figura 16. Vetores de vento (anomalia 1968-1996) a 5.500 m de altitude durante a primavera austral de 2007. A barra de cores é relativa a intensidade do vento em m/s. Figura gerada pelo sistema NCEP/NCAR na base de dados Reanalysis [<http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>].

Na figura 16, a região em destaque mostra evento atmosférico onde ocorre fluxo descendente de massas de ar desde a costa da America do Sul até a Península Antártica. Este padrão vetorial não foi observado nos outros anos

analisados. Desse modo, acreditamos que o evento em destaque possa estar associado ao pico de maior concentração de BC encontrado no testemunho datado como setembro de 2007 (figura 13).

É importante ressaltar que as concentrações de Black Carbon encontradas neste estudo são extremamente baixas quando comparadas a outros trabalhos que avaliaram a presença de BC em neve no Nepal, Canadá, Ártico e na costa oriental Antártica (McConnell, Edwards *et al.*; Chaubey, Moorthy *et al.*; Hadley, Corrigan *et al.*; Yasunari, Bonasoni *et al.*). A alta taxa de deposição encontrada no Platô Detroit é também fator que deve ser levado em consideração ao avaliarmos a concentração do aerossol na região. A dificuldade em localizar eventos de transporte atmosférico associados ao BC medido na neve pode estar também relacionada às baixas concentrações encontradas.

Dadas as análises, concluímos que o Black Carbon encontrado no Platô Detroit é majoritariamente derivado de processos de queima de biomassa, uma vez que nosso indicador ação antrópica (nssS) foi encontrado em baixas concentrações e não mostrou nenhum tipo de correlação com o BC medido. Embora os picos de concentração de BC estejam mal definidos nos últimos metros do testemunho datado em 2003 e 2004, os anos de 2005, 2006 e 2007 apresentam picos bem definidos nos períodos de primavera austral, sugerindo uma sazonalidade compatível com os períodos de queimada na América do Sul, África e Austrália.

## **5.2. Deposição de Material Particulado no Centro-Oeste Antártico**

### **5.2.1. Datação do Testemunho e Curva de Acumulação**

O processo de datação tratou-se da contagem de camadas anuais pelas variações nas razões deutério/hidrogênio analisadas a cada 10 cm de profundidade no testemunho. A razão  $\delta D$  no gelo é bastante sensível, estando relacionada a evaporação e a temperatura atmosférica, reflete as condições sazonais do clima. Neste caso, cada pico representa uma variação desta razão na molécula de água em relação ao padrão SMOW. Essas variações são consequência de períodos onde há mais energia empregada no processo evaporação na superfície dos oceanos. Dessa forma, anomalias positivas e negativas podem ser interpretadas como verão

e inverno, respectivamente (Jouzel, Lorius *et al.*). Neste trabalho, uma série temporal foi gerada a partir das 400 análises (em resolução de 10 cm) da razão deutério/hidrogênio, tornando possível, visualmente, a identificação de picos, representativos das estações de verão para cada ano. De modo a clarear a visualização dos picos e melhor defini-los, a curva de dados foi suavizada através da aplicação de uma média móvel de 3 pontos. Os picos foram indicados como de verão de cada ano, e a contagem foi iniciada no primeiro pico referenciando o verão anterior ao período de coleta verão de 2007. Assim os anos foram contados de forma regressiva. Baseado na contagem dos picos datou-se o testemunho para o período de tempo 1967-2007. Considerando-se a subjetividade deste processo de contagem, verificamos a existência de algum evento marcador, ou seja, o registro de algum evento natural ou antrópico, com data/período de ocorrência conhecido que tenha deixado algum sinal mensurável ao longo do testemunho e assim avaliar a veracidade da datação. Na literatura glaciológica, os marcadores mais utilizados são as erupções vulcânicas que alteram a acidez da neve precipitada (Castebrunet, Martinerie *et al.*) e aumentam as concentrações de  $H_2O_2$  na atmosfera; a atividade solar que modula a atividade atmosférica do radionuclídeo cosmogênico  $^{10}Be$  (Horiuchi, Uchida *et al.*, 2008), os fenômenos ENSO que podem induzir resfriamento ou aquecimento abrupto (Eichler, Rind *et al.*), entre outros. Considerando-se a datação original, um evento importante com impacto sobre a atmosfera foi o acidente de Chernobyl que injetou na atmosfera grandes quantidades de radionuclídeos artificiais. Desta forma, o material filtrado das 45 seções do testemunho foi submetido a espectroscopia gama de alta resolução com o objetivo de investigar a presença do  $^{137}Cs$ , largamente emitido no evento de Chernobyl (Kauppinen, Hillamo *et al.*, 1986). O resultado desta análise identificou a presença na profundidade de 17 a 18 metros. A presença de  $^{137}Cs$  foi plotada no gráfico de datação indicando que a amostra radioativa posiciona-se entre os anos de 1986 e 1987. Este período foi marcado pela maior contribuição de particulado radioativo após o período da guerra fria através da explosão acidental da usina nuclear de Chernobyl na antiga União das Repúblicas Socialistas Soviéticas em 26 de abril de 1986. Estando a presença de  $^{137}Cs$  relacionada ao acidente supracitado, além de corroborar o processo de datação, é também, em si, uma informação de interesse, uma vez que o impacto do acidente na Antártica foi reportado apenas uma vez em um artigo que avaliou a radiação Beta total (Dibb, Mayewski *et al.*, 1990).

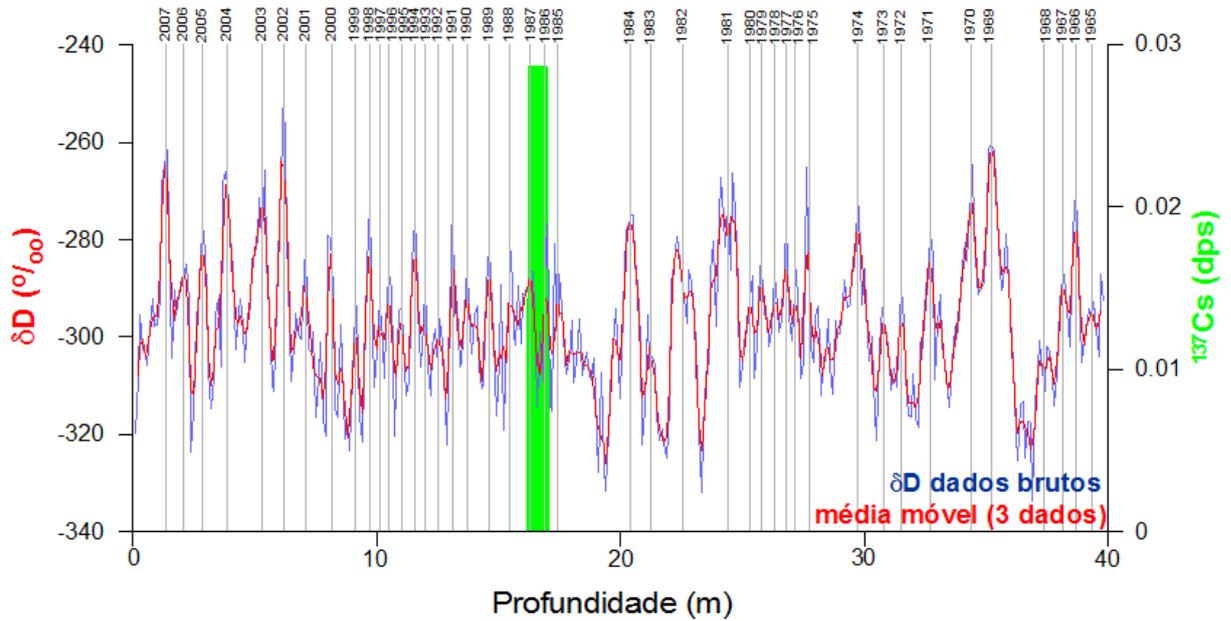


Figura 17. Variações do  $\delta D$  ao longo do testemunho, em resolução de 10 cm com média móvel de 3 pontos sobreposta. Os picos marcados com linhas verticais são referentes ao verão de cada ano indicado na vertical. A barra vertical representa a atividade de  $^{137}\text{Cs}$  (em dps: desintegração por segundo) encontrada apenas na profundidade correspondente aos anos de 1986 a 1987.

A partir de cada amostra (cilindros de 10 cm de profundidade de neve/firn/gelo), sua densidade e raio do testemunho calculou-se o equivalente água de cada lâmina de 10cm, pela seguinte equação:

$$E_{\text{H}_2\text{O}}(\text{cm}) = \frac{\text{profundida}(\text{cm}) \times \left\{ \frac{\text{massa}_{\text{amostra}(\text{neve/gelo})}(\text{g})}{\pi r_{\text{amostra}}^2(\text{profundida}(\text{cm}))} \right\}}{\text{densidade}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{g/cm}^3)}$$

Onde densidade da água é 1 g/cm<sup>3</sup> e o raio igual a 4,5 cm.

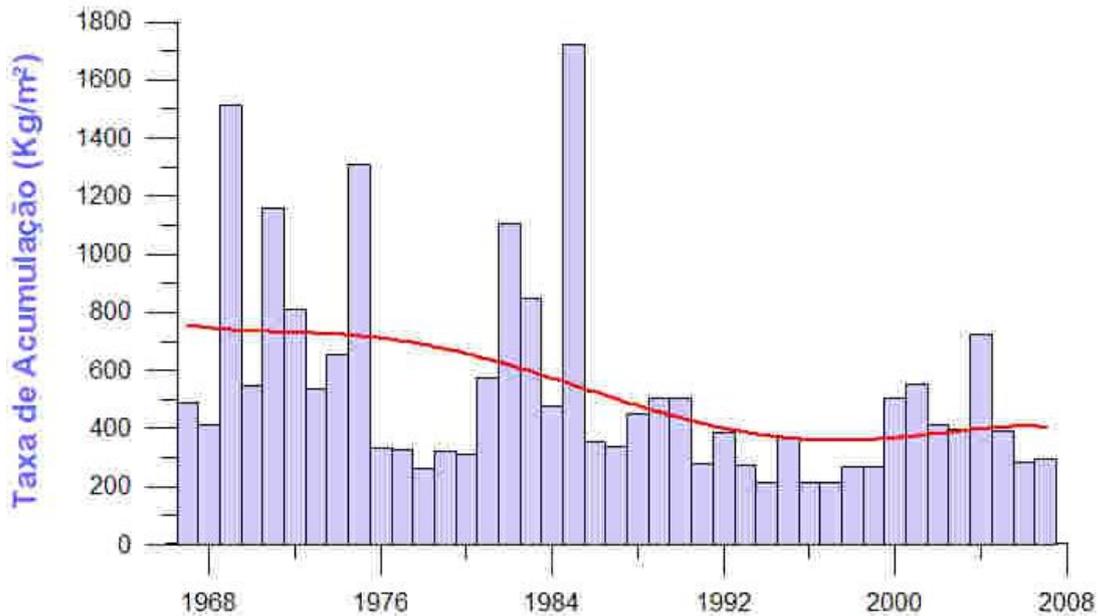


Figura 18. Taxa de acumulação anual com curva de tendência polinomial de ordem 5 (linha contínua).

A taxa de acumulação anual estimada apresentou uma tendência decrescente em direção ao presente. Analisando visualmente o gráfico de acumulação é possível notar uma mudança no padrão de acumulação entre a primeira e a segunda metade da série temporal. Esta mudança de padrão e as discussões referentes às suas implicações serão desenvolvidas durante os próximos itens deste capítulo.

### 5.2.2. Análise de material particulado

A aplicação da técnica de cluster sobre a análise de composição elementar dos particulados insolúveis relativo a cada seção do testemunho resultou na identificação de um total de 29 tipos de agrupamentos de elementos químicos. Uma tabela com os resultados gerais das abundâncias relativas de cada tipo de partícula por amostra está apresentada no anexo I. A análise de abundância relativa revelou os elementos Si, Al, Fe e Ti como principais constituintes das partículas, de forma que 53% de todas as 17.600 partículas analisadas possuem pelo menos um desses elementos em sua composição. A segunda maior prevalência, 46%, foi atribuída a um grupo denominado “partículas orgânicas” por possuírem constituição majoritária de carbono e/ou nitrogênio e/ou oxigênio em sua estrutura. Entretanto, a população desse tipo de partícula pode ser um artefato experimental e não entrará nos

processos de discussão deste trabalho uma vez que as membranas dos filtros Nuclepore sobre os quais os particulados foram filtrados são compostas por policarbonato, portanto um contaminante em potencial. Partículas compostas essencialmente pelos elementos Cl, Cr, Cu, Ni, S, W, V, compreenderam apenas 2% do total.

Os 5 grupos de partículas mais abundantes (ocorrendo em pelo menos 70% das amostras) são também os mais relevantes para essa pesquisa: Al; Si; Fe; Ti e AlSi. É provável que as partículas referentes aos grupos citados sejam formadas por compostos oxidados ( $\text{SiO}_2$ ;  $\text{TiO}_2$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) de maior abundância na crosta terrestre (Wedepohl, 1991; 1995). Dessa forma, as partículas compostas por esses elementos são indicadoras de poeira de origem continental, derivadas de um processo de erosão eólica. Nesse caso trataremos este grupo de particulado como terrígenos ou “poeira mineral” seguindo a denominação “dust” amplamente utilizada na literatura em língua inglesa.

A identificação dos grupos de partículas foi feita em 44 amostras (a partir do material concentrado em cada filtro de cada um dos 44 segmentos, cada qual de ~90 cm comprimento do testemunho. Originalmente 45 amostras foram utilizadas devido a perda acidental da seção 44). A análise de  $\delta\text{D}$  foi realizada a cada 10 cm do testemunho, totalizando 400 amostras. Dessa forma foi necessário identificar o número das amostras (lâminas de 10 cm) correspondentes ao período de 1 ano. Para tal foi extraído o número de dados entre dois picos de  $\delta\text{D}$  diretamente do gráfico de datação (figura 17). Sabendo-se que cada uma das 45 seções do testemunho originou 9 lâminas de 10 cm, re-arranjamos os dados em uma tabela (Anexo II), de modo a identificar quantos trechos de cada seção corresponderiam cada ano e assim qual a porcentagem média de ocorrência de cada tipo de partícula para cada ano no período de 1967 a 2007. Os resultados para abundância relativa está apresentado na Figura 19 para AlSi, Fe e Ti.

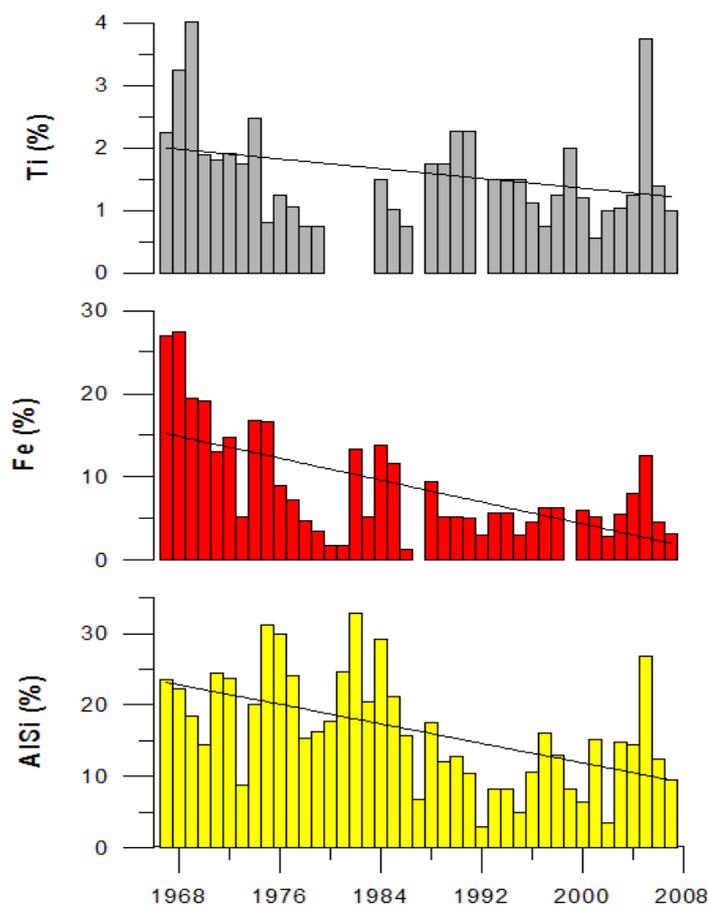


Figura 19. Variação das abundâncias relativas de particulado presumivelmente terrígeno e curva de tendência linear (linha cheia) para o testemunho de gelo de Mount Johns entre 1967 e 2007.

Nossos resultados revelaram uma tendência negativa na abundância relativa do particulado terrígeno, indicando uma mudança no padrão de concentração para valores mais baixos aproximadamente no final da década de 1979 até o presente. Este resultado é intrigante quando comparado aos trabalhos glaciológicos semelhantes realizados no Setor Oeste da Antártica, com alta influência marítima do Pacífico Sul, demonstram aumento e não diminuição da concentração de poeira na Antártica ocidental durante o último século. McConnell et al. (2007) evidenciaram um grande aumento das concentrações de poeira mineral (representada pelas concentrações de Al) que dobraram entre 1832 e 1991 (McConnell, Aristarain *et al.*, 2007). Estes resultados foram obtidos em um testemunho extraído na ilha James Ross/Norte da Península Antártica. Este aumento foi atribuído ao crescente progresso da desertificação da Patagônia representada, pelos autores, pela curva de temperatura atmosférica naquela região. Os resultados de aumento de poeira

encontrados por McConnell estão de acordo com Ellen Mosley-Thompson em 1992 e [Thompson L.G. em 1994] em estudos realizados na Península Antártica. A princípio, os resultados encontrados no presente estudo sugerem que os processos de transporte e deposição de poeira na zona costeira do Oeste da Antártica e no centro antártico sejam modulados por diferentes processos sinóticos. Nesse sentido devemos explorar as particularidades do clima e sua mudança nas diferentes regiões da Antártica de modo a contextualizar os resultados encontrados para os últimos 40 anos. De maneira a nortear a pesquisa, uma primeira análise foi investigar as correlações incluindo-se, de forma conjunta, parâmetros geoquímicos e climáticos datados para a mesma base temporal. A matriz original consta como anexo neste trabalho (Anexo III) e inclui os parâmetros: Al, Si, Fe, Ti, AlSi, V, S, temperatura média do Hemisfério sul, SAM, MEI, SOI, NINO 3, NINO 4, NINO 3+4, concentração total de O<sub>3</sub>, O<sub>3</sub> mínimo, área da depleção de O<sub>3</sub>, diâmetro médio de partículas, taxa de acumulação de áreas próximas (ITASE) e intensidade de vento ao redor do continente (Lat 45°- 75°) . As correlações estatisticamente significativas encontradas foram entre os depósitos de poeira mineral (aluminossilicatos - AlSi) e a taxa de acumulação neve/gelo ( $r = 0,46$ ); poeira mineral e área do buraco na camada de ozônio durante a primavera austral ( $r = -0,53$ ); poeira mineral e concentração de ozônio estratosférico durante a primavera austral ( $r = 0,50$ ) e poeira mineral a intensidade dos ventos ao redor do continente antártico ( $r = 0,63$ ).

A climatologia do continente antártico possui vasta gama de peculiaridades, as diferenças climáticas entre bordas e centro, oeste e leste, por exemplo, determinam diferentes tendências nos parâmetros: aquecimento ou resfriamento, derretimento ou acumulação (Monaghan, Bromwich e Schneider, 2008). Apesar da Península Antártica apresentar uma aparente sensibilidade às alterações globais do clima relacionadas ao aquecimento global (Allen, Raper *et al.*; Vaughan, Marshall *et al.*; Thomas, Dennis *et al.*), o comportamento do clima em outras regiões do continente antártico apresentam tendências opostas ao aquecimento (Monaghan, Bromwich, Chapman *et al.*, 2008). Os Modelos climáticos para a temperatura superficial da Antártica são controversos, pois mostram padrões espaciais distintos ou opostos para várias regiões (Steig, Schneider *et al.*, 2009).

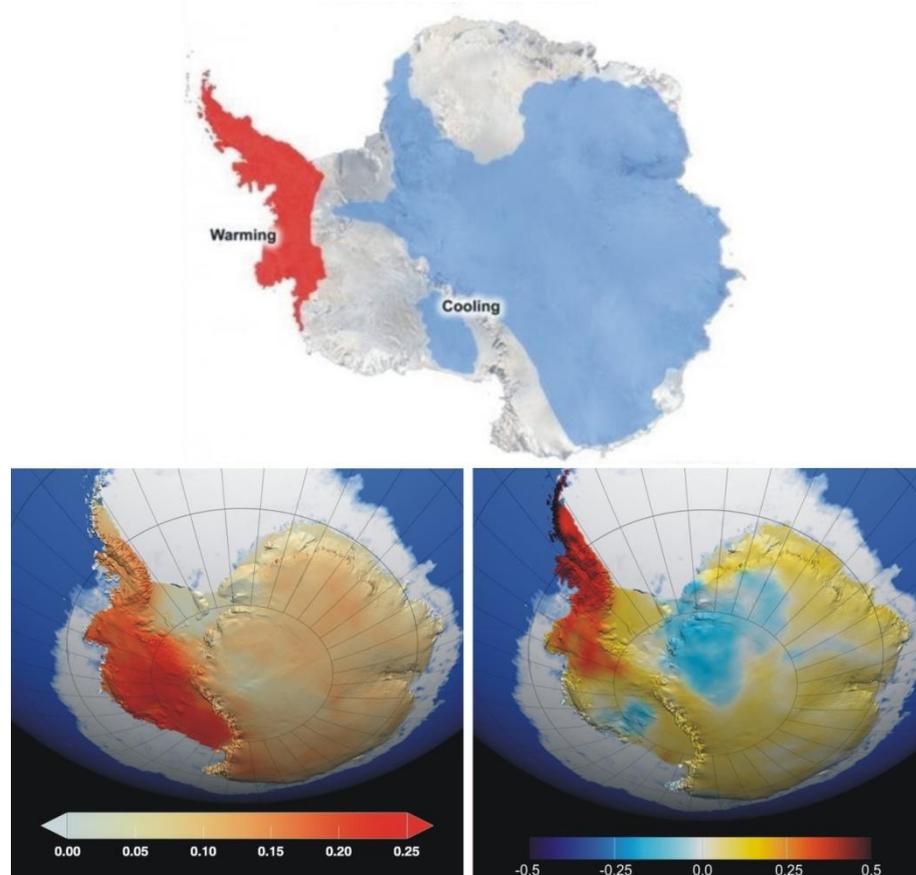


Figura 20. Acima: áreas que sofreram aquecimento (vermelho) ou resfriamento (azul) durante os últimos 35 anos (Monaghan, Bromwich e Schneider, 2008); abaixo: Modelagem das tendências da temperatura próxima a superfície entre 1957 e 2006, com escala de cores em oC/década, Steig 2009 (Esq.) e O'Donnell 2011 (Dir.). A legenda abaixo indica a anomalia de temperatura.

Enquanto (Monaghan, Bromwich e Schneider, 2008), demonstraram as tendências da temperatura registrada, O'Donnell e Steig integram banco de dados de temperatura de estações meteorológicas e reconstrução climatológica em testemunhos de gelo, porém utilizando métodos diferentes para gerar as tendências apresentadas na figura 20 (Steig, Schneider *et al.*, 2009). Uma discussão entre os resultados de Steig e O'Donnell levanta argumentos fortes de ambos os lados [<http://climateaudit.org/2010/12/02/odonnell-et-al-2010-refutes-steig-et-al-2009/>]. O autor do modelo mais recente, O'Donnell critica a “simplicidade” do modelo de Steig que por sua vez argumenta que o modelo de O'Donnell é baseado em maior número de dados porém de menor confiabilidade por serem anteriores a 1979 da era pré-satélite. Esse tipo de discussão ilustra a dificuldade em haver concordância científica a respeito dos modelos numéricos que descrevem o clima na Antártica. Segundo

Simmonds e colaboradores (2002) “A Antártica e as regiões subantárticas podem ainda ser consideradas como as últimas fronteiras no entendimento do tempo e do clima global”. Por outro lado, ainda que hajam controvérsias entre os modelos, mantém-se clara a diferença de tendências entre Península Antártica, caracterizada pelo aumento da temperatura da atmosfera, e o Setor central do Continente, onde verifica-se uma estabilidade climática.

No cenário climatológico da Antártica, apenas recentemente verificou-se uma provável influência da depleção do Ozônio estratosférico como um fator significativo. Na década de 1970, quando os primeiros relatos sobre a diminuição das concentrações de ozônio na alta atmosfera foram publicadas, não havia se conjecturado quais poderiam ser as conseqüências climáticas do fenômeno (Klimek, 1975; Fabian, 1976; Sanhueza, 1977).

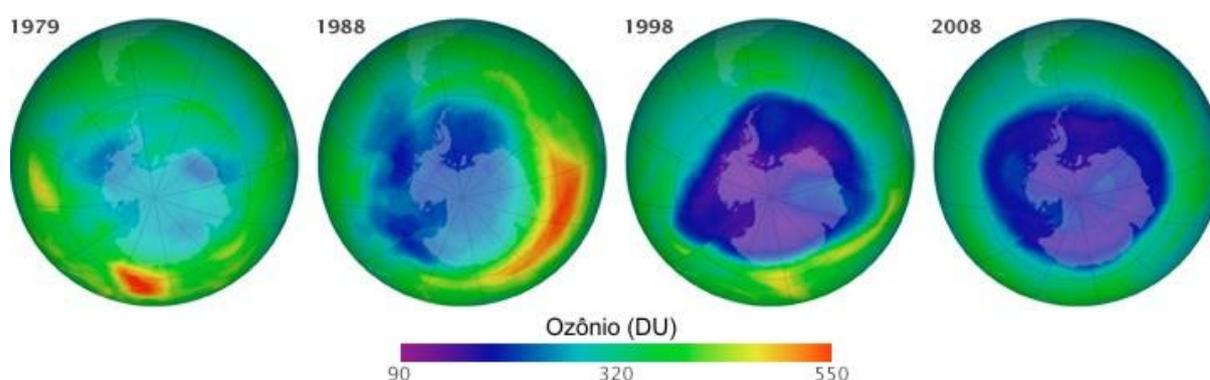


Figura 21. Extensão da depleção do ozônio estratosférico acima da Antártica entre 1979 e 2008. Imagens referentes ao período de maior depleção na primavera (15 e 31 de Outubro). Adaptado de:  
[<http://earthobservatory.nasa.gov/Features/EarthPerspectives/page3.php>]

Após o primeiro trabalho reportar a depleção na camada de ozônio sobre a Antártica (Farman, Gardiner *et al.*) em 1985, os primeiros artigos científicos que utilizaram a expressão “ozone hole”, traduzido como “buraco na camada de ozônio”, foram publicados em 1986, talvez no sentido de popularizar o termo pela mídia. Porém ainda nos anos 80, mesmo tendo-se o foco das discussões no aumento da incidência de raios UV na superfície da Terra e suas conseqüências nos biomas (Kerr, 1986; Schmailzl, 1987), já haviam considerações a respeito sobre um possível resfriamento da estratosfera (Shine, 1986). A molécula de ozônio têm seu pico de absorção de radiação solar na banda do Ultra-Violeta entre 200 e 310 nm na

estratosfera. (Parisse, Brion *et al.*). Com uma menor concentração de ozônio na estratosfera e alta troposfera, menor a interação desta molécula com a radiação ultravioleta e conseqüentemente uma menor quantidade de energia (calor) é gerada nessa camada. Dessa forma vem sendo observado o resfriamento da alta atmosfera do centro antártico, que segue paralelo a depleção do ozônio durante os últimos 40 anos (Randel e Wu). A hipótese foi posteriormente confirmada através de simulações e modelagens que sugeriram que o resfriamento ocorreria na baixa estratosfera durante o final na primavera no Hemisfério Sul (Kiehl, Boville *et al.*, 1988; Cariolle, Lasserrebigorry *et al.*, 1990; Mahlman, Pinto *et al.*, 1994; Ramaswamy, Schwarzkopf *et al.*, 1996; Graf, Kirchner *et al.*, 1998).

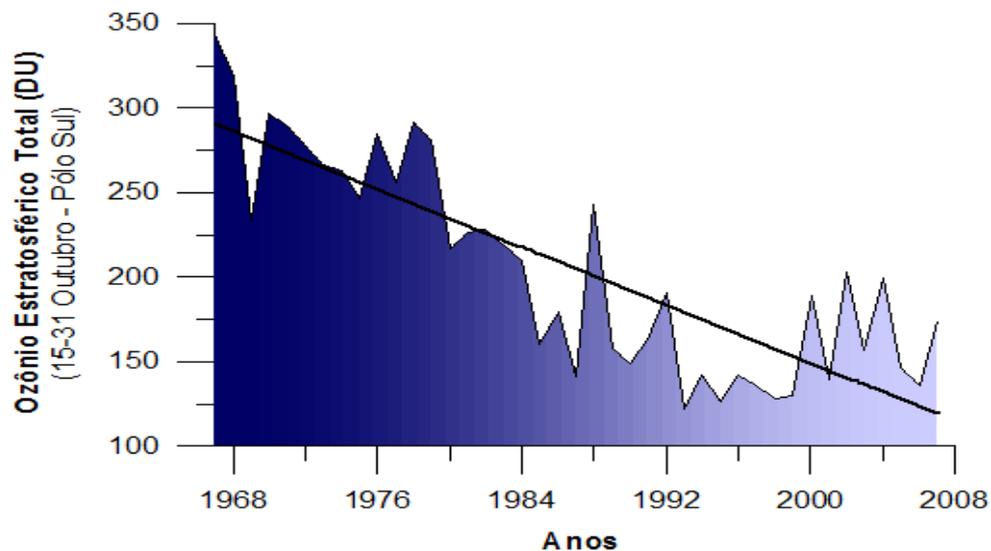


Figura 22. Médias das concentrações de ozônio na coluna atmosférica entre 15 e 31 de Outubro medidas por um espectrofotômetro Dobson na estação NOAA do pólo sul. Baseado no gráfico publicado em:

[[http://www.cpc.noaa.gov/products/stratosphere/winter\\_bulletins/sh\\_09/](http://www.cpc.noaa.gov/products/stratosphere/winter_bulletins/sh_09/)]

A variação de temperatura estratosférica da Antártica, gerada pela depleção do ozônio, tem implicações nas variações do padrão de pressão atmosférica ao redor da Antártica, inferida pelo do índice Southern Annular Mode (SAM) (Kirk-Davidoff, Hintsas *et al.*, 1999; Hartmann, Wallace *et al.*, 2000; Perlwitz, Pawson *et al.*, 2008), que vêm mostrando uma tendência positiva durante os últimos 40 anos (Meehl, Hurrell *et al.*, 1998).

O Southern Annular Mode é um índice que define o padrão da escala de variabilidade climática do Hemisfério Sul (HS). Em outras palavras, é o gradiente de

pressão entre as regiões sub-antárticas e latitudes médias e a definição do padrão dominante da variabilidade atmosférica abaixo do paralelo 20°S. Desta forma o SAM descreve o grau de variabilidade durante um evento atmosférico anômalo, isto é, uma variabilidade que não esteja associada ao ciclo sazonal. Em relação a pressão, o SAM é caracterizado pelo deslocamento da massa atmosférica entre regiões polares e latitudes médias. Por convenção, a tendência positiva do SAM, reflete também a progressiva diminuição da pressão acima da região polar. Esta diminuição de pressão acarreta anomalias nas correntes de vento de Oeste (“westerlies winds”), que durante períodos de SAM positiva deslocam-se em direção ao pólo (Hartmann, Wallace *et al.*, 2000; Shindell, 2001; Chen e Held, 2007; Toggweiler, 2009).

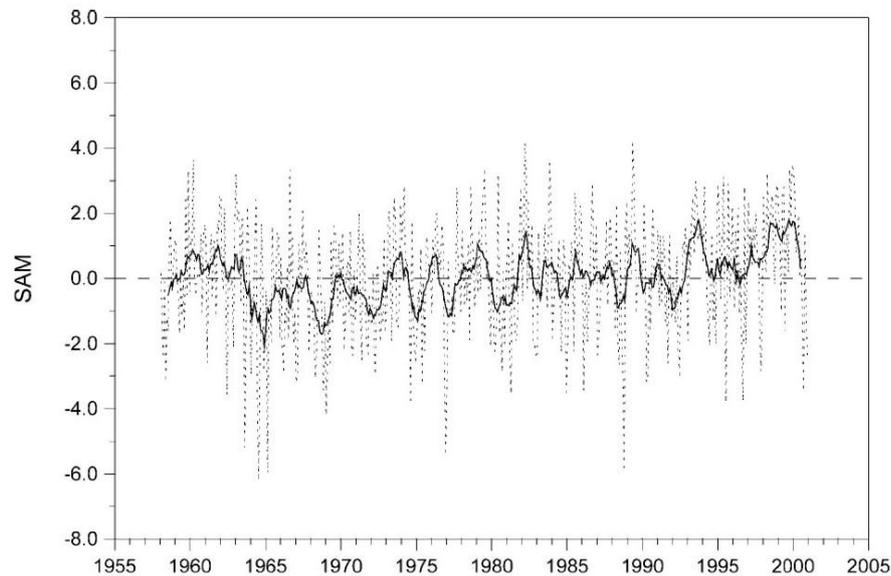


Figura 23. Índice SAM calculado a partir de observações. Dados mensais em linha pontilhada e média móvel de 12 pontos em linha inteira. Adaptado de: (Marshall, 2003).

A integração de informações levantadas neste trabalho revela um possível papel do ozônio estratosférico na modulação da circulação do hemisfério sul: maior depleção de ozônio no final da primavera geralmente leva a um maior deslocamento dos westerlies em direção às altas latitudes e a intensificação dos ventos em latitudes médias na troposfera, bem como uma maior expansão da célula de Hadley do HS durante o verão. Essas mudanças na circulação são dessa forma sistematicamente: o desvio das correntes de ventos westerlies em direção ao pólo acompanhada por sua intensificação com concomitante expansão da célula de Hadley. Enquanto a circulação troposférica parece responder quase que linearmente

as mudanças das concentrações de ozônio, a intensidade dessa forçante varia consideravelmente de um modelo para o outro. Essas divergências resultam em parte das diferenças entre os modelos climatológicos utilizados para avaliar esta variável (Son, Gerber *et al.*, 2010).

Esse aumento na força dos ventos pode ser interpretado como consequente do aumento do gradiente de temperatura entre altas e médias latitudes, já que enquanto os gases estufa aumentam a temperatura atmosférica nos baixos níveis dos trópicos, a depleção de ozônio diminui a temperatura nos altos níveis nos pólos (Hartmann, Wallace *et al.*, 2000; Keeley, Gillett *et al.*, 2007; Toggweiler, 2009). Apesar do esforço científico direcionado ao fenômeno nos últimos anos, o detalhamento dos mecanismos que explicam como ozônio estratosférico afeta os ventos de Oeste troposféricos permanece pouco esclarecido (Son, Polvani *et al.*, 2008).

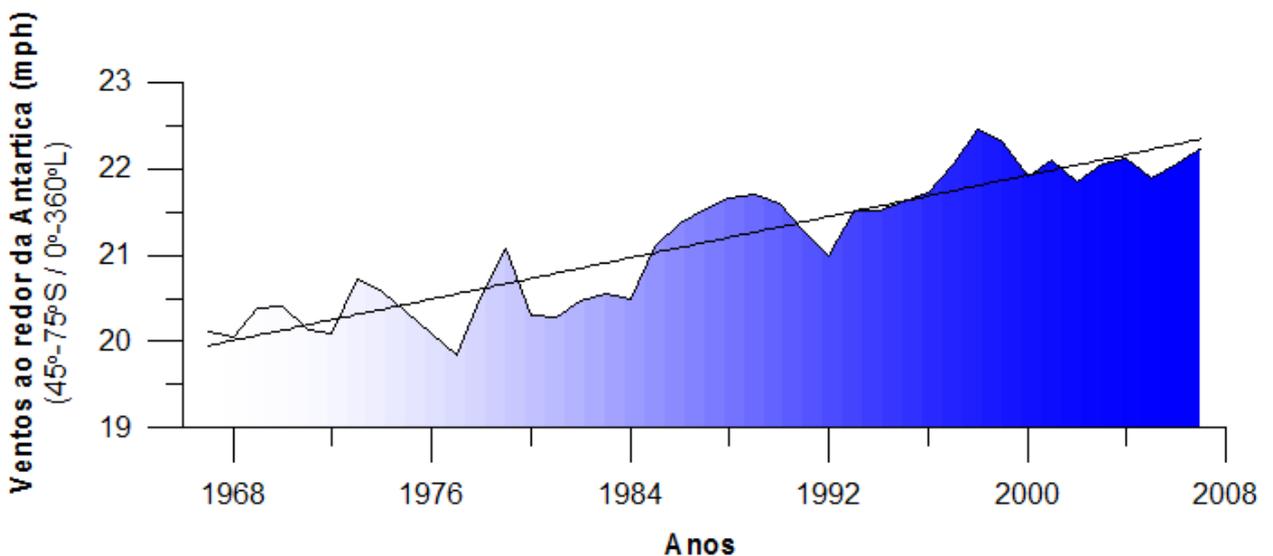


Figura 24. Intensidade dos ventos ao redor do continente antártico (45°S -75°S), baseado em gráfico publicado por Corinne Le Quére [<http://earthobservatory.nasa.gov/Features/OceanCarbon/page4.php>] utilizando base de dados NCEP [[www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.surface.html](http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.surface.html)].

Teoricamente, o aumento dos ventos westerlies ao redor da Antártica não pode por si só ser considerado a causa definitiva do aumento da deposição de poeira mineral na borda do continente antártico. Tem sido demonstrado que os mecanismos sinóticos que são efetivos no transporte meridional de material

terrígeno, no sentido das baixas para as altas latitudes, no entorno da Antártica não estão relacionados, necessariamente, com a intensificação dos westerlies, mas sim à passagem de ciclones polares em torno da latitude 60oS (Balkanski e Jacob, 1988; Evangelista e Pereira, 2002; Evangelista, Pereira *et al.*, 2002) com alta dependência em relação a sua energia e extensão (Leite, Scott *et al.*, 1999).

Trabalhos utilizando traçadores de origem terrígena como o  $^{222}\text{Rn}$  (Evangelista e Pereira, 2002) e, posteriormente utilizando alumínio e BC, demonstraram a efetividade deste processo de troca de massas de ar entre a América do sul e o Norte da Península Antártica. Durante a passagem de ciclones ao redor da Antártica, a estrutura dos ventos zonais regionalmente muda em virtude das características da vortacidade ciclônica (Simmonds, Keay *et al.*, 2003). Isto ocasiona um aumento da componente meridional levando umidade, ar quente, aerossóis terrígenos e poluentes em direção ao Sul. Esse processo é agora, também, documentado por sensoriamento remoto que detecta plumas de poeira sobre o Oceano Austral (Pereira, Evangelista *et al.*). No presente estudo, calculamos a intensidade ciclônica para os períodos de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF) e Junho, Julho e Agosto (JJA) para o período de análise com apoio de um colaborador especialista neste tema (Ian Simmonds da School of Earth Sciences, University of Melbourne, Victoria, Australia). A base dados utilizada foi a Reanalysis no produto NCEP1 que se inicia em 1958. Os dados apresentados na figura 25 foram construídos a partir do Reanalysis do NCEP1, NCEP2 e JRA. Os níveis de incerteza na série temporal são diferentes. Reanálises não restringem-se aos períodos após 1979, quando iniciaram-se as bases de dados de Satélites, porém, apesar de controvérsias, há certa confiabilidade nos dados anteriores a esse período (Simmonds e Keay; Simmonds, Keay *et al.*).

A intensidade dos ciclones foi calculada para as bandas de latitude 30-50 (gráfico com cabeçalho DP.SH.35\_1), 50-70S (cabeçalho 57\_1) , e para a integração das bandas (30-70S com cabeçalho '37\_1') nos períodos de verão e inverno austrais (figura 25). O parâmetro intensidade ("depth" em inglês) trata-se da diferença de pressão entre o centro e a borda de um ciclone. Analisando a figura 25 nota-se claramente o aumento da intensidade dos ciclones na banda latitudinal 50-70S. A análise de intensidade ciclônica isoladamente revela valiosas características desses sistemas, combinando informações sobre tamanho e alcance de um ciclone (Simmonds e Keay, 2000b). Um inspeção detalhada na figura 25 indica ainda que a

intensidade ciclônica aumentou significativamente após a década de 1980, o que coincide com o aumento da área da depleção de ozônio. Portanto, zonas sub-antárticas tem sido submetidas a um regime de ciclones mais intensos, apesar de menos freqüentes segundo Simmonds *et al.* 2003. De certa forma, o crescente aumento dos westerlies, reflete parte deste processo. Isso consiste em um cenário favorável ao transporte atmosférico de poeira mineral de fontes próximas a Antártica (Patagônia, Austrália e Sul da África) para regiões ao redor da Antártica.

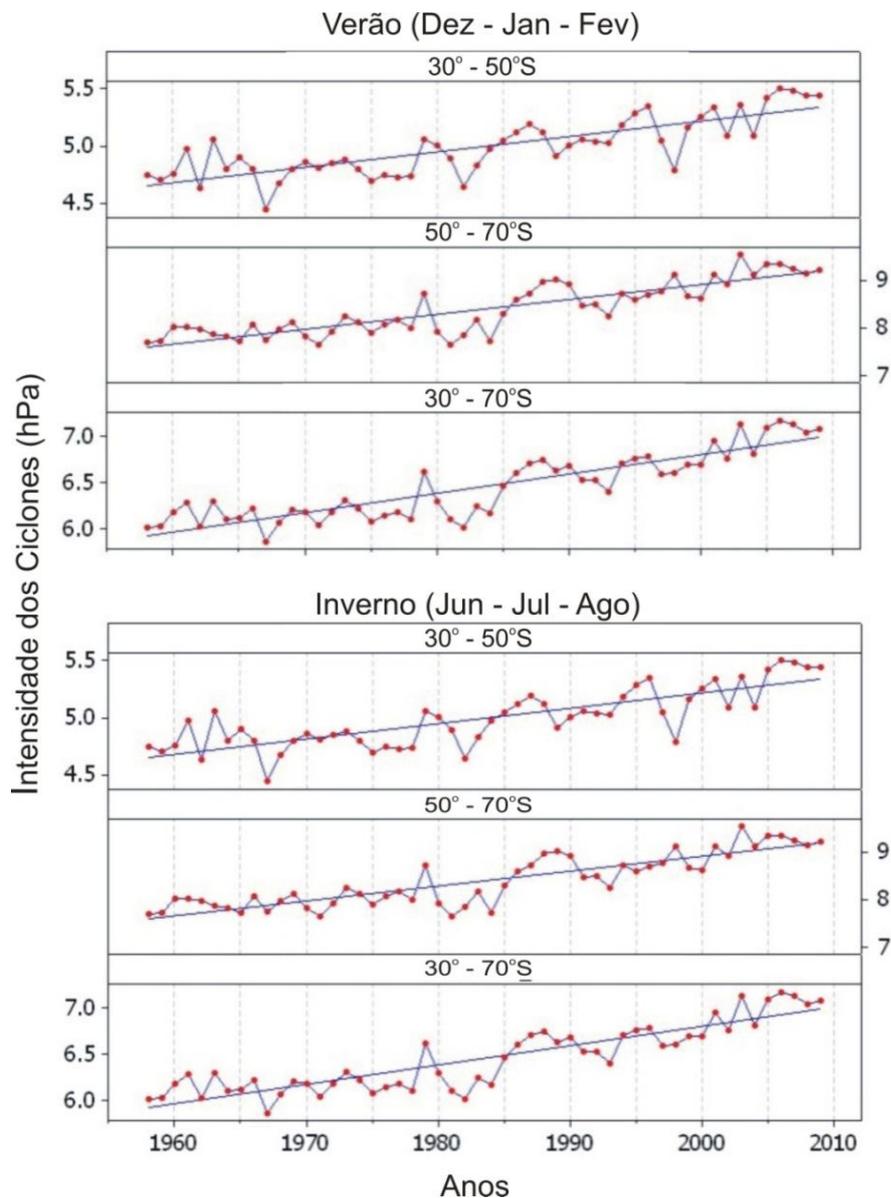


Figura 25. Intensidade dos ciclones para as bandas de latitudes médias (30° - 50°), altas (50° - 70°) e integradas (30° - 70°). As linhas de tendência indicam aumento na intensidade ciclônica ao redor da Antártica tanto no verão quanto no inverno nos últimos 50 anos.

Embora o registro da variabilidade de poeira mineral em testemunhos de gelo recente tenha provido evidências a respeito dos efeitos da depleção de ozônio sobre os regimes de vento e conseqüentemente no transporte atmosférico na costa antártica (Dixon *et al.*, 2011), nenhuma evidência baseada neste mecanismo de foi evidenciado para a região central ou Leste da Antártica, caracterizadas por um aparente “isolamento” climático, quando consideradas as condições de temperatura e precipitação de neve. Neste contexto, quais seriam as possíveis mudanças no comportamento do transporte atmosférico na região central da Antártica? Baseado em nossos dados, acreditamos que tal processo de “isolamento atmosférico” do centro antártico possa realmente estar em curso, considerando o comportamento inverso do fluxo de micropartículas que encontramos no testemunho de gelo de Mont Johns.

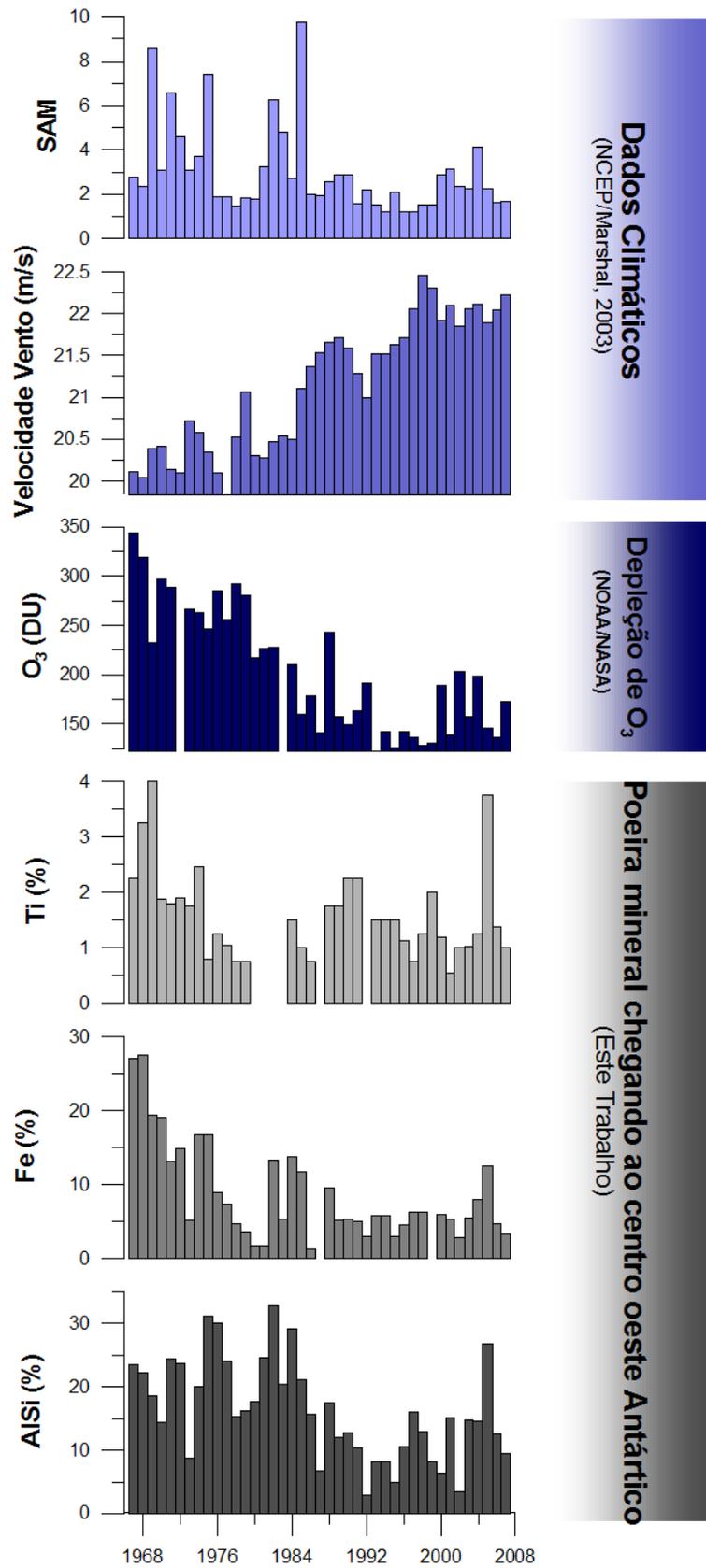


Figura 26. Dados de Poeira mineral: AlSi, Fe e Ti; Ozônio e dados climáticos (velocidade dos ventos ao redor do continente antártico entre as latitudes 45°S e 75°S e a SAM (“Southern Annular Mode”).

Os três marcadores minerais utilizados (AlSi; Fe; Ti) apresentaram uma tendência similar à depleção do ozônio entre 1967 e 2007, e uma relação inversa com respeito aos ventos ao redor da antártica e o índice SAM. A fase positiva da SAM, persistente após a década de 1980, é normalmente associada à elevação da temperatura atmosférica na Península Antártica e a diminuição da mesma na maior parte do continente (Thompson, Wallace *et al.*, 2000). O índice SAM em sua fase positiva, também gera ciclones mais fortes (Liu, Curry *et al.*, 2004), causando fluxo de calor anômalo na atmosfera do Hemisfério Sul e limitando a expansão do gelo marinho nos mares Bellingshausen / Weddell. Como já mencionado anteriormente, nossos resultados contrastam com as análises de poeira em testemunhos de gelo extraídos de regiões mais costeiras da antártica ocidental, sugerindo que o processo climático derivado da depleção de ozônio atua diferentemente na escala geográfica antártica de duas formas: (1) aumentando a dinâmica dos ventos nas latitudes sub antárticas (gerando uma atmosfera mais turbulenta caracterizada por ciclones de maior energia) e, conseqüentemente, estimulando as trocas de massas de ar entre os continentes vizinhos, resultando em um processo erosivo crescente da poeira mineral nos continentes e sua deposição nas regiões sub antárticas; (2) promovendo um isolamento atmosférico na Antártica central caracterizado por uma temperatura superficial mais fria e a diminuição da incursão de massas de ar vindas do norte.

Outro parâmetro fundamental a ser considerado, levando em conta a eficácia das advecções massa de ar norte, é a intensificação da componente meridional na baixa troposfera. Os oceanos ao redor da Antártica (Pacífico, Índico e Atlântico) são as maiores fontes de fluxos de vapor de água e calor para a Antártica, enquanto plumas de poeira mineral são majoritariamente provenientes de regiões semi-desérticas na Argentina, Chile, Austrália e África. É importante lembrar que todas essas regiões são posicionadas ao norte em relação às geleiras antárticas. No testemunho de gelo utilizado nesse trabalho, a taxa de acumulação anual variou aproximadamente às mesmas taxas que a poeira mineral (figura 29). Esta observação é um dado consistente, considerando que as massas de ar enriquecidas com poeira mineral que atingem a Antártica migram sobre a superfície oceânica antes de alcançar o platô polar, levando assim grandes quantidades de umidade e calor para o continente antártico (Reijmer e Van Den Broeke, 2001).

Entendendo a importância da componente meridional do vento no transporte de poeira mineral para a Antártica, calculamos sua intensidade ao redor da Antártica

para as bandas latitudinais 50-70S e 70-90S com base nos dados NCEP. [<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.surface.html>].

Os resultados apresentados na figura X mostram que enquanto as regiões sub-antárticas têm sido submetidas a um aumento na incursão de massas de ar vindas do norte, uma vez que ventos da componente meridional norte-sul vem aumentando no período de estudo deste trabalho (vento meridional negativo define o fluxo de ar no sentido Norte-Sul), a Antártica central vem experimentando situação oposta. Este fato apóia a hipótese levantada nesta tese para explicar o declínio de poeira mineral que encontramos no testemunho de gelo de Mount Johns entre 1967 e 2007.

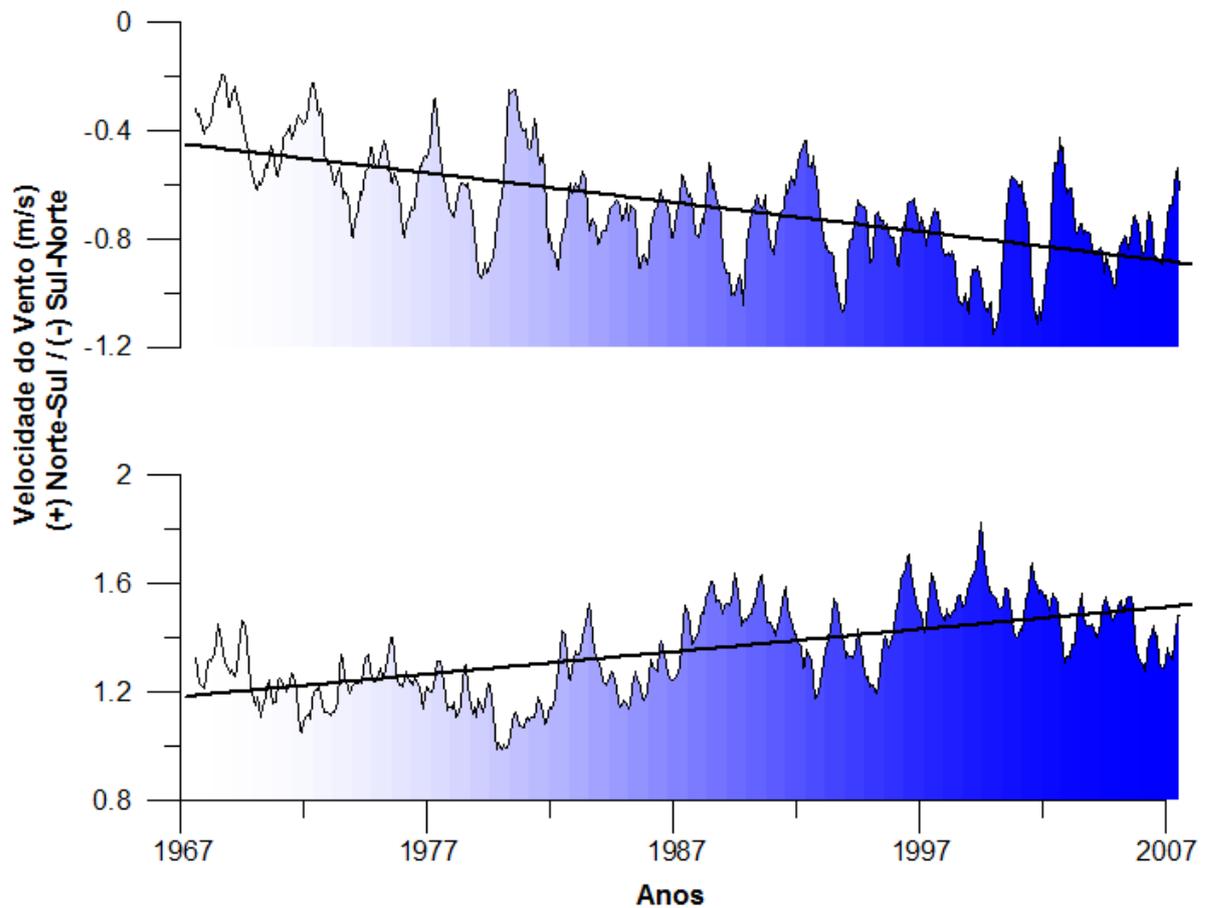


Figura 27. Ventos meridionais nas bandas de latitude 50 a 70°S (acima) e 70 a 90°S (abaixo). Dados positivos referem-se a ventos no sentido Sul-Norte e negativos Norte-Sul. As retas de tendência linear indicam padrões opostos entre as duas bandas latitudinais.

Uma observação interessante em nossos registros ocorreu durante as análises por microscopia eletrônica dos filtros: observamos uma particularidade no formato predominante das partículas enriquecidas em Silício. A grande maioria dessas partículas possuía formato esférico ou bem arredondado e com poucas arestas ou pontas. O padrão de esfericidade e abundância destas micropartículas contrasta com a característica de partículas, também observadas pela mesma técnica, tomamos como base uma comparação com trabalhos realizados na Ilha Rei George, Ilha Joinville e extremo Sul da Patagônia, por nossa equipe de trabalho (Da Cunha, Evangelista *et al.*, 2004) (figura 28).

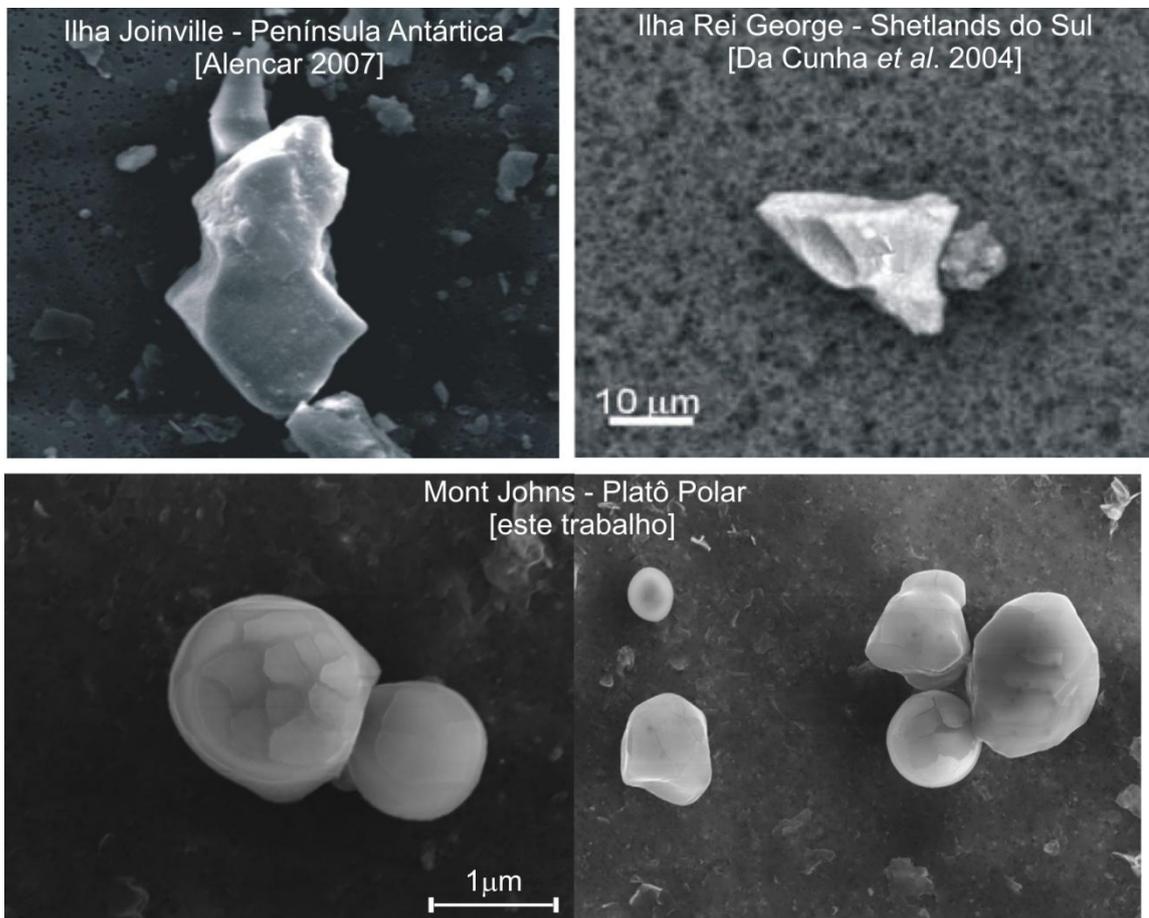


Figura 28. Microscopia eletrônica de varredura (com acoplamento de sonda EDS) de partículas ricas em Silício de diferentes regiões do Setor Nordeste da Antártica. As partículas encontradas no presente trabalho possuem formato arredondado diferente das partículas de composição semelhante encontradas na Península Antártica.

Partículas de Si com características morfométricas tal como apresentadas acima já foram reportadas para ambientes semi-áridos (Mazzullo e Magenheimer, 1987; Rodriguez, Gali *et al.*, 2009) e podem ser fruto de uma sucessão de colisões com outras micro-partículas minerais nas áreas fontes. Estas micro-partículas por apresentarem pequenos diâmetros e serem esféricas, possuem uma aerodinâmica favorável a dispersão em larga escala, ao contrário daquelas com características amorfas. Outra possibilidade levantada aqui, estaria relacionada a um processo de “polimento” pelo atrito com cristais de gelo na alta troposfera durante o processo de transporte atmosférico. Este fato pode evidenciar a origem exógena das partículas, sugerindo um transporte atmosférico na alta troposfera. Entretanto, considerando a alta dureza do quartzo esta hipótese parece menos provável.

Outra observação relevante é em relação a similaridade das tendências de deposição de partículas de AISi e a taxa de acumulação de neve (figura 29).

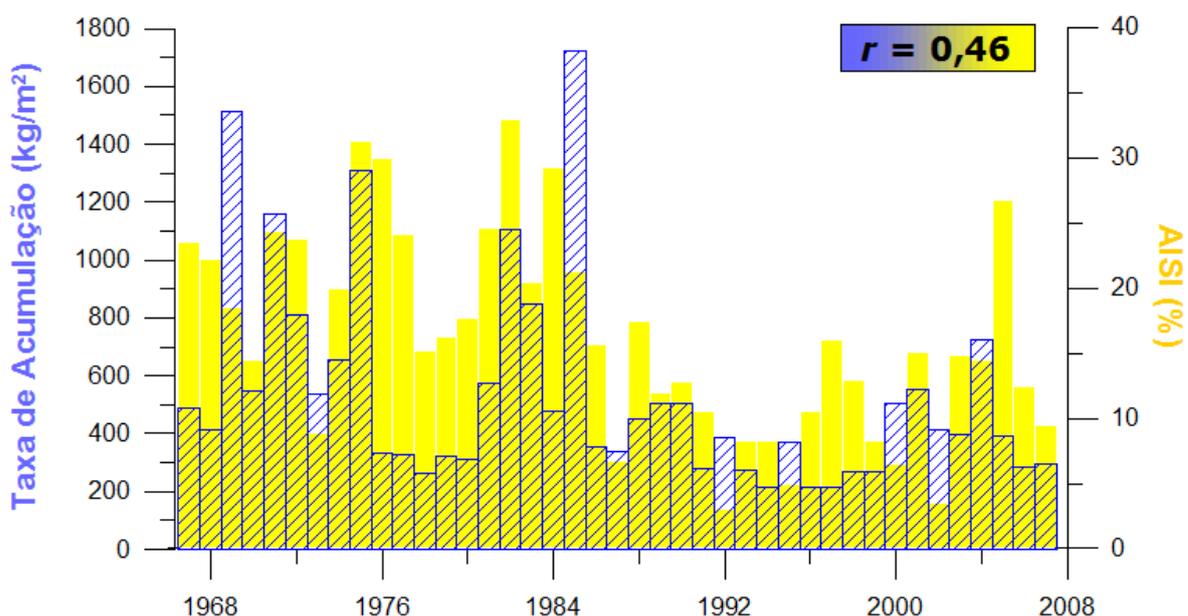


Figura 29. Taxa de acumulação de neve (azul) e abundância relativa de partículas de AISi entre 1967 e 2007.

A alta associação observada entre a abundância das partículas de AISi e as taxas anuais de precipitação de neve, sugerem que a poeira mineral transportada para a Antártica Central pode ter agido como núcleo de condensação de nuvem, promovendo processos de precipitação e conseqüentemente modulando as taxas de acumulação. A eficiência de partículas minerais em agirem como núcleos de

condensação já foi verificada em condições de laboratório, sob condições de temperatura típicas da área de coleta do testemunho de gelo em análise aqui (Casebeer 2001).

Dessa forma, esta tese conclui e propõe que a deposição de poeira mineral (caracterizada pelas abundâncias relativas de Fe, Ti e AlSi) em um testemunho de gelo extraído no Setor Centro-Oeste Antártico, datado entre 1967 e 2007, apresentou comportamento antagônico aos registros reportados para a Antártica Ocidental. Enquanto os aumentos dos ventos “westerlies”, da fase positiva da SAM e da energia dos ciclones ao redor do continente podem favorecer o transporte de poeira mineral entre os continentes circunvizinhos (principalmente Austrália e América do Sul Meridional) e a zona costeira Antártica, o mesmo sistema parece bloquear a advecção das massas de ar contendo aerossóis para o centro da Antártica. Este processo é modulado pela redução da camada de ozônio e suas implicações sobre a circulação atmosférica polar e sub-polar.

## 6. CONCLUSÕES

O Black Carbon que chega a Península Antártica tem origem majoritária na queima de biomassa. A variabilidade de sua concentração na neve sugere um padrão de sazonalidade que corresponde aos períodos de queimada nos continentes do Hemisfério Sul.

As concentrações de Black Carbon encontradas na neve do Platô Detroit (variando entre 0,014 and 3,733ppb) são comparáveis às encontradas no gelo Ártico do período pré-industrial (anterior ao século IXX).

A deposição de poeira mineral no Centro-Oeste Antártico apresenta comportamento antagônico aos registros reportados para a Antártica Ocidental.

O aumento dos ventos e dos ciclones ao redor do continente parece bloquear a advecção das massas de ar contendo aerossóis para o centro da Antártica. Este processo é modulado pela redução da camada de ozônio e suas implicações sobre a circulação atmosférica polar e sub-polar.

## 7. REFERÊNCIAS

- ALENCAR, A.S. Análise glacioquímica de testemunhos de neve e gelo da ilha Joinville, Península Antártica: Aplicações no estudo da variabilidade do gelo marinho e da produtividade primária na região. **Tese de doutorado**, Universidade de São Paulo 2007.
- ALLEN, M.; RAPER, S.; MITCHELL, J. Climate change - Uncertainty in the IPCC's Third Assessment Report. **Science**, v. 293, n. 5529, p. 430-+, Jul 20 2001. ISSN 0036-8075. Disponível em: < <Go to ISI>://000169966700026 >.
- BALKANSKI, Y. J.; JACOB, D. J. General-Circulation Model Simulations of Radon Storms at Sub-Antarctic Islands. **Chemical Geology**, v. 70, n. 1-2, p. 94-94, Aug 1 1988. ISSN 0009-2541. Disponível em: < <Go to ISI>://A1988P673900293 >.
- BASILE, I. et al. Patagonian origin of glacial dust deposited in East Antarctica (Vostok and Dome C) during glacial stages 2, 4 and 6. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 146, n. 3-4, p. 573-589, Feb 1997. ISSN 0012-821X. Disponível em: < <Go to ISI>://A1997WQ64800016 >.
- BINLADEN, J. et al. The Use of Coded PCR Primers Enables High-Throughput Sequencing of Multiple Homolog Amplification Products by 454 Parallel Sequencing. **Plos One**, v. 2, n. 2, p. -, Feb 14 2007. ISSN 1932-6203. Disponível em: < <Go to ISI>://000207444400002 >.
- BINTANJA, R. On the glaciological, meteorological, and climatological significance of Antarctic blue ice areas. **Reviews of Geophysics**, v. 37, n. 3, p. 337-359, Aug 1999. ISSN 8755-1209. Disponível em: < <Go to ISI>://000081930700003 >.
- BOND, T. C. et al. A technology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustion. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 109, n. D14, p. -, Jul 24 2004. ISSN 0148-0227. Disponível em: < <Go to ISI>://000222916600001 >.
- BONDARENKO, I. et al. IDAS: A Windows based software package for cluster analysis. **Spectrochimica Acta Part B-Atomic Spectroscopy**, v. 51, n. 4, p. 441-456, Mar 1996. ISSN 0584-8547. Disponível em: < <Go to ISI>://A1996UJ25100005 >.
- BROADY, P. A. Diversity, distribution and dispersal of Antarctic terrestrial algae. **Biodiversity and Conservation**, v. 5, n. 11, p. 1307-1335, Nov 1996. ISSN 0960-3115. Disponível em: < <Go to ISI>://A1996VW23000003 >.
- BROSIUS, J. et al. Gene Organization and Primary Structure of a Ribosomal-Rna Operon from Escherichia-Coli. **Journal of Molecular Biology**, v. 148, n. 2, p. 107-127, 1981. ISSN 0022-2836. Disponível em: < <Go to ISI>://A1981LQ45000001 >.
- CARIOLLE, D. et al. A General-Circulation Model Simulation of the Springtime Antarctic Ozone Decrease and Its Impact on Midlatitudes. **Journal of Geophysical**

**Research-Atmospheres**, v. 95, n. D2, p. 1883-1898, Feb 20 1990. ISSN 0148-0227. Disponível em: < <Go to ISI>://A1990CP91400010 >.

CASASSA, G. et al. Mass balance of the Antarctic ice sheet at Patriot Hills. **Annals of Glaciology, Vol 27, 1998**, v. 27, p. 130-134, 1998. ISSN 0260-3055. Disponível em: < <Go to ISI>://000079713100021 >.

CASTEBRUNET, H. et al. A three-dimensional model study of methanesulphonic acid to non sea salt sulphate ratio at mid and high-southern latitudes. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, n. 24, p. 9449-9469, 2009. ISSN 1680-7316. Disponível em: < <Go to ISI>://000273060200008 >.

CATALDO, M. Diversidade de microorganismos depositados em neve/gelo recente na ilha Rei George / Península Antártica. **Dissertação de mestrado**, Universidade do Estado do Rio de Janeiro 2007.

CHAUBEY, J. P. et al. Black carbon aerosols over coastal Antarctica and its scavenging by snow during the Southern Hemispheric summer. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 115, p. -, May 28 2010. ISSN 0148-0227. Disponível em: < <Go to ISI>://000278236800002 >.

CHEN, G.; HELD, I. M. Phase speed spectra and the recent poleward shift of Southern Hemisphere surface westerlies. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 21, p. -, Nov 3 2007. ISSN 0094-8276. Disponível em: < <Go to ISI>://000250703800003 >.

CHRISTNER, B. C. et al. Ubiquity of biological ice nucleators in snowfall. **Science**, v. 319, n. 5867, p. 1214-1214, Feb 29 2008. ISSN 0036-8075. Disponível em: < <Go to ISI>://000253530600034 >.

COOGAN, E. C.; DAVIS, A. P.; ALLEN, H. C. Glacial ice core analysis: Research in methodology. **Abstracts of Papers of the American Chemical Society**, v. 222, p. U220-U220, Aug 2001. ISSN 0065-7727. Disponível em: < <Go to ISI>://000170690001059 >.

DA CUNHA, K. D. et al. Application of Cf-252-PDMS to characterize airborne particles deposited in an Antarctic glacier. **Science of the Total Environment**, v. 323, n. 1-3, p. 123-135, May 5 2004. ISSN 0048-9697. Disponível em: < <Go to ISI>://000221207700010 >.

DEANGELIS, M. et al. Primary aerosol (sea salt and soil dust) deposited in Greenland ice during the last climatic cycle: Comparison with east Antarctic records. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, v. 102, n. C12, p. 26681-26698, Nov 30 1997. Disponível em: < <Go to ISI>://A1997YJ67100032 >.

DELMAS, R. J. Ice Records of the Past Environment. **Science of the Total Environment**, v. 143, n. 1, p. 17-30, Mar 31 1994. ISSN 0048-9697. Disponível em: < <Go to ISI>://A1994NH33400002 >.

DIBB, J. E. et al. Beta-Radiation from Snow. **Nature**, v. 345, n. 6270, p. 25-25, May 3 1990. ISSN 0028-0836. Disponível em: < <Go to ISI>://A1990DB95700034 >.

EICHLER, T.; RIND, D.; ZEBIAK, S. Impact of global warming on ENSO variability using the coupled GISS GCM/ZC model (vol 26, pg 1283, 2006). **International Journal of Climatology**, v. 26, n. 12, p. 1739-1739, Oct 2006. ISSN 0899-8418. Disponível em: < <Go to ISI>://000241478000012 >.

EVANGELISTA, H.; PEREIRA, E. B. Radon flux at King George Island, Antarctic Peninsula. **Journal of Environmental Radioactivity**, v. 61, n. 3, p. 283-304, 2002. ISSN 0265-931X. Disponível em: < <Go to ISI>://000176926000003 >.

EVANGELISTA, H. et al. Radon dynamics and reduction in an underground mine in Brazil. Implications for workers' exposure. **Radiation Protection Dosimetry**, v. 98, n. 2, p. 235-238, 2002. ISSN 0144-8420. Disponível em: < <Go to ISI>://000175012200011 >.

FABIAN, P. How Critical Is Present-Day Threat to Atmospheric Ozone Layer. **Universitas-Stuttgart**, v. 18, n. 1, p. 53-57, 1976. ISSN 0041-9079. Disponível em: < <Go to ISI>://A1976BP40600006 >.

FARMAN, J. C.; GARDINER, B. G.; SHANKLIN, J. D. Large Losses of Total Ozone in Antarctica Reveal Seasonal Clox/Nox Interaction. **Nature**, v. 315, n. 6016, p. 207-210, 1985. ISSN 0028-0836. Disponível em: < <Go to ISI>://A1985AHP3100036 >.

FIREMAN, E. L. Uranium Series Dating of Allan Hills Ice. **Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets**, v. 91, n. B4, p. D539-D544, Mar 30 1986. ISSN 0148-0227. Disponível em: < <Go to ISI>://A1986C299300032 >.

GILLET-CHAULET, F.; DURAND, G. GLACIOLOGY Ice-sheet advance in Antarctica. **Nature**, v. 467, n. 7317, p. 794-795, Oct 14 2010. ISSN 0028-0836. Disponível em: < <Go to ISI>://000282898700052 >.

GRAF, H. F.; KIRCHNER, I.; PERLWITZ, J. Changing lower stratospheric circulation: The role of ozone and greenhouse gases. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 103, n. D10, p. 11251-11261, May 27 1998. ISSN 0747-7309. Disponível em: < <Go to ISI>://000073758200008 >.

GUDMUNDSSON, G. H. Glaciology in the International Polar Year PREFACE. **Annals of Glaciology**, v. 51, n. 55, p. V-V, 2010. ISSN 0260-3055. Disponível em: < <Go to ISI>://000281034000001 >.

HADLEY, O. L. et al. Measured black carbon deposition on the Sierra Nevada snow pack and implication for snow pack retreat. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 15, p. 7505-7513, 2010. ISSN 1680-7316. Disponível em: < <Go to ISI>://000280847700035 >.

HAMBREY, M. J.; WADDAMS, P. Deformed Stones of Varied Lithology in Late Precambrian Tillites, Western Spitzbergen. **Journal of the Geological Society**, v.

138, n. Jul, p. 445-453, 1981. ISSN 0016-7649. Disponível em: < <Go to ISI>://A1981LW20900005 >.

HANSEN, J.; NAZARENKO, L. Soot climate forcing via snow and ice albedos. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 101, n. 2, p. 423-428, Jan 13 2004. ISSN 0027-8424. Disponível em: < <Go to ISI>://000188210400004 >.

HARTMANN, D. L. et al. Can ozone depletion and global warming interact to produce rapid climate change? **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 97, n. 4, p. 1412-1417, Feb 15 2000. ISSN 0027-8424. Disponível em: < <Go to ISI>://000085409600024 >.

HOORNAERT, S.; GODOI, R. H. M.; VAN GRIEKEN, R. Elemental and single particle aerosol characterisation at a background station in Kazakhstan. **Journal of Atmospheric Chemistry**, v. 48, n. 3, p. 301-315, Jul 2004. ISSN 0167-7764. Disponível em: < <Go to ISI>://000224389700006 >.

HORIUCHI, K. et al. Ice core record of Be-10 over the past millennium from Dome Fuji, Antarctica: A new proxy record of past solar activity and a powerful tool for stratigraphic dating. **Quaternary Geochronology**, v. 3, n. 3, p. 253-261, Aug 2008. ISSN 1871-1014. Disponível em: < <Go to ISI>://000255694300010 >.

HUGENHOLTZ, P.; GOEBEL, B. M.; PACE, N. R. Impact of culture-independent studies on the emerging phylogenetic view of bacterial diversity. **Journal of Bacteriology**, v. 180, n. 18, p. 4765-4774, Sep 1998. ISSN 0021-9193. Disponível em: < <Go to ISI>://000075979900001 >.

HUGHES, J. B. et al. Counting the uncountable: Statistical approaches to estimating microbial diversity. **Applied and Environmental Microbiology**, v. 67, n. 10, p. 4399-4406, Oct 2001. ISSN 0099-2240. Disponível em: < <Go to ISI>://000171237700001 >.

HUNKAPILLER, T. et al. Large-Scale and Automated DNA-Sequence Determination. **Science**, v. 254, n. 5028, p. 59-67, Oct 4 1991. ISSN 0036-8075. Disponível em: < <Go to ISI>://A1991GH60500028 >.

IRIONDO, M. Patagonian dust in Antarctica. **Quaternary International**, v. 68, p. 83-86, 2000. ISSN 1040-6182. Disponível em: < <Go to ISI>://000089483800009 >.

JACOBSON, M. Z. Strong radiative heating due to the mixing state of black carbon in atmospheric aerosols. **Nature**, v. 409, n. 6821, p. 695-697, Feb 8 2001. ISSN 0028-0836. Disponível em: < <Go to ISI>://000166816400037 >.

JOJO, P. J. et al. Microanalysis of Uranium in Antarctica Soil Samples Using Fission-Track Method. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry-Articles**, v. 191, n. 2, p. 381-386, Apr 1995. ISSN 0236-5731. Disponível em: < <Go to ISI>://A1995QZ71500017 >.

JOURDAIN, B.; LEGRAND, M. Seasonal variations of atmospheric dimethylsulfide, dimethylsulfoxide, sulfur dioxide, methanesulfonate, and non-sea-salt sulfate aerosols at Dumont d'Urville (coastal Antarctica) (December 1998 to July 1999).

**Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 106, n. D13, p. 14391-14408, Jul 16 2001. ISSN 0747-7309. Disponível em: < <Go to ISI>://000169903900016 >.

JOUZEL, J. et al. Extending the Vostok Ice-Core Record of Paleoclimate to the Penultimate Glacial Period. **Nature**, v. 364, n. 6436, p. 407-412, Jul 29 1993. ISSN 0028-0836. Disponível em: < <Go to ISI>://A1993LP64000044 >.

JOUZEL, J. et al. Vostok Ice Core - a Continuous Isotope Temperature Record over the Last Climatic Cycle (160,000 Years). **Nature**, v. 329, n. 6138, p. 403-408, Oct 1 1987. ISSN 0028-0836. Disponível em: < <Go to ISI>://A1987K211300049 >.

KAUFMAN, Y. J. et al. Smoke, Clouds, and Radiation - Brazil (SCAR-B) experiment. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 103, n. D24, p. 31783-31808, Dec 27 1998. ISSN 0747-7309. Disponível em: < <Go to ISI>://000077967000021 >.

KAUPPINEN, E. I. et al. Radioactivity Size Distributions of Ambient Aerosols in Helsinki, Finland, during May 1986 after the Chernobyl Accident - Preliminary-Report. **Environmental Science & Technology**, v. 20, n. 12, p. 1257-1259, Dec 1986. ISSN 0013-936X. Disponível em: < <Go to ISI>://A1986F016100014 >.

KEELEY, S. P. E. et al. Is Antarctic climate most sensitive to ozone depletion in the middle or lower stratosphere? **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 22, p. -, Nov 28 2007. ISSN 0094-8276. Disponível em: < <Go to ISI>://000251345000002 >.

KERR, R. A. Antarctic Ozone Hole Is Still Deepening. **Science**, v. 232, n. 4758, p. 1602-1602, Jun 27 1986. ISSN 0036-8075. Disponível em: < <Go to ISI>://A1986C826900019 >.

KIEHL, J. T.; BOVILLE, B. A.; BRIEGLEB, B. P. Response of a General-Circulation Model to a Prescribed Antarctic Ozone Hole. **Nature**, v. 332, n. 6164, p. 501-504, Apr 7 1988. ISSN 0028-0836. Disponível em: < <Go to ISI>://A1988M823000045 >.

KIRK-DAVIDOFF, D. B. et al. The effect of climate change on ozone depletion through changes in stratospheric water vapour. **Nature**, v. 402, n. 6760, p. 399-401, Nov 25 1999. ISSN 0028-0836. Disponível em: < <Go to ISI>://000083913600052 >.

KLIMEK, M. Influence of Atmospheric Ozone Layer on Solar Uv-Radiation of Earth Surface and Photobiological Consequences of Their Changes. **Studia Biophysica**, v. 52, n. 1, p. 1-12, 1975. ISSN 0081-6337. Disponível em: < <Go to ISI>://A1975AR33400001 >.

KOCH, D.; HANSEN, J. Distant origins of Arctic black carbon: A Goddard Institute for Space Studies ModelE experiment. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 110, n. D4, p. -, Feb 25 2005. ISSN 0148-0227. Disponível em: < <Go to ISI>://000227526200002 >.

KREUTZ, K. J. et al. The effect of spatial and temporal accumulation rate variability in West Antarctica on soluble ion deposition. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 16, p. 2517-2520, Aug 15 2000. ISSN 0094-8276. Disponível em: < <Go to ISI>://000088771500042 >.

LEITE, A. C. R.; SCOTT, F. B.; EVANGELISTA, L. G. Scanning electron microscope observations on third-instar *Gasterophilus nasalis* (Diptera : Oestridae). **Journal of Medical Entomology**, v. 36, n. 6, p. 643-648, Nov 1999. ISSN 0022-2585. Disponível em: < <Go to ISI>://000083719200001 >.

LI, F. Y.; GINOUX, P.; RAMASWAMY, V. Transport of Patagonian dust to Antarctica. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 115, p. -, Sep 28 2010. ISSN 0148-0227. Disponível em: < <Go to ISI>://000282506800001 >.

LI, F. Y. et al. Toward understanding the dust deposition in Antarctica during the Last Glacial Maximum: Sensitivity studies on plausible causes. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 115, p. -, Dec 30 2010. ISSN 0148-0227. Disponível em: < <Go to ISI>://000285837500004 >.

LIU, J. P.; CURRY, J. A.; MARTINSON, D. G. Interpretation of recent Antarctic sea ice variability. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 2, p. -, Jan 22 2004. ISSN 0094-8276. Disponível em: < <Go to ISI>://000188671500001 >.

LONGO, K. M. et al. Correlation between smoke and tropospheric ozone concentration in Cuiaba during Smoke, Clouds, and Radiation-Brazil (SCAR-B). **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 104, n. D10, p. 12113-12129, May 27 1999. ISSN 0747-7309. Disponível em: < <Go to ISI>://000080566500018 >.

MAHER, B. A. et al. Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum. **Earth-Science Reviews**, v. 99, n. 1-2, p. 61-97, Apr 2010. ISSN 0012-8252. Disponível em: < <Go to ISI>://000277555100005 >.

MAHLMAN, J. D.; PINTO, J. P.; UMSCHIED, L. J. Transport, Radiative, and Dynamical Effects of the Antarctic Ozone Hole - a Gfdl Skyhi Model Experiment. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 4, p. 489-508, Feb 15 1994. ISSN 0022-4928. Disponível em: < <Go to ISI>://A1994MX66400002 >.

MARGULIES, M. et al. Genome sequencing in microfabricated high-density picolitre reactors. **Nature**, v. 437, n. 7057, p. 376-380, Sep 15 2005. ISSN 0028-0836. Disponível em: < <Go to ISI>://000231849100045 >.

MARSHALL, G. J. Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses. **Journal of Climate**, v. 16, n. 24, p. 4134-4143, Dec 2003. ISSN 0894-8755. Disponível em: < <Go to ISI>://000187019300009 >.

MARSHALL, W. A. Biological particles over Antarctica. **Nature**, v. 383, n. 6602, p. 680-680, Oct 24 1996. ISSN 0028-0836. Disponível em: < <Go to ISI>://A1996VN91800038 >.

MAZZULLO, J.; MAGENHEIMER, S. The Original Shapes of Quartz Sand Grains. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 57, n. 3, p. 479-487, May 1987. ISSN 0022-4472. Disponível em: < <Go to ISI>://A1987H224900009 >.

MEGER, D. G. Material Particulado suspenso e macroconstituintes ionicos em um reservatório de abastecimento: o caso do rio passaúna, Curiba, Paraná, Brasil. **dissertação de mestrado**, 2007, Centro Universitário Positivo.

MCCONNELL, J. R. et al. 20th-Century doubling in dust archived in an Antarctic Peninsula ice core parallels climate change and desertification in South America. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 104, n. 14, p. 5743-5748, Apr 3 2007. ISSN 0027-8424. Disponível em: < <Go to ISI>://000245657600010 >.

MCCONNELL, J. R. et al. 20th-century industrial black carbon emissions altered arctic climate forcing. **Science**, v. 317, n. 5843, p. 1381-1384, Sep 7 2007. ISSN 0036-8075. Disponível em: < <Go to ISI>://000249377500043 >.

MEEHL, G. A.; HURRELL, J. W.; VAN LOON, H. A modulation of the mechanism of the semiannual oscillation in the Southern Hemisphere. **Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 50, n. 4, p. 442-450, Aug 1998. ISSN 0280-6495. Disponível em: < <Go to ISI>://000076077100005 >.

MONAGHAN, A. J. et al. Recent variability and trends of Antarctic near-surface temperature. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 113, n. D4, p. -, Feb 22 2008. ISSN 0148-0227. Disponível em: < <Go to ISI>://000253531700006 >.

MONAGHAN, A. J.; BROMWICH, D. H.; SCHNEIDER, D. P. Twentieth century Antarctic air temperature and snowfall simulations by IPCC climate models. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 7, p. -, Apr 5 2008. ISSN 0094-8276. Disponível em: < <Go to ISI>://000254716800002 >.

NAWROCKI, E. P.; EDDY, S. R. Query-dependent banding (QDB) for faster RNA similarity searches. **Plos Computational Biology**, v. 3, n. 3, p. 540-554, Mar 2007. ISSN 1553-734X. Disponível em: < <Go to ISI>://000246191000020 >.

NISHIZUMI, K.; ELMORE, D.; KUBIK, P. W. Update on Terrestrial Ages of Antarctic Meteorites. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 93, n. 3-4, p. 299-313, Jul 1989. ISSN 0012-821X. Disponível em: < <Go to ISI>://A1989AH12800001 >.

OESCHGER, H. Accelerator Mass-Spectrometry and Ice Core Research. **Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section B-Beam Interactions with Materials and Atoms**, v. 29, n. 1-2, p. 196-202, Nov 1987. ISSN 0168-583X. Disponível em: < <Go to ISI>://A1987L301300044 >.

PARISSE, C.; BRION, J.; MALICET, J. UV absorption spectrum of ozone: Structure analysis and study of the isotope effect in the Hartley system. **Chemical Physics Letters**, v. 248, n. 1-2, p. 31-36, Jan 5 1996. ISSN 0009-2614. Disponível em: < <Go to ISI>://A1996TN65500006 >.

PATRIS, N. et al. First sulfur isotope measurements in central Greenland ice cores along the preindustrial and industrial periods. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 107, n. D11, p. -, Jun 2002. ISSN 0747-7309. Disponível em: < <Go to ISI>://000178897700018 > .

PEREIRA, K. C. D. et al. Transport of crustal microparticles from Chilean Patagonia to the Antarctic Peninsula by SEM-EDS analysis. **Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology**, v. 56, n. 3, p. 262-275, Jul 2004. ISSN 0280-6509. Disponível em: < <Go to ISI>://000222638100007 > .

PERLWITZ, J. et al. Impact of stratospheric ozone hole recovery on Antarctic climate. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 8, p. -, Apr 26 2008. ISSN 0094-8276. Disponível em: < <Go to ISI>://000255458800002 > .

PETIT, J. R.; BRIAT, M.; ROYER, A. Ice-Age Aerosol Content from East Antarctic Ice Core Samples and Past Wind Strength. **Nature**, v. 293, n. 5831, p. 391-394, 1981. ISSN 0028-0836. Disponível em: < <Go to ISI>://A1981MH63200035 > .

PETIT, J. R. et al. Palaeoclimatological and Chronological Implications of the Vostok Core Dust Record. **Nature**, v. 343, n. 6253, p. 56-58, Jan 4 1990. ISSN 0028-0836. Disponível em: < <Go to ISI>://A1990CG61400051 > .

RAMANA, M. V. et al. Warming influenced by the ratio of black carbon to sulphate and the black-carbon source. **Nature Geoscience**, v. 3, n. 8, p. 542-545, Aug 2010. ISSN 1752-0894. Disponível em: < <Go to ISI>://000281467500013 > .

RAMASWAMY, V.; SCHWARZKOPF, M. D.; RANDEL, W. J. Fingerprint of ozone depletion in the spatial and temporal pattern of recent lower-stratospheric cooling. **Nature**, v. 382, n. 6592, p. 616-618, Aug 15 1996. ISSN 0028-0836. Disponível em: < <Go to ISI>://A1996VC30300049 > .

RANDEL, W. J.; WU, F. Cooling of the arctic and antarctic polar stratospheres due to ozone depletion. **Journal of Climate**, v. 12, n. 5, p. 1467-1479, May 1999. ISSN 0894-8755. Disponível em: < <Go to ISI>://000080145700008 > .

REIJMER, C. H.; VAN DEN BROEKE, M. R. Moisture source of precipitation in Western Dronning Maud Land, Antarctica. **Antarctic Science**, v. 13, n. 2, p. 210-220, Jun 2001. ISSN 0954-1020. Disponível em: < <Go to ISI>://000171009900014 > .

RODRIGUEZ, I.; GALI, S.; MARCOS, C. Atmospheric inorganic aerosol of a non-industrial city in the centre of an industrial region of the North of Spain, and its possible influence on the climate on a regional scale. **Environmental Geology**, v. 56, n. 8, p. 1551-1561, Feb 2009. ISSN 0943-0105. Disponível em: < <Go to ISI>://000263074200006 > .

SAKUGAWA, H. et al. Atmospheric Hydrogen-Peroxide. **Environmental Science & Technology**, v. 24, n. 10, p. 1452-1462, Oct 1990. ISSN 0013-936X. Disponível em: < <Go to ISI>://A1990EA64600005 > .

SANGER, F.; COULSON, A. R. Rapid Method for Determining Sequences in DNA by Primed Synthesis with DNA-Polymerase. **Journal of Molecular Biology**, v. 94, n. 3, p. 441-&, 1975. ISSN 0022-2836. Disponível em: < <Go to ISI>://A1975AF21300009 >.

SANHUEZA, E. Depletion of Stratospheric Ozone-Layer. **Acta Cientifica Venezolana**, v. 28, n. 3, p. 178-196, 1977. ISSN 0001-5504. Disponível em: < <Go to ISI>://A1977EB78800002 >.

SCHLOSS, P. D. et al. Introducing mothur: Open-Source, Platform-Independent, Community-Supported Software for Describing and Comparing Microbial Communities. **Applied and Environmental Microbiology**, v. 75, n. 23, p. 7537-7541, Dec 1 2009. ISSN 0099-2240. Disponível em: < <Go to ISI>://000271944800028 >.

SCHMAILZL, U. The Ozone Hole and Its Possible Consequences. **Forstwissenschaftliches Centralblatt**, v. 106, n. 4-5, p. 248-262, Sep 1987. ISSN 0015-8003. Disponível em: < <Go to ISI>://A1987J918300007 >.

SCHWARZ, J. P. et al. Single-particle measurements of midlatitude black carbon and light-scattering aerosols from the boundary layer to the lower stratosphere. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 111, n. D16, p. -, Aug 29 2006. ISSN 0148-0227. Disponível em: < <Go to ISI>://000240333000004 >.

SHENDURE, J.; JI, H. L. Next-generation DNA sequencing. **Nature Biotechnology**, v. 26, n. 10, p. 1135-1145, Oct 2008. ISSN 1087-0156. Disponível em: < <Go to ISI>://000259926000028 >.

SHINDELL, D. T. Climate and ozone response to increased stratospheric water vapor. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 8, p. 1551-1554, Apr 15 2001. ISSN 0094-8276. Disponível em: < <Go to ISI>://000168066100037 >.

SHINE, K. P. On the Modeled Thermal Response of the Antarctic Stratosphere to a Depletion of Ozone. **Geophysical Research Letters**, v. 13, n. 12, p. 1331-1334, Nov 1986. ISSN 0094-8276. Disponível em: < <Go to ISI>://A1986F296700038 >.

SIMMONDS, I.; KEAY, K. Mean Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior in the 40-year NCEP-NCAR reanalysis. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 873-885, Mar 1 2000a. ISSN 0894-8755. Disponível em: < <Go to ISI>://000085696400001 >.

SIMMONDS, I.; KEAY, K. Variability of Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior, 1958-97. **Journal of Climate**, v. 13, n. 3, p. 550-561, Feb 1 2000b. ISSN 0894-8755. Disponível em: < <Go to ISI>://000086303500003 >.

SIMMONDS, I.; KEAY, K.; LIM, E. P. Synoptic activity in the seas around Antarctica. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 2, p. 272-288, Feb 2003. ISSN 0027-0644. Disponível em: < <Go to ISI>://000180471000002 >.

SMITH, S. J.; PITCHER, H.; WIGLEY, T. M. L. Global and regional anthropogenic sulfur dioxide emissions. **Global and Planetary Change**, v. 29, n. 1-2, p. 99-119, May 2001. ISSN 0921-8181. Disponível em: < <Go to ISI>://000169671900005 >.

SON, S. W. et al. Impact of stratospheric ozone on Southern Hemisphere circulation change: A multimodel assessment. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 115, p. -, Oct 13 2010. ISSN 0148-0227. Disponível em: < <Go to ISI>://000283084500009 >.

SON, S. W. et al. The impact of stratospheric ozone recovery on the Southern Hemisphere westerly jet. **Science**, v. 320, n. 5882, p. 1486-1489, Jun 13 2008. ISSN 0036-8075. Disponível em: < <Go to ISI>://000256676400042 >.

STEIG, E. J. et al. Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. **Nature**, v. 457, n. 7228, p. 459-U4, Jan 22 2009. ISSN 0028-0836. Disponível em: < <Go to ISI>://000262519200042 >.

STEPHENS, M.; TURNER, N.; SANDBERG, J. Particle identification by laser-induced incandescence in a solid-state laser cavity. **Applied Optics**, v. 42, n. 19, p. 3726-3736, Jul 1 2003. ISSN 0003-6935. Disponível em: < <Go to ISI>://000183901700003 >.

THOMAS, E. R. et al. Ice core evidence for significant 100-year regional warming on the Antarctic Peninsula. **Geophysical Research Letters**, v. 36, p. -, Oct 24 2009. ISSN 0094-8276. Disponível em: < <Go to ISI>://000271130200003 >.

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M.; HEGERL, G. C. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 1018-1036, Mar 1 2000. ISSN 0894-8755. Disponível em: < <Go to ISI>://000085696400011 >.

THOMPSON, L. G.; MOSLEYTHOMPSON, E. Microparticle Concentration Variations Linked with Climatic-Change - Evidence from Polar Ice Cores. **Science**, v. 212, n. 4496, p. 812-815, 1981. ISSN 0036-8075. Disponível em: < <Go to ISI>://A1981LN45600021 >.

THOMPSON, L. G. et al. Late-Glacial Stage and Holocene Tropical Ice Core Records from Huascaran, Peru. **Science**, v. 269, n. 5220, p. 46-50, Jul 7 1995. ISSN 0036-8075. Disponível em: < <Go to ISI>://A1995RG98000026 >.

TOGGWEILER, J. R. Shifting Westerlies. **Science**, v. 323, n. 5920, p. 1434-1435, Mar 13 2009. ISSN 0036-8075. Disponível em: < <Go to ISI>://000264101700024 >.

TURNER, J. et al. Spatial variability of Antarctic Peninsula net surface mass balance. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 107, n. D13, p. -, Jul 2002. ISSN 0747-7309. Disponível em: < <Go to ISI>://000178977100012 >.

VANDENBROEKE, M.; BINTANJA, R. The Interaction of Katabatic Winds and the Formation of Blue-Ice Areas in East Antarctica. **Journal of Glaciology**, v. 41, n. 138,

p. 395-407, 1995. ISSN 0022-1430. Disponível em: <<Go to ISI>://A1995RT56700015 >.

VANROIJEN, J. et al. A correction for in-situ C-14 in Antarctic ice with (CO)-C-14. **Radiocarbon**, v. 37, n. 2, p. 165-169, 1995. ISSN 0033-8222. Disponível em: <<Go to ISI>://A1995UD86800012 >.

VAUGHAN, D. G. et al. Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. **Climatic Change**, v. 60, n. 3, p. 243-274, Oct 2003. ISSN 0165-0009. Disponível em: <<Go to ISI>://000185796600002 >.

WANG, Q. et al. Naive Bayesian classifier for rapid assignment of rRNA sequences into the new bacterial taxonomy. **Applied and Environmental Microbiology**, v. 73, n. 16, p. 5261-5267, Aug 2007. ISSN 0099-2240. Disponível em: <<Go to ISI>://000248825900024 >.

WEDEPOHL, K. H. Chemical-Composition and Fractionation of the Continental-Crust. **Geologische Rundschau**, v. 80, n. 2, p. 207-223, 1991. ISSN 0016-7835. Disponível em: <<Go to ISI>://A1991GD47200003 >.

WEDEPOHL, K. H. The Composition of the Continental-Crust. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, v. 59, n. 7, p. 1217-1232, Apr 1995. ISSN 0016-7037. Disponível em: <<Go to ISI>://A1995QT16600001 >.

WOLFF, E. W. et al. Southern Ocean sea-ice extent, productivity and iron flux over the past eight glacial cycles. **Nature**, v. 440, n. 7083, p. 491-496, Mar 23 2006. ISSN 0028-0836. Disponível em: <<Go to ISI>://000236176100047 >.

YASUNARI, T. J. et al. Estimated impact of black carbon deposition during pre-monsoon season from Nepal Climate Observatory - Pyramid data and snow albedo changes over Himalayan glaciers. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 14, p. 6603-6615, 2010. ISSN 1680-7316. Disponível em: <<Go to ISI>://000280515600013 >.

ZUO, Y. G.; HOIGNE, J. Formation of Hydrogen-Peroxide and Depletion of Oxalic-Acid in Atmospheric Water by Photolysis of Iron(III) Oxalato Complexes. **Environmental Science & Technology**, v. 26, n. 5, p. 1014-1022, May 1992. ISSN 0013-936X. Disponível em: <<Go to ISI>://A1992HR62300032 >.

## APÊNDICE A

Amostra	Organic	Al	Cl	Cu	Fe	Ni	S	Si
PH1	30,75	7,25			8			24,5
PH2	45,25						2,25	31,75
PH3	74,25	3,75	2		3,25			
PH4	17,25	2,5			13		12,25	20,75
PH5	59,75	3,5			8,5			16,5
PH6	33,75	4			7,5		2,5	28,25
PH7	45	7			5,25			24,25
PH8	85,5	2,5			2,5			2,5
PH9	45,25	4			5,5			22
PH10	68	4			6			10,5
PH11	46,5	4,25						30,5
PH12	47,5	9,75			6,25			19,75
PH13	64,75	6,5			3			18,75
PH14	77,25	5		0,5	5,75			
PH15	92,25	1,75			3			
PH16	51,32		0,37		6,41			20,37
PH17	80,5	1			3			8
PH18	33,5	16,5			9,5			14
PH19	84,25	3,5					3	
PH20	67,5				1,25			13
PH21	47,25	3,25			12,5		3,25	17
PH22	30	7,25			15,5			18
PH23	28	2,75	0,75					19,75
PH24	24	4,75			13,75			22,5
PH25	82,25	1,25			2,25			
PH26	27,75	3,75			6,25			18,75
PH27	28,25	6,25			18,75			13,25
PH28	45,25	4,75						15,5
PH29	63,5	11,5	2		1,75			
PH30	57,5	4,5			4,75			14,25
PH31	31,75	4			9			12,75
PH32	28,75	2,5	2		13,75	4,5		12,75
PH33	23,25	3,5			20,5			20,75
PH34	28,75	6,25						12,75
PH35	81,75	1			4			
PH36	56,5	3,25			13,5			10
PH37	7	2,5			17,5			15,75
PH38	39,75	5			7,75			17,25
PH39	31	9,5			21,75			14,75
PH40	33,6	6,4			11,3		1,4	17,1
PH41	24	3,5			20			15
PH42	25,75	8			28			13
PH43	16,25	9,5			27			12,5
PH45	17,25	16,25			12,25			15,25
<b>% total</b>	<b>46,1175</b>	<b>4,952273</b>	<b>0,16182</b>	<b>0,011364</b>	<b>8,624091</b>	<b>0,102273</b>	<b>0,560227</b>	<b>14,40841</b>

Ti	AlSi	Al Ti	AlSi-Cl	AlSi-Fe	AlSi-Mg	AlSi-S	AlSi-Ti
2	19,25			4			
	9,25				5,5		
1	9,75						
3,75	29						
	8,75						
1,25	20,25						
1	14						
	2,25						
0,5	17,5				3,5		
1	6						
2	8,25			4			
0,75	16						
1,5	5						
1,5	8,25	0,75			1		
	3						
2,26	15,47				3,77		
	7,5						
1,75	21						
	6,75						
0,75	17,5						
0,5	14,25						
1,25	17,75			6,5			
1,5	36,75			9			
	26,75	2,5					
	14,25						
	38,75			3,25		1,5	
	29,75				3,75		
	26,5						
	17,75		2	1,5			
0,75	15,25						
1,25	30				7		
	31			3,5			
0,75	31,25						
	34,5	2		7,5			
	8,25			2,25			
1,75	13				2		
2,25	45,25				4,25		
1,75	16,5			6,5			
1,25	13,25			3,5	3,5		
3,8	18				5,8		
	17,25			6,5			
4,25	21						
2,25	23,5			9			
	27,75			3,75	2,75	3	1,75
1,007045	18,47659	0,119318	0,045455	1,6079545	0,973182	0,102273	0,039773

AISI / FeCl	Fe-Cr	FeSi	Fe-Cr-W	KCl	SiCl	SIS	SIS Cu
		2,25				2	
	6						
	2	1,25					
		0,75			1,25		
					2,5		
	3,5						
		1,25					3,5
		1,75					
		4,5				4,5	
			3,75				
						2,5	
					2		
		3,75					
		1,5					
		3,5				2,25	
		7					
3							
		4,25					
	1,25						
		8,25					
		1,25				0,75	
				0,75	4,75		
		2,6					
		9				1,5	
0,068181818	0,289773	1,201136	0,085227273	0,017045	0,238636	0,3068182	0,079545

SZn	TiSi	V-Cr	V-Fe	V Cr Fe W	V Cr Si	Diam medio
						1,662
						7,864
2,75						1,309
		1,5				1,602
	1					1,354
						1,464
						2,946
						1,411
						1,956
						1,837
						1,607
						2,688
			0,5			2,256
						1,746
						1,836
						2,056
						1,377
						1,658
						1,863
						1,29
						1,271
						1,39
						1,646
						1,401
						1,51
						1,457
						1,507
	1					1,742
						1,262
						1,34
						1,489
						1,242
						1,421
						1,895
	0,75					1,274
						1,36
				3,25	2,25	1,471
						1,582
			1,5			1,415
						1,454
	3,25					1,311
						1,43
						1,504
						1,379

0,0625	0,136364	0,034091	0,04545455	0,073863636	0,051136364	
--------	----------	----------	------------	-------------	-------------	--

## APÊNDICE B

Ano	Media D	N. Dados por ano	Ano correspondente	Dados / ano / filtro
2008	-131,325	13	2008	8
2007	-287,128	8	08 07	5 e 4
2006	-297,829	7	07 06	4 e 5
2005	-295,581	9	06 05	2 e 7
2004	-286,601	16	05 04	2 e 7
2003	-287,773	8	4	9
2002	-290,854	9	03 02	8 e 1
2001	-300,786	11	02 01	8 e 1
2000	-308,882	10	1	9
1999	-305,172	5	01 00	1 e 8
1998	-293,358	5	00 99 98	2 e 5 e 2
1997	-297,181	4	98 97 96	3 e 4 e 2
1996	-303,572	4	96 95	2 e 7
1995	-295,442	7	94 93	4 e 5
1994	-296,872	4	92 91	7 e 2
1993	-304,93	5	91 90	3 e 6
1992	-299,422	7	90 89	3 e 6
1991	-296,912	5	89 88	3 e 6
1990	-298,293	9	88 87 86	2 e 6 e 1
1989	-299,62	9	86 85	5 e 4
1988	-293,761	8	85	9
1987	-300,007	6	85	9
1986	-296,435	6	85 84	7 e 2
1985	-304,743	29	84 83	6 e 3
1984	-298,533	8	83	9
1983	-303,014	14	83 82	2 e 7
1982	-294,317	18	82	9
1981	-291,366	9	82 81	2 e 7
1980	-293,679	5	81 80 79	2 e 5 e 2
1979	-295,794	5	79 78 77	3 e 4 e 2
1978	-293,907	4	77 76 75	3 e 5 e 1
1977	-290,69	5	75	9
1976	-291,878	5	75	9
1975	-297,211	20	75 74	1 e 8
1974	-297,862	10	74 73	2 e 7
1973	-302,81	8	73 72	1 e 8
1972	-303,533	12	72 71	4 e 5
1971	-294,224	17	71	9
1970	-279,152	8	71 70	3 e 6
1969	-302,941	22	70 69	2 e 7
1968	-304,538	6	69	9
1967	-286,927	7	69 68	6 e 3
1966	-297,214	6	68 67	3 e 6
1965	-294,98	5	67 66 65	1 e 6 e 2
			65	3

2008	2007	2006	2005	2004	2003	2002	2001	2000	1999
-319,70	-261,48	-285,10	-278,14	-266,17	-265,63	-248,08	-282,34	-290,22	-293,69
-308,59	-278,51	-292,84	-289,75	-272,07	-284,42	-279,01	-302,65	-314,74	-316,33
-295,28	-304,27	-323,71	-307,06	-278,97	-294,15	-298,56	-303,24	-316,40	-321,63
-302,27	-290,30	-315,10	-314,79	-286,06	-309,36	-309,06	-299,04	-297,44	-308,62
-303,79	-295,53	-296,23	-308,27	-302,43	-311,29	-302,04	-316,38	-304,97	-285,59
-305,69	-291,33	-290,27	-295,71	-297,73	-293,67	-295,20	-308,06	-320,87	
-298,12	-287,71	-281,54	-292,31	-292,15	-275,46	-299,62	-300,91	-318,03	
-292,12	-287,90		-306,07	-297,35	-268,20	-300,50	-316,66	-323,36	
-297,64			-268,13	-305,11		-285,61	-320,47	-308,30	
-297,63				-295,30			-279,12	-294,48	
-292,04				-294,38			-279,76		
-268,72				-284,00					
-264,65				-282,90					
				-280,11					
				-271,27					
				-279,63					

1998	1997	1996	1995	1994	1993	1992	1991	1990	1989
-272,28	-295,58	-290,12	-293,98	-294,58	-306,23	-296,21	-292,70	-294,37	-287,74
-286,65	-308,44	-320,39	-300,33	-306,07	-312,13	-301,30	-306,11	-303,54	-300,14
-310,33	-297,74	-309,24	-312,07	-297,60	-302,03	-314,04	-305,62	-295,36	-316,32
-302,94	-286,97	-294,54	-309,01	-289,24	-298,25	-322,22	-294,59	-293,59	-304,89
-294,58			-295,73		-306,02	-296,12	-285,55	-306,43	-289,15
			-278,16			-270,41		-310,42	-319,09
			-278,82			-295,67		-310,05	-297,78
								-289,68	-299,11
								-281,19	-282,37

1988	1987	1986	1985	1984	1983	1982	1981	1980	1979
-299,23	-286,44	-276,82	-293,97	-274,96	-304,12	-297,28	-286,23	-287,45	-295,35
-301,62	-302,42	-313,86	-304,58	-285,04	-305,69	-286,26	-266,36	-308,63	-296,02
-289,34	-314,48	-315,26	-307,73	-289,15	-316,12	-288,90	-273,98	-301,55	-301,95
-301,37	-298,98	-280,98	-304,72	-300,50	-321,38	-296,21	-289,53	-285,20	-298,64
-290,97	-309,16	-304,69	-296,49	-322,08	-318,94	-301,06	-310,29	-285,55	-287,01
-291,55	-288,56	-287,00	-309,44	-314,62	-321,79	-318,87	-305,70		
-289,13			-304,83	-295,45	-324,84	-331,84	-298,71		
-286,87			-296,43	-306,48	-314,72	-319,10	-299,19		
			-307,78		-288,92	-307,58	-292,30		
			-306,24		-285,21	-304,98			
			-303,21		-279,52	-286,73			
			-307,88		-281,49	-280,21			
			-308,69		-287,66	-297,70			
			-304,39		-291,79	-284,16			
			-320,64			-267,15			
			-327,80			-275,21			
			-307,36			-281,38			
			-326,66			-273,07			
			-331,60						
			-319,51						
			-305,11						

-301,89  
 -294,25  
 -306,47  
 -312,72  
 -294,97  
 -277,81  
 -279,15  
 -275,24

1978	1977	1976	1975	1974	1973	1972	1971	1970	1969
-293,77	-275,50	-299,43	-302,28	-273,04	-296,69	-296,99	-283,11	-277,87	-261,43
-299,04	-295,56	-308,52	-305,11	-293,30	-299,59	-308,25	-308,71	-288,30	-269,01
-296,47	-300,80	-305,27	-295,86	-285,99	-305,24	-316,05	-297,19	-291,36	-281,16
-286,35	-295,43	-265,07	-293,50	-294,57	-310,87	-316,49	-291,19	-289,66	-290,26
	-286,16	-281,10	-311,93	-304,78	-306,57	-307,72	-301,62	-288,80	-289,76
			-307,13	-299,91	-310,32	-316,65	-305,57	-275,61	-278,75
			-304,63	-309,79	-303,40	-318,56	-311,23	-261,25	-288,27
			-296,21	-321,10	-289,80	-301,08	-314,51	-260,37	-295,39
			-306,11	-302,17		-302,13	-305,17		-305,52
			-311,63	-293,97		-288,90	-297,77		-320,03
			-296,56			-291,19	-300,42		-325,41
			-299,74			-278,36	-295,75		-313,93
			-299,22				-284,90		-313,19
			-293,29				-280,57		-324,69
			-288,17				-284,58		-317,32
			-294,05				-274,99		-317,62
			-293,25				-264,54		-333,82
			-286,34						-313,75
			-285,76						-306,53
			-273,46						-300,71
									-307,09
									-311,05

1968	1967	1966	1965 incompleto
-302,04	-289,66	-288,16	-292,77
-302,91	-287,11	-305,34	-298,54
-307,46	-294,19	-300,57	-303,91
-314,11	-301,86	-298,71	-287,20
-307,54	-289,35	-294,14	-292,47
-293,17	-272,05	-296,36	
	-274,27		

## APÊNDICE C

	<i>AlSi</i>	<i>Al</i>	<i>Fe</i>	<i>Si</i>	<i>Ti</i>	<i>Orgânicos</i>	<i>Vanádios</i>	<i>Enxofres</i>	<i>Antrop</i>
AlSi	1								
Al	0,116216	1							
Fe	0,543284	0,242862	1						
Si	-0,13195	-0,05783	-0,19702	1					
Ti	0,198698	0,021417	0,606553	-0,07833	1				
Orgânicos	-0,80522	-0,30563	-0,80094	-0,08737	-0,42306	1			
Vanádios	0,223931	-0,0398	0,293811	-0,12102	0,238339	-0,28413	1		
Enxofres	0,188105	-0,30996	0,100817	-0,04706	-0,06535	-0,16167	0,126749	1	
Antrop	-0,07674	0,006443	-0,11874	0,176949	-0,23621	0,052473	-0,09825	0,255971	1
SH Temp em C	-0,44809	-0,10988	-0,55851	0,386814	-0,14347	0,406048	-0,24263	-0,06777	0,2384
NINO3	-0,04594	-0,18091	-0,20251	-0,03426	0,000957	0,27059	-0,11628	-0,07515	-0,24848
NINO4	-0,26739	-0,17135	-0,26804	-0,02169	0,071577	0,376269	-0,26843	-0,13694	-0,13986
NINO3,4	-0,12635	-0,19604	-0,20139	-0,081	0,038826	0,322399	-0,18186	-0,08613	-0,22616
MEI	-0,18936	-0,12504	-0,30091	0,146281	-0,16004	0,390403	-0,30434	-0,27784	-0,28499
SOI	0,152355	0,233135	0,285533	-0,05786	0,009854	-0,37161	0,28962	0,136168	0,278334
AOI	0,019856	-0,00722	0,256793	0,138485	-0,13171	-0,19005	0,035573	-0,12467	-0,13588
O3 hole area (km2)	-0,53145	-0,28295	0,035862	0,450885	0,18943	0,124994	0,296737	0,143054	0,155686
Minimum O3 (DU)	0,530002	0,308196	-0,04211	-0,4469	-0,18602	-0,1453	-0,2628	-0,17231	-0,12576
Diam medio	0,218487	0,238313	0,212145	-0,26326	0,136292	-0,0678	0,066251	-0,23372	-0,42204
D Medio (PHMJ)	-0,20939	-0,2225	-0,20902	0,264577	-0,14434	0,055773	-0,06729	0,232402	0,426535
N. Dados (fatias 10cm)	-0,24407	-0,15568	-0,17795	0,043487	-0,30205	0,090204	-0,10805	0,253879	0,273114
Acum. WDC05Q	-0,09971	0,076657	-0,04732	-0,26053	0,005565	0,229253	-0,149	-0,28987	-0,10816
Acum. WDC05A	0,089191	-0,02667	-0,00451	-0,06309	-0,09636	0,094467	-0,07324	-0,03805	0,075282
Acum. ITASE_00-1	0,234407	-0,15789	0,040202	0,32004	0,039384	-0,18513	0,051832	0,047864	-0,07217
Winds Around Antarctica	-0,62981	-0,06493	-0,51642	0,510537	-0,26051	0,414439	-0,27569	-0,14595	0,295822
O3 Dobson october	0,500346	0,252271	0,591896	-0,5387	0,179253	-0,48139	0,241775	0,136605	-0,10205
SAM media anual	-0,29141	-0,15106	-0,34576	0,399468	-0,22694	0,215109	-0,23164	-0,23198	-0,10461
Acumulação (EqH2O)	0,465632	-0,14523	0,431687	-0,152	0,210987	-0,42768	0,240826	0,256857	0,007236

<i>SH Temp em C</i>	<i>NINO3</i>	<i>NINO4</i>	<i>NINO3,4</i>	<i>MEI</i>	<i>SOI</i>	<i>AOI</i>	<i>O3 hole area (km2)</i>	<i>Minimum O3 (DU)</i>	<i>Diam medio</i>
1									
0,313542239	1								
0,449849312	0,771744	1							
0,331786726	0,943412	0,924357	1						
0,415723598	0,872174	0,666944	0,810031	1					
-0,341955429	-0,85028	-0,87859	-0,92017	-0,83523	1				
-0,259856697	-0,05557	-0,33535	-0,21834	0,08029	0,17845	1			
0,353205042	-0,04423	0,053709	-0,03181	0,031515	0,033261	0,255849	1		
-0,313273324	0,030237	-0,04656	0,020427	-0,05826	-0,00319	-0,22057	-0,987470205	1	
-0,548336126	0,028031	-0,21173	-0,03887	0,112138	-0,01802	0,106265	-0,402600243	0,350017302	1
0,546650673	-0,03121	0,217533	0,040938	-0,1198	0,015162	-0,11678	0,389145024	-0,335766566	-0,998681042
0,424613558	-0,0239	0,135473	0,021471	-0,09969	0,060933	-0,08059	0,306414445	-0,258043704	-0,983456463
-0,014556674	0,102884	0,186245	0,160797	0,176831	-0,19619	-0,42158	-0,269190531	0,276494916	-0,14679014
-0,119845612	0,062334	0,165008	0,133199	0,069101	-0,2204	0,015813	-0,129063937	0,146505805	-0,291638047
0,174504265	-0,12534	-0,06731	-0,08338	-0,04304	0,022719	-0,45515	-0,206672411	0,136536085	-0,061725759
0,717359436	0,04586	0,187666	0,041071	0,209779	-0,05739	0,346248	0,801079203	-0,761253365	-0,554803834
-0,678706314	-0,30713	-0,32266	-0,26713	-0,49175	0,35334	-0,32155	-0,842744646	0,864490878	0,285712866
0,218816486	0,112828	-0,05889	-0,02533	0,277873	-0,06224	0,890189	0,377858085	-0,339146777	-0,15095012
-0,314211586	-0,09634	-0,21785	-0,12975	-0,20141	0,175447	0,208253	-0,319004739	0,303062294	0,123374012





## **APÊNDICE D - Microbiota de Patriot Hills**

### **1 AMOSTRAGEM MICROBIOLÓGICA**

#### **1.1 Neve de Superfície e de Precipitação**

Foi coletada também, neve superficial durante eventos de precipitação. Todas as coletas neste ítem foram feitas diretamente com os frascos sem que nenhuma ferramenta tenha sido utilizada para auxílio.

##### **1.1.2 Gelo Azul, Sedimento Aprisionado em Gelo e Gelo Sob Depósito de Moraina**

As coletas foram obtidas com o auxílio de um martelo geológico de aço inoxidável higienizado no início do procedimento de amostragem, sendo mergulhado em álcool 70% por 15 minutos. Para coleta do gelo azul, a superfície do gelo foi lascada e levemente escavada de modo a expor o material em torno de 10 cm abaixo da superfície. A camada exposta foi então golpeada marginalmente de forma a soltar laminas de gelo em que foram capturadas diretamente com frascos de coleta esterilizados. O mesmo procedimento foi realizado para captura de lâminas de gelo contendo sedimentos aprisionados a uma profundidade de ~10 cm no gelo exposto (sedimento aprisionado). O gelo sob depósito morainico seguiu o mesmo protocolo de coleta após a etapa de retirada de uma camada de aproximadamente 5 cm de sedimento. Esta etapa foi feita com auxílio de uma pá de aço inoxidável higienizada no local com álcool 70% por 15 minutos.

##### **1.1.2 Sedimento Morânico e Rochas Erraticas**

O sedimento de moraina foi diretamente coletado com o frasco de coleta, tanto na superfície quanto a uma profundidade aproximada de 30 cm escavado com auxílio de uma pá de aço inoxidável higienizada no local com álcool 70% e gaze estéril. A alta temperatura atmosférica no momento da coleta (0°C) se deve a re-irradiação de calor pelo solo rochoso que absorve muito mais eficazmente a

irradiação solar do que a neve ou o gelo. A temperatura na superfície do sedimento foi de 3,6° C enquanto que a 30 cm de profundidade -7°C.

### 1.1.3 Particulado em Suspensão Atmosférica

O sistema de coleta foi ligado em 15 sessões de ~30 horas de coleta cada originando apenas uma amostra que integra o período de um mês. A metodologia de coleta em meio líquido foi aplicada conforme descrição abaixo:

Aprisionamento em líquido: Através de sucção, o ar penetra (na vazão de ~7 litros por minuto) por um tubo de silicone conectado a um frasco lavador de gases fazendo-o borbulhar 10 mL de uma solução de soro fisiológico com 20% de glicerina. O procedimento visou aprisionar no líquido microorganismos contidos no fluxo de ar atmosférico, esporos ou qualquer partícula de origem microbiológica. Os frascos e a solução de coleta foram previamente autoclavados enquanto que as mangueiras de silicone do sistema foram esterilizadas através de imersão em álcool 70% por 48h e posterior imersão por 24h em hipoclorito de sódio. A condição estéril das mangueiras foi testada em laboratório. A eficiência deste sistema é baixa conforme testes realizados em laboratório, porém segue como uma alternativa aparentemente viável de se realizar uma coleta aeromicrobiológica em meio líquido facilitando muitos dos procedimentos de análise posteriores.

## 2 MÉTODOS

### 2.1 Preparação das amostras

Para se garantir detectabilidade foram integradas as amostras de neve de precipitação; neve de superfície; gelo com tonalidade esverdeada; água de poça de derretimento, gelo sob depósito morânico; gelo com sedimento grosso e gelo com sedimento fino. O grupo amostral final pode ser visualizado na tabela 1.

Tabela 1. Códigos de amostras integradas e processadas.

<b>Código</b>	<b>Descrição da amostra</b>
NP	Neve de precipitação recente
NS	Neve superficial
GID	Gelo exposto contaminado
MPLI	Poça de derretimento
GSSI	Gelo sob sedimento
FD	Amostra original
SFX	Sedimento fino de ressurgência
SIS	Sedimento morânico superficial
SIF	Sedimento morânico de fundo
RIS	Bloco errático

## 2.2 Cultivo microbiológico

As amostras de neve, gelo e sedimento fino foram cultivadas em meio líquido e sólido e paralelamente incubadas a 4°, 12° e 28°C. O meio R2 foi preparado na concentração de 2x e aliqotado em 5 ml por tubo de ensaio. Os meios sólidos foram preparados com ágar adicionado a uma solução de meio R2 com concetração normal conforme indicada pelo fabricante. Foi inoculada no meio líquido uma alíquota de 5 ml de cada amostra de forma a diluir sua concentração à 1x. Para a inoculação em meio sólido, 500ml de amostra foi espalhada na superfície com o auxílio de uma alça de vidro. Todo procedimento de inoculação foi realizado no interior de uma câmara de fluxo laminar. Controles negativos foram feitos com a inoculação de água deionizada autoclavada em meio de cultura pelos mesmos métodos.

### 2.3 Microbiologia molecular

Tendo em vista que apenas uma pequena porcentagem dos microrganismos ambientais são cultiváveis, entre 0,1 a 10% da microbiota total (Hugenholtz, Goebel *et al.*, 1998) nossa investigação foi feita majoritariamente por métodos de identificação moleculares. De forma a identificar espécies ou os táxons presentes em uma comunidade microbiana podemos utilizar técnicas de identificação, como a Biblioteca de clones, sejam eles clones do gene 16S rRNA ou de genes funcionais. Tradicionalmente, nas bibliotecas de clones os genes de interesse são amplificados por PCR a partir do DNA total extraído e os fragmentos obtidos são inseridos em um vetor de clonagem. Em seguida uma parcela dos clones é caracterizada via seqüenciamento de DNA, fornecendo então uma visão a cerca da diversidade e da riqueza da comunidade amostrada.

Neste tipo de análise é comum a preocupação em relação ao volume das amostras sendo particularmente difícil dimensionar qual o volume de amostra que de fato represente o todo. Em qualquer ambiente, o número de espécies microbianas observadas aumenta conforme o tamanho amostral aumenta, e esta relação fornece a informação a cerca da diversidade local (Hughes, Hellmann *et al.*, 2001). Tendo em vista esse tipo de dificuldade, ainda no início da década de 1990 a atenção da comunidade científica da área foi voltada para aumento da eficiência do método de seqüenciamento de DNA (Sanger e Coulson, 1975), o que propulsionou o lançamento de diversos modelos de seqüenciadores automáticos (Hunkapiller, Kaiser *et al.*, 1991).

A partir do progresso na técnica de seqüenciamento proporcionada por Sanger, foi possível alcançar precisão de 99.9% a um custo de US\$0,50 por Kb [Lopes tese]. A partir da dificuldade em se superar os lentos e trabalhosos processos manuais da preparação de biblioteca de clones e seqüenciamento de fragmentos (Shendure e Ji, 2008) surge em 2005 a plataforma 454 GS20/Roche de Piroseqüenciamento (454 Machine Life Sciences®) .

O piroseqüenciamento, trata-se da liberação do pirofosfato quando um nucleotídeo é incorporado na cadeia crescente pela atividade da DNA polimerase que inicia uma reação em cadeia que culmina na emissão de luz através da enzima Luciferase. A quantidade de luz produzida é proporcional ao número de nucleotídeos incorporados. No caso da plataforma 454 FLX, que surgiu posteriormente, a técnica

foi otimizada pela inclusão de uma limitação espacial para a reação: micro poços (Margulies, Egholm *et al.*, 2005). Neste caso, após a amplificação do gene de interesse, é feita a ancoragem de seqüências (adaptadores) ao final dos fragmentos amplificados. A função dos adaptadores é ligar os amplicons a micro esferas de 28 µm diâmetro de forma que as etapas posteriores da reação fiquem restritas a uma única fita simples de DNA por esfera. As esferas são então compartimentalizadas em gotículas dentro de uma emulsão que contem todos os reagentes necessários para amplificar essa única fita de DNA acoplada na esfera, resultando em aproximadamente 10 milhões de cópias desse único fragmento. Para que a reação de pirosequenciamento ocorra, a emulsão é rompida e as moléculas de DNA geradas são desnaturadas. As esferas são então distribuídas em pequenos poços (sendo uma esfera por poço) acoplados a detectores de luz que será emitida durante a reação. Em seguida cada poço recebe todos os reagentes necessários para a reação que ocorrerá nos fragmentos imobilizados nas esferas.

O uso de iniciadores para as regiões hipervariáveis do gene 16S rRNA aliado ao tamanho do fragmento gerado com o pirosequenciamento (150 – 350 pb) permite que as seqüências obtidas sejam comparadas a bancos de dados, como o “Ribossomal database Project – RDP” [<http://rdp.cme.msu.edu/>] obtendo assim uma classificação taxonômica das mesmas. Segundo o RDP, é possível obter uma classificação confiável ao nível de gênero com seqüências de 400 pb de comprimento, e ao nível das famílias com seqüências de até 200 pb (Wang, Garrity *et al.*, 2007).

### 2.3.1 Extração e Purificação do DNA

O DNA total das células contidas das amostras foi extraído pelo método da lise direta com o Fast DNA Spin kit da MP Biomedicals seguindo o protocolo do fabricante. Para verificar a integridade do DNA extraído, uma alíquota de 5µL da amostra será submetida a uma eletroforese a 80 Volts em gel de agarose (0,8%) por aproximadamente duas horas.

### 2.3.2 Amplificação do Gene Ribossomal 16S

O gene ribossomal 16S é amplamente utilizado para caracterizações taxonômicas na microbiologia [Wise et al., 1997]. Presente em todos os genomas do domínio Bactéria ele possui regiões variáveis abreviadas por V1, V2, V3 e assim por diante. A região V3, mais comumente utilizada para fins de identificação e classificação taxonômica, foi a região amplificada nas amostras de DNA extraídas neste trabalho. Os iniciadores (primers) para esta análise serão o U968f-GC1 (“grampo” + 5' AAC GCG AAG AAC CTT AC 3') e o L1401r (5'GCG TGT GTA CAA GAC CC 3') (Heuer & Smalla, 1997). O iniciador U968f é homólogo à região 968-984 do gene do para o rRNA 16S de *Escherichia coli*, enquanto que o iniciador L1401r é homólogo à região 1385-1401 deste mesmo gene. As reações de 50µL contêm uma mistura de tampão da enzima Taq-polimerase 1x, 2,5mM de MgCl<sub>2</sub>, 200µmol de cada dNTP, 20µmol de cada iniciador, 1% de formamida, 5µg de BSA, 2,5U Taq polimerase (Fermentas) e água Milli-Q estéril. Em cada reação, foram aplicados cerca de 50ng de DNA ambiental. O programa de PCR utilizado compreende um ciclo de desnaturação das fitas de DNA por 3 min a 94°C, seguidos de 35 ciclos de 1 min a 94°C, 1 min a 55°C e 1 min a 72°C, e da extensão a 72°C por 10 min. Para verificar o sucesso da amplificação, uma alíquota de 5µL da amostra foi submetida a uma eletroforese a 80 Volts em gel de agarose (1,2%) por duas horas. O gel será corado por aproximadamente 15 minutos em solução de brometo de etídeo (2 µg/mL).

O PCR para amplificação do gene ribossomal 16S foi aplicado aos dois grupos de DNA extraídos na etapa anterior: O DNA dos isolados, e o DNA total extraído diretamente das amostras concentradas de neve/gelo.

### 2.3.3 Pirosequenciamento

A região hipervariável 4 do gene 16S rRNA foi amplificada utilizando-se os iniciadores 563F e 802R (posições referente ao mesmo gene em *Escherichia coli* (Brosius, Dull *et al.*, 1981)). Para cada amostra utilizamos o iniciador 563F com uma seqüência de 7 - 8pb específica na extremidade 5' (chamada de código de barras), possibilitando assim que o PCR em emulsão e as subseqüentes etapas do

pirosequenciamento fossem realizadas a partir de uma mistura das amostras (Binladen, Gilbert *et al.*, 2007). O iniciador 802R na realidade consiste de uma mistura de quatro iniciadores reversos que anelam nesta região.

Esses iniciadores (563F e 802R) foram desenvolvidos pelo grupo do RDP (Ribossomal Data base Project) e cobrem 94.6% das seqüências de 16S rRNA depositadas no banco de dados (<http://pyro.cme.msu.edu/pyro/help.jsp#pyrotagseq>). Para cada amostra realizamos três ampliações de 20µl contendo 1µM de cada iniciador, 1,8 mM de MgCl<sub>2</sub>, 200 µM de cada um dos quatro dNTPs, 1,5X de BSA, 1U de “FastStart high-fidelity PCR system enzyme” (Roche Applied Science, US), 5µl de DNA (10 – 40ng) e água bidestilada estéril q.s.p 20µl. O ciclo utilizado foi: 1X (94°C por 3 minutos); 30X (94°C por 45 segundos, 57°C por 45 segundos, 72°C por 1 minuto); 1X (72°C por 7 minutos) e 4°C. Um alíquota de 2µl das ampliações foi submetida à eletroforese em gel de agarose, corados e visualizados.

Uma vez confirmada a integridade dos produtos, todo o volume da PCR foi novamente submetido à eletroforese em gel de agarose 0.8% em tampão TAE 1X a 90 V por 30 minutos; para que os fragmentos de interesse fossem purificados do gel, evitando-se assim qualquer contaminação por dímeros formados entre os iniciadores. Ao contrário do anterior, para visualização do material aplicado no gel, este gel foi corado por 15 minutos com “SYBR® Safe DNA gel stain” (Invitrogen, US) segundo orientações do fabricante. Seguindo-se então a orientação do fabricante, a purificação a partir do gel de agarose foi realizada utilizando-se o “QIAquick gel extraction kit” seguida de mais uma etapa de purificação efetuada com o kit “QIAquick PCR purification” kit ambos da Qiagen (DE). Uma vez purificados, quantidades equimolares dos produtos da PCR das diferentes amostras foram misturadas em uma única solução e submetidas ao pirosequenciamento no aparelho “Genome Sequencer FLX system (454 Life Sciences, US) na GTSF (Genomics Technology Support Facility) na MSU (Michigan State University).

#### 2.3.4 Análise dos Dados

Todo processamento inicial das seqüências foi obtido através da Pyrosequencing pipeline disponível no website do RDP [<http://pyro.cme.msu.edu/index.jsp>]. Inicialmente, as seqüências de cada amostra foram separadas com base no código de barras e aquelas que apresentavam

comprimento inferior a 150pb e/ou substituições nucleotídicas em um dos iniciadores foram removidas. Nenhuma ambigüidade foi permitida nas seqüências. As seqüências qualificadas foram alinhadas com base na estrutura secundária utilizando-se a ferramenta Infernal 1.0.2 (INFERENCE of RNA ALIGNMENT) (Nawrocki e Eddy, 2007), agrupadas em unidades taxonômicas operacionais (OTU) definidas por 97% de similaridade usando-se o Complete Linkage como método de agrupamento, e classificadas nos filós através da ferramenta RDP-II classifier com um limite de confiança de 50% (Wang, Garrity *et al.*, 2007). As seqüências que não foram classificadas ao nível de filo foram excluídas das análises subseqüentes de composição de filo. As curvas de rarefação, os índices de diversidade, os estimadores de riqueza, os diagramas de Venn, assim como as OTUs únicas e compartilhadas foram calculados utilizando-se o pacote de programas Mothur 1.11.0 (Schloss, Westcott *et al.*, 2009).

Para as análises estatísticas e o agrupamento das seqüências no dendograma foi utilizado o pacote estatístico de programas R 2.11.1 (<http://www.r-project.org/>), onde os pacotes Vegan e BiodiversityR foram empregados nas análises.

Primeiramente, as seqüências obtidas foram utilizadas para gerar uma matriz de distância utilizando-se como técnica hierárquica aglomerativa o método da ligação completa ou Complete Linkage Cluster, para tal a distância considerada entre os objetos (seqüências) foi a distância evolutiva de 0.03 ou 97% de similaridade. A matriz gerada foi empregada no cálculo da medida de dissimilaridade de Bray-Curtis, e os valores obtidos representados graficamente na forma de dendograma, no qual o método de classificação hierárquico utilizado foi UPGMA [Rademaker *et al.* 1999].

Os dados obtidos com o pirosequenciamento e os dados abióticos foram combinados e ordenados na NMDS (nonmetric multidimensional scaling) e PCoA (Principal Coordinates Analysis) novamente utilizando-se o índice de Bray-Curtis. Para o teste de significância da correlação na ordenação empregamos o teste de Mantel e apenas os dados com correlação significativa ( $p \leq 0.05$ ) foram mostrados nas ordenações. A fim de comparar as distâncias utilizadas na ordenação com as distâncias originais recorreremos ao modelo de regressão GAM (Generalized additive models) e assim se certificar que o método de ordenação escolhido estava correto.

### 3 RESULTADOS PRELIMINARES

#### 3.1 Cultivo microbiológico

As culturas acompanhadas diariamente durante um período de 6 meses apresentaram crescimento entre 7 e 73 dias de incubação (tabela 2). Os cultivos líquidos foram considerados crescidos pelo aparecimento de turbidez identificada visualmente. As culturas líquidas consideradas crescidas foram então re-inoculadas em meio sólido e os isolados foram estocados para futuro seqüenciamento nucleotídico (esta etapa esta em andamento e deve ser concluída até julho de 2011)

Tabela 2. Período (d = dias), temperatura (°C) e meio (T = tubo; P = placa) nos quais as culturas apresentaram crescimento.

<b>Amostra</b>	<b>T2°C</b>	<b>T12°C</b>	<b>P2°C</b>	<b>P12°C</b>
SFIU	7d	7d	7d	7d
GSSI	21d	14d	73d	17d
MPLI	9d	9d	23d	23d
NP	-	-	-	-
GID	52d	-	-	-
ATM	23d	14d	-	-

### 3.2 Pirosequenciamento

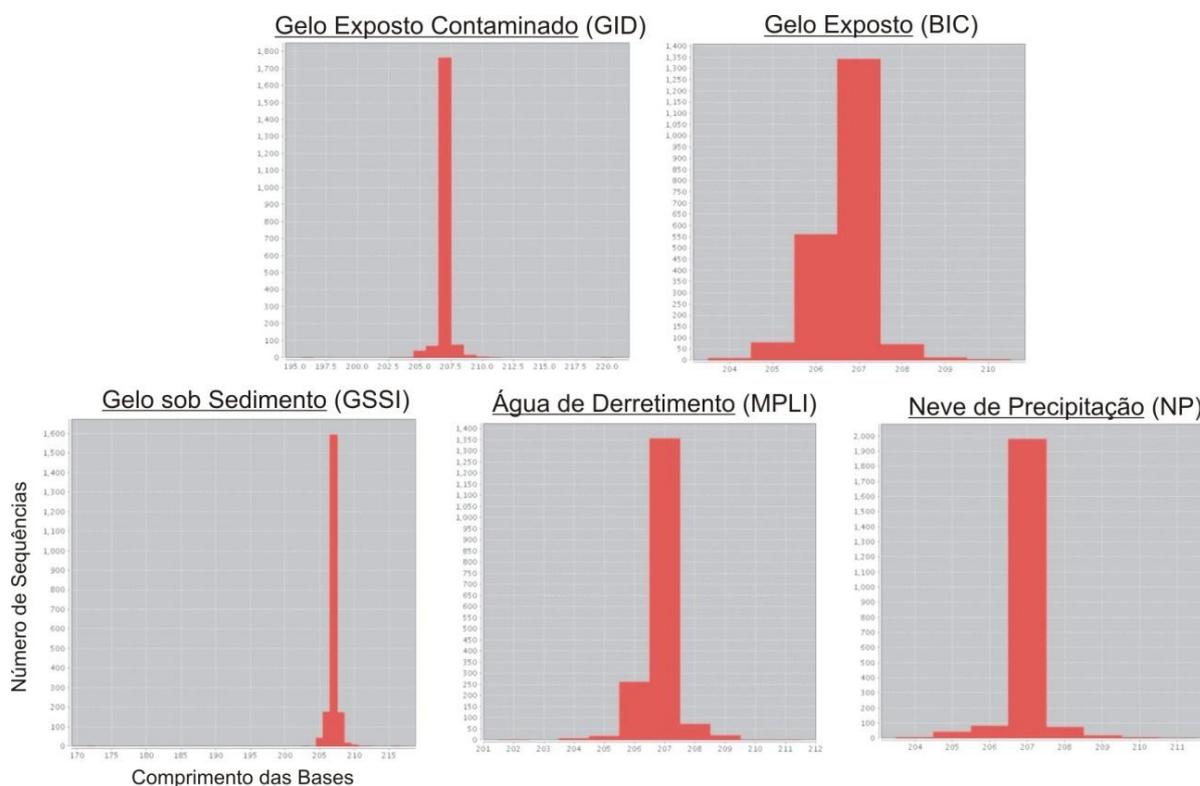


Figura 30. Número de seqüências encontradas por comprimento das bases em cada amostra.

O primeiro lote de amostras (GID; BIC; GSSI; MPLI; NP) apresentou entre 1732 sequencias em MPLI e 2201 sequencias em NP (figura 30 e tabela 3). Os resultados aqui apresentados são de caráter preliminar uma vez que novos seqüenciamentos serão feitos com as mesmas amostras de modo a reforçar os resultados estatísticos (esta etapa deve ser finalizada até setembro de 2011).

Tabela 3. Indicadores de Riqueza (Chao) e Diversidade (Shannon-weaver) obtidos nas amostras.

Amostra	Nº Sequências	Clusters(OTUs)	Indicadores de Riqueza	
			Chao	Shannon
GSSI	2013	91	199 (133;353)	2.56 (2.49; 2.64)
GID	1974	48	66 (53;106)	1.84 (1.78; 1.90)
MLPI	1732	42	58 (45;98)	1.86 (1.80; 1.93)
BIC	2069	40	54(43;89)	1.84 (1.79; 1.89)
NP	2201	47	95(60;217)	1.78 (1.72; 1.84)

Com os resultados preliminares torna-se possível avaliar o grau de riqueza microbológica das amostras. Em NP por exemplo, amostra da qual nenhum microorganismo foi isolado durante o cultivo, a análise molecular revela a existência de pelo menos quatro filos de microorganismos (figura 31).

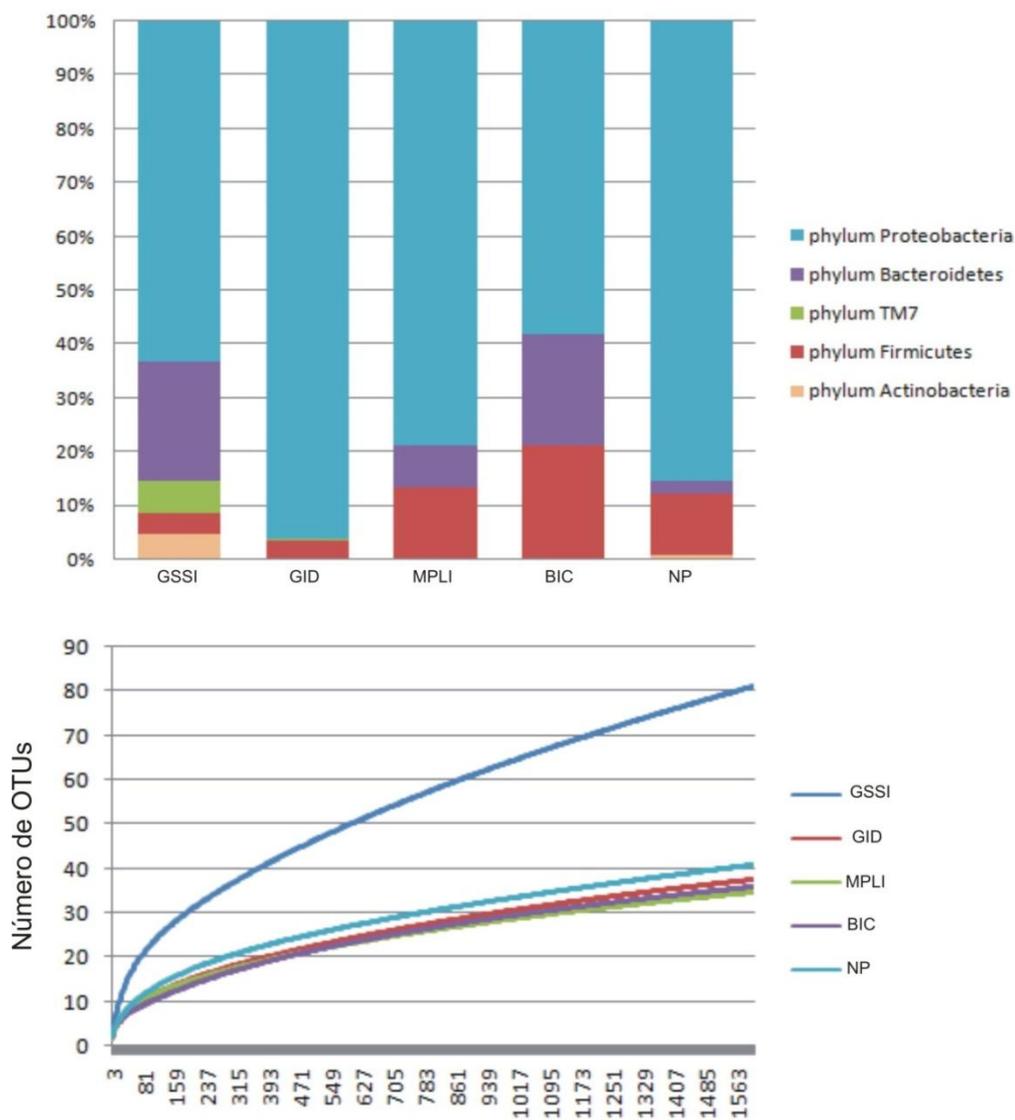


Figura 31. Abundâncias relativas dos filos encontrados e curvas de rarefação das amostras.

A curva de rarefação pode fornecer valiosa informação em relação ao dimensionamento das amostras analisadas. No caso de GSSI, a figura 31 indica que um volume maior de amostra deve ser analisado antes que possamos afirmar sobre

o número de sequências existentes. Visto que a amostra GSSI mostrou a maior diversidade dentre as amostras, verificamos que parte das OTUs é abundante, mas que a maioria é rara. Isto significa que algumas OTUs estão representadas por poucas seqüências, em alguns casos por apenas uma seqüência dando ao gráfico esse aspecto conhecido como “long tail”, característico de comunidades muito diversas.