

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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ORIGEM DA PRECIPITAÇÃO NO RIO GRANDE DO SUL A PARTIR DA
COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA**

JOSÉ CELSO GRIEBLER JÚNIOR

ORIENTADOR: Prof. Dr. FRANCISCO ELISEU AQUINO

PORTO ALEGRE, OUTUBRO DE 2018

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

**ORIGEM DA PRECIPITAÇÃO NO RIO GRANDE DO SUL A PARTIR DA
COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA**

JOSÉ CELSO GRIEBLER JÚNIOR

Orientador: Prof. Dr. Francisco Eliseu Aquino

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões - UFRGS

Prof. Dr. Rafael da Rocha Ribeiro - UFRGS

Dra. Venisse Schossler - INCT CRIOSFERA

Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-graduação
em Geografia como requisito
para obtenção do título de
Mestre em Geografia.

PORTO ALEGRE, OUTUBRO DE 2018

CIP - Catalogação na Publicação

Griebler Júnior, José Celso
Origem da precipitação no Rio Grande do Sul a
partir da composição isotópica / José Celso Griebler
Júnior. -- 2018.
112 f.
Orientador: Francisco Eliseu Aquino.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa
de Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, BR-RS,
2018.

1. Composição Isotópica. 2. Eventos extremos de
precipitação. 3. Rio Grande do Sul. 4. Amazônia. 5.
Antártica. I. Aquino, Francisco Eliseu, orient. II.
Titulo.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a Ronaldo Torma Bernardo por todo o apoio nas análises das amostras de isótopos de Oxigênio em laboratório, pelo material bibliográfico e contribuição na revisão do presente trabalho.

Gostaria de agradecer ao Prof. Jefferson e ao Centro Polar e Climático pela infraestrutura disponibilizada para a execução deste trabalho.

Gostaria de agradecer à equipe do CPC, em especial aos colegas Denílson, Felipe, Ildo, Isaías, Pedro Reis e Pedro Valente pelo apoio durante todo o período que tive como mestrando na UFRGS.

Gostaria de agradecer ao meu orientador, Prof. Francisco Eliseu Aquino, pela oportunidade de desenvolver o trabalho na área da Climatologia, podendo unir a química e a geografia, tão importantes para mim.

Agradeço à UFRGS e ao Programa de Pós-Graduação em Geografia pela oportunidade de usufruir de um ensino de excelência.

Gostaria de agradecer à equipe do INMET por disponibilizar os dados meteorológicos necessários para a execução deste trabalho.

Gostaria, acima de tudo, agradecer à minha família: minha mãe Clarice, meu pai Celso (*in memoriam*) e meu irmão César, que estiveram do meu lado durante todo o tempo, me apoiando e me inspirando a fazer o melhor.

RESUMO

O interesse no tempo e na variabilidade do clima do Sul do Brasil, em particular do Rio Grande do Sul (RS), destaque-se por ser naturalmente influenciado pelas regiões Amazônica e Antártica. Com base nesta premissa, o objetivo desta dissertação é determinar a origem da precipitação a partir da composição isotópica de amostras coletadas em Porto Alegre - RS no período de janeiro de 2016 e dezembro de 2017. Primeiramente foram coletadas amostras mensais e de eventos individuais de precipitação entre janeiro de 2016 e dezembro de 2017 em coletor modelo Palmex Rain Sampler RS1 instalado no Centro Polar e Climático (CPC) no Campus do Vale da UFRGS. Esta amostragem foi submetida à Espectroscopia por Tempo de Decaimento a fim de medir a $\delta^{18}\text{O}$ das amostras. Esta técnica foi escolhida por ser pouco explorada com esse objetivo no Brasil. Ainda, esses dados foram relacionados aos dados históricos (1965 a 1983) disponibilizados pela Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA). Posteriormente foram relacionados dados de $\delta^{18}\text{O}$ (precipitação) no RS com a assinatura de $\delta^{18}\text{O}$ conhecida de diferentes áreas fontes de massas de ar (tropical e polar) e determinados os valores da razão isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) na precipitação normal, extrema e mensal no RS. Identificou-se as massas de ar responsáveis pela assinatura de $\delta^{18}\text{O}$ na precipitação mensal no RS pela análise dos campos da circulação atmosférica em 925 e 850 hPa da América do Sul. O ambiente atmosférico dos eventos foi observado em campos médios e de anomalias do vetor vento e temperatura média mensal em 925 e 850 hPa, gerados com dados do National Center for Environmental Prediction (NCEP) e do Climate Forecast System Reanalysis (CFSR). Para complementar a análise realizada, foram obtidos o volume de precipitação (PP) e a Temperatura Média Mensal (TMM) do período de amostragem do banco de dados fornecidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). De acordo com os resultados foi possível verificar que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da precipitação coletada e analisada no CPC apresentam grandezas similares aos valores mensais de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos pelo IAEA entre 1965 e 1983, em Porto Alegre. Constatou-se que a ocorrência de eventos extremos de precipitação podem influenciar os valores mensais de $\delta^{18}\text{O}$, apresentando depleção em relação aos valores medidos pela IAEA, sendo que esses eventos influenciam na razão isotópica e no volume. Nos meses de janeiro, fevereiro e setembro de 2016, foi observada considerável depleção dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, -73,7%, -30,8% e -56,5%, respectivamente, do período estudado. Já os campos médios e de anomalias do vetor vento mensal em 850 hPa (janeiro de 2016 a dezembro de 2017) permitiram identificar a origem das massas de ar responsáveis por variações importantes nos valores de $\delta^{18}\text{O}$. Os eventos dos meses de janeiro (29/01) e fevereiro (02/02) de 2016 apresentaram características marcadas de influência de massa de ar antártica no registro do $\delta^{18}\text{O}$. No evento de setembro 2016 (26/09) o oposto foi observado, com marcada influência de massa de ar da Amazônia, valor mais enriquecido no $\delta^{18}\text{O}$ de todo o período estudado. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$, janeiro de 2016 a dezembro de 2017, apresentaram-se mais enriquecidos nas estações de inverno e primavera e mais empobrecidos no verão e no outono.

Palavras-chave: O^{18} , eventos extremos precipitação, Rio Grande do Sul, Amazônia, Antártica.

ABSTRACT

The interest in the weather and climate variability of southern Brazil, particularly in Rio Grande do Sul (RS), stands out because it is naturally influenced by the Amazon and Antarctic regions. Based on this premise, the objective of this dissertation is to determine the precipitation origin from the isotopic composition of samples collected in Porto Alegre - RS from January 2016 to December 2017. First, monthly samples and individual precipitation events were collected between January 2016 and December 2017 in Palmex Rain Sampler RS1 collector installed at the Centro Polar e Climático (CPC) at the Campus do Vale – Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). This sampling was submitted to Decay Time Spectroscopy to measure the $\delta^{18}\text{O}$ of the samples. This technique was chosen because it is little explored for this purpose in Brazil. Also, these samples were related to historical data (1965 to 1983) made available by the International Atomic Energy Agency (IAEA). Afterwards, $\delta^{18}\text{O}$ (precipitation) data were recorded in the RS with the $\delta^{18}\text{O}$ signature known from different sources of air masses (tropical and polar) and the oxygen isotope ratio ($\delta^{18}\text{O}$) values were determined in normal, extreme and monthly precipitation in the RS. It was identified the air masses responsible for the signing of $\delta^{18}\text{O}$ in the monthly precipitation in the RS by the analysis of atmospheric circulation fields in 925 and 850 hPa of South America. The atmospheric environment of the events were observed in mean and anomaly fields of the wind vector and average monthly temperature in 925 and 850 hPa, generated with data from the National Center for Environmental Prediction (NCEP) and the Climate Forecast System Reanalysis (CFSR). In order to complement the analysis, the precipitation volume (PP) and the Average Monthly Temperature (TMM) of the sampling period were obtained from the National Institute of Meteorology (INMET) database. According to the results it was possible to verify that the values of $\delta^{18}\text{O}$ of the precipitation collected and analyzed in the CPC present similar values to the monthly values of $\delta^{18}\text{O}$ obtained by the IAEA between 1965 and 1983, in Porto Alegre. The occurrence of extreme precipitation events can influence the monthly values of $\delta^{18}\text{O}$, presenting depletion in relation to the values measured by the IAEA, and these events influence the isotope ratio and the volume. In the months of January, February and September 2016, there was a considerable depletion of $\delta^{18}\text{O}$, -73.7%, -30.8% and -56.5%, respectively, of the studied period. On the other hand, the mean wind and anomaly fields of the monthly wind vector at 850 hPa (January 2016 to December 2017) allowed us to identify the origin of the air masses responsible for important variations in the $\delta^{18}\text{O}$ values. The events of the months of January (01/29) and February (02/02) of 2016 had marked characteristics of influence of Antarctic air mass in the record of $\delta^{18}\text{O}$. In the event of September 2016 (September 26), the opposite was observed, with a marked influence of the Amazonian air mass, the most enriched value in the $\delta^{18}\text{O}$ of the whole study period. The $\delta^{18}\text{O}$ values, from January 2016 to December 2017, were more enriched in the winter and spring seasons and more impoverished in summer and autumn.

Keywords: O^{18} , extreme precipitation events, Rio Grande do Sul, Amazon, Antarctica.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1	INTRODUÇÃO..... 16
1.1.	Relevância do Tema de Estudo..... 17
1.2.	Objetivo Geral..... 19
1.2.1.	Objetivos específicos..... 19
1.3	Composição isotópica da precipitação no planeta e a ausência de medição atual no Brasil..... 20
1.2.2.	Isótopos em estudos de precipitação 23
2	CARACTERÍSTICAS ATMOSFÉRICAS DA AMÉRICA DO SUL 27
2.1.	Clima 27
2.1.1.	América do Sul 27
2.1.2.	Precipitação 29
2.1.3.	Zona de Convergência Intertropical 32
2.1.4.	Zona de Convergência do Atlântico Sul 36
2.1.5.	Chaco..... 38
2.1.6.	El Niño Oscilação Sul 39
3	CARACTERÍSTICAS ATMOSFÉRICAS DO SUL DO BRASIL..... 44
3.1.	Climatologia e variabilidade da precipitação no Rio Grande do Sul..... 44
3.2.	Precipitação 49
3.3.	Eventos extremos e CCM..... 52
4	DADOS E METODOLOGIA..... 57
4.1.	Área de estudo 57

4.2.	Dados de precipitação e temperatura de 1961 a 2010.....	58
4.3.	Dados IAEA.....	58
4.4.	Coleta da precipitação no CPC/UFRGS	59
4.5.	Elaboração dos campos de vento e temperatura	60
4.6.	Espectroscopia por tempo de decaimento.....	61
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	68
5.1.	Aspectos da precipitação em Porto Alegre.....	68
5.1.1.	Normal Climatológica 1961-1990	68
5.1.2.	Normal Climatológica 1981-2010	69
5.1.3.	Precipitação IAEA 1965-1983.....	70
5.1.4.	Precipitação Porto Alegre 2016 e 2017	71
5.2.	Aspectos da temperatura média em Porto Alegre.....	73
5.2.1.	Normal Climatológica 1961-1990	73
5.2.2.	Normal Climatológica 1981-2010	74
5.2.3.	IAEA 1965-1983	75
5.2.4.	Temperatura em Porto Alegre em 2016 e 2017.....	76
5.3.	Composição isotópica $\delta^{18}\text{O}$ IAEA para Porto Alegre	77
5.4.	Aspectos do Campo de vento	78
5.5.	Comparativo Normais Climatológicas <i>versus</i> IAEA.....	92
5.6.	Comparativo das razões isotópicas IAEA <i>versus</i> amostras do CPC ...	94
6	CONCLUSÕES	101
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	103

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 1: Mapa global de $\delta^{18}\text{O}$ em precipitação nos continentes.	21
Figura 2: Mapa da classificação climática de Köppen-Geiger.	28
Figura 3: Seções transversais esquemáticas da circulação de Walker ao longo do equador, durante as fases positivas, La Niña (A) e negativas, El Niño (B) da Oscilação Sul.....	41
Figura 4: Circulação atmosférica atuante na Baixa e na Alta Troposfera na América do Sul.....	47
Figura 5: Mapa da América do Sul destacando o RS e Porto Alegre, área de estudo.....	57
Figura 6: Modelo Palmex Rain Sampler RS1 para coleta de amostras da precipitação.	59
Figura 7: Gráficos de análise em espectroscopia por tempo de decaimento em cavidade.....	63
Figura 8: Espectrômetro tipo CRDS Picarro LD 2130i.	65
Figura 9: Filtro Millipore utilizado na preparação da amostra.	65
Figura 10: Gráfico da Precipitação Total Média Mensal de Porto Alegre (1961-1990).....	69
Figura 11: Gráfico da Precipitação Total Média Mensal de Porto Alegre (1981-2010).....	70

Figura 12: Gráfico da Precipitação Total Média Mensal de Porto Alegre – IAEA (1965-1983).....	71
Figura 13: Gráfico da Precipitação Total Média Mensal de Porto Alegre - 2016 e 2017.....	72
Figura 14: Gráfico da Temperatura Média Mensal (1961-1990).....	73
Figura 15: Gráfico da Temperatura Média Mensal (1981-2010).....	74
Figura 16: Gráfico da Temperatura Média Mensal - IAEA (1965-1983).....	75
Figura 17: Gráfico da Temperatura Média Mensal de 2016 e 2017.....	76
Figura 18: Climatologia de janeiro (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de janeiro 2016 (b) e anomalia de janeiro 2017 (c) em 850 hPa.	80
Figura 19: Climatologia de fevereiro (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de fevereiro 2016 (b) e anomalia de fevereiro 2017 (c) em 850 hPa. 81	
Figura 20: Climatologia de março (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de março 2016 (b) e anomalia de março 2017 (c) em 850 hPa.	82
Figura 21: Climatologia de abril (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de abril 2016 (b) e anomalia de abril 2017 (c) em 850 hPa.	83
Figura 22: Climatologia de maio (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de maio 2016 (b) e anomalia de maio 2017 (c) em 850 hPa.	84
Figura 23: Climatologia de junho (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de junho 2016 (b) e anomalia de junho 2017 (c) em 850 hPa.....	85
Figura 24: Climatologia de julho (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de julho 2016 (b) e anomalia de julho 2017 (c) em 850 hPa.	86

Figura 25: Climatologia de agosto (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de agosto 2016 (b) e anomalia de agosto 2017 (c) em 850 hPa.	87
Figura 26: Climatologia de setembro (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de setembro 2016 (b) e anomalia de setembro 2017 (c) em 850 hPa.	88
Figura 27: Climatologia de outubro (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de outubro 2016 (b) e anomalia de outubro 2017 (c) em 850 hPa. ...	89
Figura 28: Climatologia de novembro (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de novembro 2016 (b) e anomalia de novembro 2017 (c) em 850 hPa.	90
Figura 29: Climatologia de dezembro (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de dezembro 2016 (b) e anomalia de dezembro 2017 (c) em 850 hPa.	91
Figura 30: Precipitação Total Média Mensal - comparativo INMET x IAEA.	93
Figura 31: Temperatura Média Mensal - comparativo INMET (1961-1990; 1981-2010) versus IAEA (1965-1983).	94
Figura 32: $\delta^{18}\text{O}$ - comparativo IAEA versus CPC/UFRGS.	96
Figura 33: Valores Médios Mensais de $\delta^{18}\text{O}$ medidos pelo IAEA no período entre 1965 e 1983, seus respectivos desvios-padrões e os valores medidos pelo CPC/UFRGS no período amostral de 2016 e 2017.	97
Figura 34: Comparativo dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre estações de coleta de precipitação localizadas no Hemisfério Sul.	99

Figura 35: Localização das estações de coleta de precipitação para medição do $\delta^{18}\text{O}$ no Hemisfério Sul utilizadas para comparação dos valores obtidos em Porto Alegre..... 100

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 1: Propriedades físicas da água com isótopos ^{16}O e ^{18}O	26
Tabela 2: Precipitação acumulada anual em 16 estações meteorológicas no RS para os períodos de 1961 – 1990 e 1981 – 2010.....	50
Tabela 3: Precipitação Total Média Mensal (1961 – 1990).	68
Tabela 4: Precipitação Total Média Mensal (1981 – 2010).	69
Tabela 5: Precipitação total média mensal IAEA (1965 – 1983).....	70
Tabela 6: Precipitação total mensal nos anos de 2016 e 2017	71
Tabela 7: Temperatura média mensal (1961 – 1990).....	73
Tabela 8: Temperatura Média Mensal normal 1981 – 2010.	74
Tabela 9: Temperatura Média Mensal – IAEA (1965 – 1983).....	75
Tabela 10: Temperatura Média Mensal para os anos de 2016 e 2017.....	76
Tabela 11: Valores de $\delta^{18}\text{O}$ para amostras coletadas em Porto Alegre entre 1965 e 1983 pela IAEA.....	77
Tabela 12: Comparação das normais de PMM do INMET <i>versus</i> IAEA.....	92
Tabela 13: Temperatura Média Mensal – Normais climatológicas <i>versus</i> IAEA.....	94
Tabela 14: Comparação dos registros isotópicos do $\delta^{18}\text{O}$ (‰) do IAEA e CPC	95

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AMP	Anticiclone Migratório Polar
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CE	Ciclone Extratropical
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
CI	Sistemas Convectivos Isolados
CPC	Centro Polar e Climático
CPS	Correntes Perturbadoras de Sul
CPW	Correntes Perturbadoras de Oeste
CRDS	<i>Cavity Ring-Down Spectroscopy</i>
ENOS	El Niño Oscilação Sul
ET	Equador Térmico
GNIP	Global Network of Isotopes in Precipitation
hPa	hectoPascal
IAEA	International Atomic Energy Agency
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IT	Linhas de Instabilidades Tropicais
JBN	Jatos de Baixos Níveis
MP	Massas Polares
NCEP	National Centre for Environmental Prediction
NIST	National Institute of Standards and Technology

ODP	Oscilação Decenal do Pacífico
OMM	Organização Meteorológica Mundial
PMM	Precipitação Média Mensal
RS	Rio Grande do Sul
RS1	<i>Palmex Rain Sampler modelo RS1</i>
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SF	Sistemas Frontais
SMAS	Sistema de Monção da América do Sul
TMM	Temperatura Média Mensal
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UFRGS	Universidade Federal do Rio Grande do Sul
VSMOW	Vienna Standard Mean Ocean Water
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul

1 INTRODUÇÃO

O sistema climático não depende somente dos processos atmosféricos, mas também dos processos físicos, químicos e biológicos que envolvem outros componentes do complexo geossistema terrestre. O interesse no tempo e no clima da Região Sul do Brasil, em particular do Rio Grande do Sul (RS), e sua variabilidade, não são recentes e nas últimas duas décadas ganhou destaque por ser uma região naturalmente propícia para monitorar e compreender as variações ambientais no Hemisfério Sul (HS) e entre as regiões Amazônica e Antártica (AQUINO, 2012).

O clima possui forte influência sobre a vida das pessoas e, em vista disso, é necessário um sólido conhecimento de seu comportamento para o trabalho em políticas de prevenção e gestão de riscos gerados por desastres naturais. Os Sistemas Convectivos, por exemplo, são eventos capazes de causar desastres que, segundo Castro (1998), são definidos como “o resultado de eventos adversos, naturais ou provocados pelo homem, sobre um ecossistema (vulnerável), causando danos humanos, materiais e/ou ambientais e consequentes prejuízos econômicos e sociais”. Eventos climatológicos extremos possuem grande potencial destrutivo no Rio Grande do Sul, uma vez que o Estado está geograficamente localizado em região de encontro de massas de ar de naturezas distintas: tropical e polar. Desta forma, são frequentes os episódios de desastres associados a Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), tanto no verão quanto nas estações de transição, outono e primavera (MORAES, 2016; VIANA *et al.*, 2009).

As fontes de umidade das instabilidades e dos sistemas que atuam sobre o RS ainda carecem de informações da sua composição isotópica e proveniência, assim como ainda faltam trabalhos de investigação para melhor conhecimento e base de dados para modelagem de seu comportamento. Com base nisso, propõe-se realizar uma análise do comportamento químico isotópico

do oxigênio presente na água da chuva que precipita sobre a cidade de Porto Alegre, comparando-o com os parâmetros meteorológicos locais (pluviosidade mensal, temperatura média mensal, direção dos ventos), a fim de avaliar a possível fonte da umidade responsável pela alimentação da formação de eventos extremos, como os CCM, e também de eventos regulares, como precipitação de intensidade normal sobre RS. O estudo de eventos meteorológicos resultantes da interação de massas de ar tropicais e antárticas, pela composição isotópica da chuva, possibilitará uma melhor compreensão das conexões meteorológicas e climáticas entre a Antártica (marítima e continental) e a América do Sul (subtropical), ainda pouco exploradas.

1.1. Relevância do Tema de Estudo

O presente estudo busca trabalhar com o $\delta^{18}\text{O}$ de oxigênio através da espectroscopia a fim de explorar esta técnica de análise laboratorial que ainda é pouco utilizada para análise de eventos de precipitação e de eventos meteorológicos extremos no meio científico nacional, em especial em eventos na Região Sul.

Além da importância da aplicação da técnica, os eventos meteorológicos extremos têm causado grande impacto na sociedade em geral, e suas ocorrências têm sido bastante numerosas. Em trabalho de Durke e Mote (2009) foi apresentado estudo de que entre 1998 a 2007 foram registrados cerca de 300 CCM na América do Sul. Transformando-se isso em médias anuais, chega-se a uma quantidade de 30 CCM/ano no continente. Além disso, em trabalho de Durkee *et al.* (2009), verificou-se que estes mesmos CCM registrados foram responsáveis por cerca de 50% do volume de chuva mensal no período dos meses quentes (outubro a maio) entre os anos de 1998 e 2007. Moraes (2014) observou que a área atingida (381.000 km²) pela precipitação dos CCM na

América do Sul é maior que as áreas afetadas por eventos semelhantes na América do Norte (320.000 km²) e na África (285.000 km²).

Relacionando os níveis de $\delta^{18}\text{O}$ de eventos normais de precipitação com os níveis desses mesmos isótopos em eventos extremos, podemos relacionar comportamentos isotópicos dos eventos em questão, levantar a hipótese de que suas fontes de umidades não são as mesmas a partir da análise do campo de ventos, e criar um banco de dados isotópicos ainda inédito no Brasil.

Este trabalho também abre a possibilidade de uma expansão da pesquisa no futuro, com a instalação de coletores adaptados para a captação da precipitação em outros pontos do RS e do país a fim de investigar o caminho que a umidade percorre antes de chegar ao RS e suas características isotópicas ao longo deste percurso.

O quadro de mudanças climáticas apresentado pelo Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC, 2013), prevê um aumento da temperatura média anual global entre 0,3°C e 1,7°C, no cenário mais otimista, e entre 2,6°C e 4,8°C, no cenário mais pessimista, entre 2081-2100.

Conexões climáticas entre os trópicos e as altas latitudes podem promover mudanças no clima da região antártica, assim como, essas mudanças no clima nessa região podem influenciar o clima no HS, contribuindo na variabilidade climática da precipitação e temperatura no Sul do Brasil (AQUINO, 2012).

1.2. Objetivo Geral

O objetivo desta dissertação é determinar a origem da chuva a partir da composição isotópica de amostras coletadas em Porto Alegre - RS no período de janeiro de 2016 e dezembro de 2017.

1.2.1. Objetivos específicos

- Relacionar dados de $\delta^{18}\text{O}$ na precipitação no Rio Grande do Sul com os dados históricos disponibilizados pela Agência Internacional de Energia Atômica (*International Atomic Energy Agency* – IAEA);
- Relacionar dados de $\delta^{18}\text{O}$ (precipitação) no Rio Grande do Sul com a assinatura de $\delta^{18}\text{O}$ conhecida de diferentes áreas fontes de massas de ar (tropical ou polar);
- Determinar os valores da razão isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) na precipitação normal, extrema e mensal no Rio Grande do Sul;
- Identificar as massas de ar responsáveis pela assinatura de $\delta^{18}\text{O}$ na precipitação mensal no RS pela análise dos campos da circulação atmosférica em 925 e 850 hPa da América do Sul;

1.3 Composição isotópica da precipitação no planeta e a ausência de medição atual no Brasil

Isótopos são espécies atômicas de um mesmo elemento químico que possuem massas diferentes. Isso ocorre por causa da diferença no número de nêutrons presente no núcleo da molécula. Os isótopos, por definição, são átomos com mesmo Número Atômico ($Z =$ número de prótons) e diferentes Números de Massa Atômica (A). Moléculas de um mesmo elemento químico podem possuir o mesmo número de prótons (Z), mas diferente número de nêutrons (N) no núcleo atômico, ocasionando assim átomos com diferentes valores de massa atômica (A).

Os isótopos estáveis são assim chamados por não alterarem sua massa ao longo de sua existência, diferentemente dos isótopos chamados de instáveis ou radioativos que decaem (mudam suas massas) por emissão de energia ou partículas subatômicas (MARTINELLI *et al.*, 2009).

Isótopos mais leves (com menor Massa Atômica, A) são mais abundantes na natureza, enquanto que os isótopos mais pesados são menos abundantes. Em estudos ambientais os isótopos mais importantes para estudo são os isótopos dos elementos carbono, nitrogênio, oxigênio, hidrogênio e enxofre (MARTINELLI *et al.*, 2009). Segundo Rosman e Taylor (1998) na natureza existem três isótopos de oxigênio, ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O , onde o isótopo de ^{16}O é o mais abundante (99,757%), seguido pelo ^{18}O (0,205%) e pelo ^{17}O (0,038%).

O estudo do ciclo dos isótopos da molécula da água na natureza confunde-se com o próprio ciclo da água, basicamente regido por dois fenômenos físicos, que são a condensação e a evaporação. Na condensação, a chuva é formada por uma determinada massa de vapor d'água contida em uma nuvem e na evaporação ocorre o processo inverso, onde a água passa do estado líquido para o estado de vapor.

Na maioria das vezes, observamos que mudanças de fase levam a um fracionamento isotópico, ou seja, uma das fases ficará isotopicamente mais leve, enquanto a outra ficará isotopicamente mais pesada. Para os isótopos da água não poderia ser diferente, assim, existe um determinado fracionamento isotópico entre as fases envolvidas (MARTINELLI *et al.*, 2009).

As quantidades de $\delta^{18}\text{O}$ da precipitação apresentam variações em várias partes do globo. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$, por exemplo, vão desde pouco acima de 0‰ até -36‰ (Figura 1).

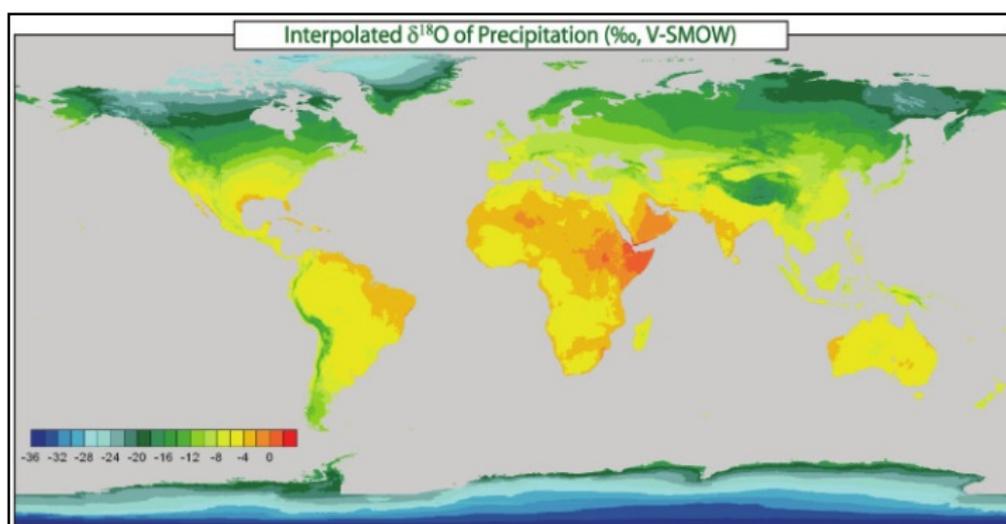


Figura 1: Mapa global de $\delta^{18}\text{O}$ em precipitação nos continentes.
Fonte: Darling (2005).

Uma das tendências é que as quantidades de $\delta^{18}\text{O}$ sejam maiores nos trópicos e menores em direção às regiões polares. Esse efeito é conhecido como “efeito latitude”, cuja principal causa é a temperatura. O fracionamento será maior, quanto menor for a temperatura. Outro fenômeno observado em relação aos valores de $\delta^{18}\text{O}$ é que estações de coleta localizadas no interior dos continentes apresentam valores isotópicos mais negativos que estações localizadas em ilhas no meio do oceano. A provável explicação para esse fenômeno seria o deslocamento da massa de ar em direção ao interior do continente. A massa de vapor, e, conseqüentemente, a chuva, ficariam cada vez mais leves. Outro motivo seria que a massa de água, ao se mover em direção ao interior do continente, receberia vapor d'água de composição isotópica mais

leve, devido aos processos de evaporação que ocorrem nos continentes. Esse fenômeno é chamado de "efeito de continentalidade" (MARTINELLI *et al.*, 2009).

Um terceiro efeito conhecido como "efeito de quantidade" (*amount effect*) é quando as chuvas mais intensas apresentam valores menores de $\delta^{18}\text{O}$, ou seja, ocorre um efeito inverso em relação ao volume de água precipitado. A variação sazonal dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ da precipitação em Manaus é um bom exemplo desse efeito. Nos meses mais secos, os valores tornam-se mais elevados, enquanto nos meses mais úmidos, há um decréscimo acentuado nos valores isotópicos (MARTINELLI *et al.*, 2009).

As principais causas para o efeito da quantidade seriam:

- a) com uma maior quantidade de água sendo condensada, haveria um resfriamento mais elevado, aumentando o valor de fracionamento isotópico entre a chuva e o vapor que lhe deu origem;
- b) na época seca, há uma maior intensidade de troca isotópica com o ar atmosférico, enriquecendo isotopicamente as partículas de chuva;
- c) na época seca, as gotas de chuva podem ser evaporadas no seu percurso até o chão. Esse fato causa também um enriquecimento das gotas de chuvas.

Em latitudes médias uma progressiva depleção de precipitação em isótopos pesados com o aumento da distância da costa foi observada. É interpretado como uma consequência da liquefação das massas de ar entrando nos continentes (SALATI *et al.*, 1979; SONNTAG *et al.*, 1983; ROZANSKI *et al.*, 1993). O gradiente continental de $\delta^{18}\text{O}$ observado na atualidade na precipitação na Europa é de -2‰ de $\delta^{18}\text{O}$ por 1000 km. Um gradiente isotópico substancialmente mais baixo foi encontrado na Bacia Amazônica na América do Sul. Isso tem sido atribuído ao intenso reciclo de umidade dentro da bacia causado pela evapotranspiração (SALATI *et al.*, 1979; GAT e MATSUI, 1991).

Devido aos diversos efeitos que influenciam nos níveis de $\delta^{18}\text{O}$ na precipitação ao longo da superfície terrestre, as características isotópicas da precipitação acabam diferenciando-se ao redor do globo e dos continentes. Sendo assim, a IAEA montou uma vasta rede de coleta de amostras de precipitação fim de medir a composição isotópica da água precipitada. Esta

seção da IAEA responsável por esta rede de estudo chama-se *Global Network of Isotopes in Precipitation* (GNIP). A IAEA conduziu uma pesquisa mundial de composição isotópica da precipitação mensal por mais de 35 anos. A distribuição global de D (Deutério) e $\delta^{18}\text{O}$ na chuva foi monitorada desde 1961 por uma rede de estações (YURTSEVER, 1975). Desta extensa base de dados foi deduzido como fatores meteorológicos e geográficos influenciam na composição isotópica da precipitação (HOEFS, 2009).

Na América do Sul existiram 189 pontos de coleta entre 1959 e 2016, sendo que 30 destes pontos estavam ativos no Brasil, para coleta e posterior análise dos isótopos provenientes da água de precipitação. Porto Alegre fez parte desta rede de coleta entre os anos de 1965 e 1983. Devido a isso, o presente estudo se propõe também a ser um experimento para a continuidade do trabalho realizado pelo IAEA.

1.2.2. Isótopos em estudos de precipitação

Em pesquisas hidrológicas, os isótopos de hidrogênio e de oxigênio, os componentes da molécula da água (H_2O) são os principais isótopos utilizados no desenvolvimento de pesquisas. Para o isótopo de oxigênio é utilizada a notação $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, enquanto que para o hidrogênio é utilizada, $^2\text{H}/^1\text{H}$, sendo que o hidrogênio neste caso passa a ser conhecido como deutério. A notação "delta por mil" é mais comumente usada e adotada pela comunidade científica para expressar os valores dos isótopos citados, e eles passam a ser expressos por $\delta^{18}\text{O}$ para oxigênio e δD para o hidrogênio.

Nos estudos ambientais, o uso de isótopos baseia-se no fato que a composição isotópica varia de uma forma previsível, conforme o elemento se move através dos diversos compartimentos do ecossistema (MARTINELLI *et al.*, 2009).

A primeira avaliação detalhada dos fatores de equilíbrio e de não-equilíbrio que determinam a composição isotópica da precipitação foram publicados por Dansgaard (1964). Ele identificou que a composição isotópica de

um local reflete a distribuição geográfica pelos parâmetros ambientais da latitude, altitude, distância da costa, quantidade de precipitação e temperatura superficial do ar. Dentre estes, dois fatores são de especial significância: temperatura e quantidade de precipitação. A melhor correlação da temperatura com o valor isotópico é observada em regiões continentais de alta latitude, enquanto que a correlação com a quantidade de precipitação é mais pronunciada em regiões tropicais (baixa latitude). A aparente ligação entre a temperatura superficial local e a composição isotópica da precipitação é de especial interesse principalmente por causa da importância potencial dos isótopos estáveis como indicadores paleoclimáticos. O efeito da quantidade é atribuído à saturação gradual do ar abaixo da nuvem, o que diminui qualquer mudança para valores mais altos de $\delta^{18}\text{O}$ causados por evaporação durante a precipitação (FRICKE e O'NEIL, 1999).

Em estudos de isótopos, a Composição Isotópica (R) é apresentada pela fração entre o isótopo menos abundante e o mais abundante, sendo que a equação (1) apresenta a referida razão, que geralmente é estabelecida pelo isótopo mais pesado sobre o mais leve:

$$\alpha = R_{\text{substrato}}/R_{\text{produto}} \quad \text{Eq. (1)}$$

A razão R, sendo alterada por algum fenômeno, apresenta modificação na quantidade de isótopos pesados e de isótopos leves presentes no elemento ou composto. Em uma reação substrato-produto, $R_{\text{Substrato}}$ e R_{Produto} são as razões isotópicas do substrato e do produto, respectivamente. Como os isótopos leves e pesados possuem diferentes velocidades de reação, ao final da reação os valores de $R_{\text{Substrato}}$ e R_{Produto} tendem a ser distintos. Sendo assim, pode-se definir o Fator de Fracionamento (α) como:

$$\alpha = R_{\text{substrato}}/R_{\text{produto}} \quad \text{Eq. (2)}$$

Valores de α tendem a 1 e para conveniência de trabalho com tais valores, definiu-se o Fator de Enriquecimento Isotópico (ϵ), ou ainda, a Discriminação Isotópica (Δ), que pode-se representar por:

$$\epsilon = (\alpha - 1) \quad \text{Eq. (3)}$$

Devido à dificuldade de interpretação direta dos valores absolutos da composição isotópica, trabalha-se com seu desvio em relação à razão R de um padrão. Dessa forma chegou-se à notação de δ :

$$\delta = (R_{\text{amostra}}/R_{\text{padrão}} - 1) \quad \text{Eq. (4)}$$

Como os valores envolvidos são pequenos, convencionou-se multiplicá-lo por mil, chegando-se a resultados dados “por mil”.

$$\delta (\text{‰}) = (R_{\text{amostra}}/R_{\text{padrão}} - 1)1000 \quad \text{Eq. (5)}$$

Onde “R” é a relação do isótopo pesado para o isótopo leve na amostra ou padrão. Um valor δ positivo significa que a amostra contém mais do isótopo mais pesado do que o padrão; um valor de δ negativo significa que a amostra contém menos do isótopo mais pesado do que o padrão. (MARTINELLI *et al.*, 2009).

Existem diversas maneiras usadas para fazer comparações entre os valores de δ de dois materiais.

Mais alto *versus* Mais baixo valor

Mais pesado *versus* Mais leve (o material “mais pesado” é aquele com valor mais alto)

Mais/Menos positivo *versus* Mais/Menos negativo (i.e., -10‰ é mais positivo do que -20‰)

Enriquecido vs. Empobrecido (lembre-se de indicar o isótopo está em falta; i.e., um material é enriquecido em ^{18}O ou ^{16}O relativo a algum outro material).

Destas comparações, as três primeiras são as mais utilizadas. Os vários isótopos dos elementos possuem algumas propriedades físico-químicas ligeiramente diferentes graças às diferenças de massa. Em determinadas situações estas diferenças podem influenciar no fracionamento dos isótopos em casos onde ocorra a dependência da massa (KENDALL, 1998). A Tabela 1 demonstra algumas das diferenças físicas da água com os isótopos ^{16}O e ^{18}O .

Tabela 1: Propriedades físicas da água com isótopos ^{16}O e ^{18}O .

Propriedade	H_2^{16}O	H_2^{18}O
Densidade (20°C, g.cm ⁻³)	0,997	1,1106
Temperatura da maior densidade (°C)	3,98	4,30
Temperatura de Fusão (à 1 atm, em °C)	0,00	0,28
Temperatura de Ebulição (à 1 atm, em °C)	100,00	100,14
Pressão de Vapor (à 100°C, em atm)	1,0	-
Viscosidade (à 20°C, em Centipoise)	1,002	1,056

Fonte: Hoefs (2009)

Quando medidas, as composições isotópicas normalmente são reportadas relativas a um padrão internacional. A análise de amostras em laboratório pode se dar de duas formas: utilizando-se diretamente padrões internacionais ou usando padrões calibrados relativamente a padrões internacionais. Pequenas quantidades de amostras-padrão de referência são disponibilizadas com o objetivo de calibração pelo *National Institute of Standards and Technology* (NIST) nos Estados Unidos, ou pela IAEA, sediada em Viena, na Áustria. O padrão mais utilizado em trabalhos relativos a isótopos de Oxigênio e de Hidrogênio é o VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*), uma mistura de água dos cinco oceanos, para a qual foi atribuído o valor 0‰. VSMOW é virtualmente idêntico ao agora-indisponível padrão SMOW. O SMOW, na verdade, não é um corpo real de água (Dansgaard *et al.*, 1973), mas sim o ponto zero na escala de δ que é definida em função de uma amostra de água na National Bureau of Standards, EUA. Padrões secundários existem em Viena, na Seção de Hidrologia Isotópica da IAEA.

Contudo, o uso de VSMOW é o preferido (e em alguns pappers e periódicos é agora requerido) por seus usos implicarem que a calibração das medições foi realizada de acordo com as orientações da IAEA para expressão dos valores de delta relativos aos materiais e referência disponíveis nas escalas normalizadas per mil (KENDALL, 1998).

2 CARACTERÍSTICAS ATMOSFÉRICAS DA AMÉRICA DO SUL

2.1. Clima

2.1.1. América do Sul

A América do Sul, estando cercada pelos Oceanos Pacífico e Atlântico, sofre influência de ambos em seu clima. A cordilheira dos Andes, que possui elevadas altitudes e pouca largura em sua extensão, se estende pelo continente de norte a sul. Em termos de clima, enquanto que no verão a circulação atmosférica sobre o continente sul-americano apresenta como características marcantes a Alta da Bolívia, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e a Baixa do Chaco, no inverno destacam-se as incursões de ar frio pelo continente até o sul da região amazônica. O deslocamento meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) condiciona as variações sazonais da parte nordeste do continente, assim como a forte interação meridional entre trópicos e extratropicais determina as características do clima da parte central e sul do continente (SATYAMURTY *et al.*, 1998).

A clássica classificação climática de Köppen-Geiger, revisada por Peel *et al.* (2007), permite identificar três climas predominantes: tropical (A) em 60,1% da área total; temperado (C) em 24,1% da área total; e árido (B) em 15,0% da área total. No restante da área (0,8%) ocorre o clima Polar ou de Montanha (E), que se encontra apenas nas áreas mais altas da Cordilheira dos Andes, e no extremo sul continental.

Observando-se o mapa da Figura 2 é possível verificar que a Região Sul do Brasil está predominantemente inserida na classificação Cfa (normalmente úmido em todas as estações e com verões quentes) e com ocorrência de do

clima Cfb nas regiões mais elevadas (úmido em todas as estações e com verões brandos) na porção leste do Paraná. Isto demonstra que toda esta área possui potencial para geração de precipitação convectivas, haja visto o aporte de umidade ser constante durante o ano e ocorrer verões quentes. Esta situação, de combinação de umidade e calor (principalmente no verão) favorece a evaporação das águas superficiais, sejam elas continentais ou oceânicas, e cria ambiente atmosférico propício para formação de sistemas convectivos.

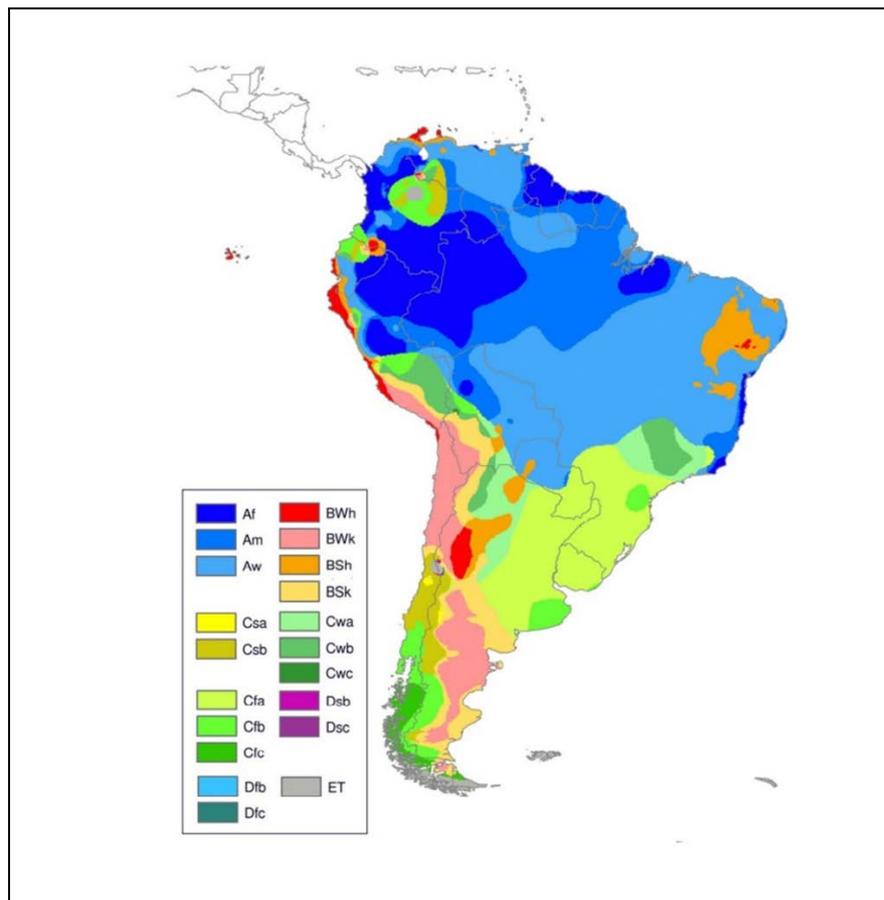


Figura 2: Mapa da classificação climática de Köppen-Geiger.

Fonte: Adaptado de Peel *et al.* (2007).

Já na porção central e norte do país há um predomínio dos climas Af (Clima Tropical úmido), Am (Clima Tropical de Monção) e Aw (Clima Tropical de Savana, com chuvas no verão). Isso evidencia a importância da circulação atmosférica de grande escala na circulação de umidade neste setor do continente.

2.1.2. Precipitação

A umidade presente na atmosfera e que é responsável pela precipitação que cai sobre a superfície terrestre tem origem na sequência evaporação-condensação que ocorre com a água da superfície da Terra.

A evaporação, incluindo a transpiração das plantas, fornece umidade para a atmosfera. Cerca de 87% desta umidade se origina nos oceanos e os outros 13% originam-se nos continentes terrestres. Esta componente terrestre da evaporação anual é constituída de 52% por transpiração vegetal e animal, 28% por evaporação do solo e 20% por interceptação pelos vegetais (BARRY e CHORLEY, 2013).

A evaporação ao redor do globo possui suas taxas médias mais altas sobre os oceanos tropicais, associados aos cinturões de ventos. Isso ocorre em resposta à alta recepção de radiação solar e ao exuberante crescimento da vegetação. As maiores perdas evaporativas oceânicas observadas no inverno para cada hemisfério, representam o efeito dos fluxos externos de ar frio continental sobre correntes oceânicas quentes no Pacífico Norte Ocidental e no Atlântico Norte, e dos ventos alísios mais fortes na estação fria do HS.

A água evaporada presente na atmosfera volta à superfície terrestre em forma de precipitação, seja ela líquida (chuva) ou sólida (geada, neve, chuva congelada). Esta precipitação é precedida pela condensação, que ocorre como resultado de mudanças do volume do ar, na temperatura, na pressão ou na umidade.

A condensação é favorecida por condições que geram queda na temperatura do vapor d'água presente na atmosfera. O resfriamento por contato, o resfriamento radiativo, a mistura de massas de ar de temperaturas diferentes e o resfriamento dinâmico da atmosfera são estes fatores.

O resfriamento por contato, que é um dos fatores geradores de queda de temperatura, ocorre em uma massa de ar quente e úmida que passa sobre uma superfície de terra fria. Em uma noite limpa de inverno, a intensa perda de

radiação resfriará a superfície rapidamente e o resfriamento superficial se estende de forma gradual para o ar úmido mais abaixo, reduzindo a temperatura a um ponto onde ocorre condensação na forma de orvalho, nevoeiro ou geada, dependendo da quantidade de umidade envolvida, da espessura da camada de ar frio e do valor do ponto de orvalho. Quando este ponto fica abaixo de 0°C, é chamado de ponto de congelamento de geada, se o ar estiver saturado em relação ao gelo (BARRY e CHORLEY, 2013).

A condensação também pode ocorrer devido à mistura de camadas contrastantes dentro de uma única massa de ar, ou de duas massas de ar diferentes. Massas de ar com determinadas características de temperatura e umidade podem misturar-se vertical ou horizontalmente, o que produz uma massa de ar supersaturada na temperatura intermediária e que, conseqüentemente, forma nuvens potenciais de chuva.

Além disso, o ar esfria à medida que as parcelas de ar se expandem, e o nível de umidade relativa do ar aumenta. Depois de alcançar a saturação, ou 100% de umidade relativa, ocorre a condensação e formam-se as nuvens acima do nível de condensação.

A quantidade de precipitação varia na superfície do planeta. No geral, 79% da precipitação total caem sobre os oceanos e 21% sobre a terra, sendo que as grandes variações longitudinais se sobrepõem no padrão zonal, sendo que este padrão zonal apresenta as seguintes características, segundo Barry e Chorley (2013):

- O máximo “equatorial” apresenta-se deslocado para o Hemisfério Norte. Isso relaciona-se principalmente com os sistemas convergentes dos ventos Alísios e os regimes de monções deste hemisfério de verão, particularmente no sul da Ásia e oeste da África. Os totais anuais de precipitação sobre áreas extensas apresentam-se na ordem de 2000-2500 mm ou mais.

- A máxima precipitação da costa oeste em latitudes médias associada às trilhas de tempestades dos ventos de oeste.

- As áreas secas das células de alta pressão subtropicais, que incluem muitos dos principais desertos do mundo, bem como vastas extensões

oceânicas. No Hemisfério Norte, o caráter remoto dos interiores continentais estende estas condições secas para latitudes médias. Além de totais anuais médios muito baixos (menos de 150 mm), essas regiões têm uma considerável variabilidade de ano para ano. No HS, onde as extensões de terras são menores, essas características são amenizadas.

- Baixa precipitação em latitudes elevadas e no inverno sobre os interiores continentais do hemisfério norte. Isso reflete o baixo teor de vapor do ar extremamente frio. A maior parte dessa precipitação ocorre na forma sólida, e podemos considerar também, a proximidade destas terras com a região polar, influenciando nestas características.

Outra característica que pode facilitar a formação de nuvens de precipitação é a convecção de vapor d'água. Esta convecção pode se dar na forma de convecção livre ou forçada, ou seja, a convecção é dita **livre** quando ocorre por diferenças de densidade na atmosfera, que dão origem às térmicas (correntes ascendentes causadas pelo aquecimento diferencial da atmosfera), ou é dita **forçada** quando envolve a ascensão do ar por forças mecânicas, como fluxos sobre barreiras orográficas, ascensão frontal, turbulência de correntes de fricção na superfície ou ascensão por convergência dos ventos (BARRY e CHORLEY, 2013).

Sendo assim, a precipitação pode ser classificada em três tipos:

I. Precipitação do Tipo Convectiva

Esta precipitação é proveniente da evaporação causada principalmente em dias quentes de verão e afeta pequenas áreas, de vão de 20 até 50 km², consistindo em pancadas fortes de curta duração, que vão de 30 a 50 minutos de duração.

II. Precipitação do Tipo Ciclônica

É gerado a partir da ascensão de ar causada pela convergência horizontal de correntes de ar em uma área

de baixa pressão. As depressões extratropicais podem reforçar esse efeito com a subida de ar quente e menos denso. A precipitação gerada dessa forma é moderada e contínua, atingindo grandes áreas por onde se desloca, podendo durar entre 6 e 12 horas.

III. Precipitação do Tipo Orográfica

Esse tipo de precipitação é gerado por uma barreira orográfica que, dependendo de seu alinhamento e tamanho, pode produzir diferentes efeitos, tais como:

- a) ascensão forçada em uma encosta suave, produzindo resfriamento adiabático, condensação e precipitação
- b) desencadeamento de instabilidade condicional ou convectiva, bloqueando o fluxo de ar e ascendência a montante;
- c) desencadeamento de convecção pelo aquecimento diurno das encostas e ventos ascendentes;
- d) precipitação de nuvens baixas sobre as montanhas, pela “semeadura” de cristais de gelo ou gotículas de uma nuvem alimentadora mais elevada;
- e) maior precipitação frontal, pelo retardamento do movimento de sistemas ciclônicos e frentes.

2.1.3. Zona de Convergência Intertropical

A principal energia que abastece a superfície terrestre é o sol. A energia solar alcança a Terra e atinge sua superfície emersa, seus mares e seus oceanos. Com isso, por intermédio de alguns processos físicos entre a

superfície e a atmosfera, o ar adjacente é superfície terrestre e dos mares também é aquecido, fazendo com que a atmosfera seja aquecida “de baixo para cima”. O aquecimento da Terra, entretanto, não ocorre de maneira uniforme entre polos e o equador, pois, devido à forma do planeta, os raios solares atingem a região tropical quase que perpendicularmente à superfície, enquanto nas regiões mais próximas aos polos a incidência é oblíqua. Essa diferença na incidência solar implica numa maior concentração de energia por unidade de área próxima ao equador do que nos polos, sendo assim, as regiões tropicais acabam se aquecendo mais do que as regiões polares (BARRY e CHORLEY, 2013).

A diferença no aquecimento da atmosfera ao redor do globo também ocasiona movimentos globais atmosféricos. Massas de ar deslocam-se pelo globo, movimentando massas de ar de temperaturas distintas para diversos locais do globo terrestre.

Na região equatorial, por exemplo, o intenso aquecimento solar causa a ascensão do ar e formação de muitas nuvens e de chuva. Nesta região ocorre a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A ZCIT é uma banda de nebulosidade que exerce direta influência sobre as precipitações observadas nos continentes africano, sul-americano e asiático, o que já foi mostrado por Hastenrath e Heller (1977), Citeau *et al.* (1988), Uvo (1998). (MELO *et al.*, 2009).

A ZCIT é uma zona de nebulosidade que se organiza na região equatorial do planeta e migra sazonalmente de uma posição mais ao norte (14°N) durante os meses de agosto-setembro, para sua posição mais ao sul (2°S) durante os meses de março-abril, nos anos considerados normais. A ZCIT acompanha o Equador Térmico (ET) em seus deslocamentos. Este ET é a isoterma de máxima temperatura do globo. O deslocamento sazonal para norte e para sul desta faixa está condicionado a diversos fatores, de onde se destacam a continentalidade, a maritimidade, o relevo das terras emersas e a vegetação que cobre os continentes. Estas características fazem com que a ZCIT apresente deslocamentos significativos quando esta

faixa passa por sobre os continentes, quando comparado seu comportamento sobre os oceanos.

Nesta área (zona equatorial) o encontro dos ventos alísios provenientes de sudeste com os provenientes de nordeste criam o ambiente favorável à ascendência de massas de ar, que normalmente são úmidas. Os ventos apresentam-se calmos, sendo que as calmarias são constantes e as correntes de ar ascendentes originam nuvens convectivas e precipitações frequentes (PEREIRA e MACHADO, 2011).

A ZCIT é uma feição predominantemente oceânica que tende a se localizar sobre águas superficiais mais quentes, sendo assim, pequenas diferenças na temperatura da superfície do mar podem causar mudanças consideráveis na localização da ZCIT (BARRY e CHORLEY, 2013).

A ZCIT pode ser potencializada ou inibida por aspectos meteorológicos de grande escala, uma vez que sua configuração é inerente à circulação geral da atmosfera (NAMIAS, 1972; HASTENRATH e HELLER, 1977). Como exemplo disso, Namias (1972) mostrou que índices pluviométricos abaixo da média histórica no Estado do Ceará (norte do Nordeste) estariam bem correlacionados com uma atividade anticiclônica mais intensa que a normal próxima à Terra Nova, no Canadá. Este padrão anômalo geraria uma alta de bloqueio, modificando a intensidade dos alísios de nordeste, por sua vez associados ao deslocamento meridional da ZCIT. Em uma situação na qual o Oceano Atlântico Tropical Sul está anormalmente frio, onde a Temperatura Superficial do Mar (TSM) abaixo da média histórica, a circulação da célula de Hadley (modelo de circulação fechada da atmosfera terrestre predominante nas latitudes equatoriais e tropicais, relacionada aos ventos alísios, às zonas tropicais úmidas, desertos subtropicais e correntes de jato) se altera devido à ocorrência de movimentos ascendentes anômalos no Hemisfério Norte e subsidência anômala no HS (MOURA e SHUKLA, 1981). (MELO *et al.*, 2009).

A ZCIT afasta-se sazonalmente do equador, à medida que a atividade das células subtropicais de alta pressão se alterna nos hemisférios

opostos. O contraste entre as massas de ar convergentes obviamente aumenta a distância da ZCIT do equador, e o grau de diferença em suas características é associado a uma variação considerável na atividade meteorológica ao longo da zona de convergência.

Tendência de os sistemas dos ventos Alísios dos dois hemisférios convergirem no Cavado Equatorial (baixa pressão). Uma TSM de, pelo menos, 27,5°C parece ser o limiar para a atividade convectiva organizada; acima dessa temperatura, a convecção organizada é essencialmente competitiva entre diferentes regiões disponíveis para fazer parte de uma nova ZCIT contínua (BARRY e CHORLEY, 2013).

A grande variação latitudinal de ZCIT está associada ao sistema de monções, como nos continentes Africano, no sul da Ásia e no norte da Austrália, porém outras regiões como na América Central e Sul, onde a variação latitudinal durante o ano não é tão grande, podem também serem consideradas regiões sob o regime de monção (ASNANI, 1993). Assim, Asnani (1993) propôs como critério para definir as regiões de monção, a faixa entre a posição de 5° a norte da posição da ZCIT mais ao norte de sua climatologia até 5° ao sul da sua posição mais ao sul. Dessa forma, pode-se verificar a ocorrência do regime de monção na Ásia, África e América do Sul. Como é conhecido, a precipitação associada à monção não é contínua ocorrendo episódios de fases ativas e inativas. Na fase ativa da monção, o tempo é nublado e frequentemente ocorre precipitação. Enquanto que na fase inativa, o tempo é ensolarado e quente e com pouca ou nenhuma precipitação. A frequência e intensidade das fases ativas e inativas variam de ano para ano, por isso em alguns anos, a estação chuvosa pode ser mais úmida, precipitação acima da normal, ou mais seca, precipitação abaixo da normal, (MORAN e MORGAN, 1986; GAN *et al.*, 2016).

2.1.4. Zona de Convergência do Atlântico Sul

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) pode ser facilmente identificada em imagens de satélite por meio de uma alongada distribuição de nebulosidade de orientação NW-SE. A ZCAS é resultado da intensificação do calor e da umidade resultantes do encontro de massa de ar quentes e úmidas da Amazônia e do Atlântico Sul na porção central do Brasil. Em geral, uma ZCAS estende-se desde o sul da região amazônica até a porção central do Atlântico Sul (MENDONÇA E DANNI-OLIVEIRA, 2007; PEREIRA e MACHADO, 2011). Esta zona de convergência associa-se a estação chuvosa do Sudeste, podendo estender-se até o sul do Brasil. Alves *et al.* (2005) associam o início da estação chuvosa no Sudeste do Brasil com padrões de circulação de mesoescala, e com a atuação das frentes frias e das ZCAS. Em setores mais ao norte da região Sudeste do Brasil, ocorre a influência de sistemas atmosféricos originários das baixas latitudes, como massas equatorial e tropical continental. Jatos de baixos níveis contribuem para transportar umidade do sul da Amazônia para porções do Sudeste brasileiro, podendo cooperar para a configuração das ZCAS. O período chuvoso inicia-se mais cedo ao sul da região, em decorrência da atuação das frentes frias. Para o setor norte, é observado um atraso da estação chuvosa de 2 a 3 meses em relação ao sul, coincidindo com a atuação das ZCAS em dezembro. Em anos de maior aquecimento do oceano as chuvas iniciam mais cedo, ocorrendo um atraso em anos em que as temperaturas da superfície do mar são mais frias. (NUNES *et al.*, 2009).

O Sistema de Monção da América do Sul (SMAS), que possui papel importante para o transporte de umidade para a região Central da América do Sul (GAN *et al.*, 2004, REBOITA *et al.*, 2010 GRIMM, 2011), apresenta relação com a ZCAS e seu período de atuação, tanto da SMAS quanto da ZCAS, segundo trabalho de Nogués-Peagle *et al.* (2000), ocorre durante a primavera austral (setembro-novembro), associado à migração da convecção para a região central da Amazônia. Esses sistemas atingem seu

pico máximo durante o verão austral, quando ocorre um máximo de precipitação sobre a região central da Amazônia e a Região Sudeste do Brasil e tem sua fase de dissipação no início do outono, no mês de março, quando o máximo da convecção retorna para o extremo norte da América do Sul. O regime pluviométrico associado a estes dois sistemas meteorológicos é tão importante que trabalhos como o de Gan *et al.* (2004) mostram que 50% da precipitação anual sobre a América do Sul tropical e subtropical ocorre nos meses de verão austral (dezembro a fevereiro) e cerca de 90% durante os meses de outubro a abril (QUADRO *et al.*, 2016).

O SMAS também é influenciado pela TSM. Da mesma forma a ZCAS sofre tal influência. Trabalho de Barros *et al.* (2000) mostra que na porção nordeste da Argentina, no Uruguai e no sul do Brasil, uma diminuição na precipitação está associada com fortes manifestações da ZCAS e deslocamentos ao norte da sua posição climatológica e que anomalias de TSM quentes na região de 20°S-40°S e oeste de 30°W estão geralmente acompanhadas com um deslocamento para o sul na ZCAS. Por outro lado, nesta mesma região, um aumento na precipitação está associado com fracas manifestações da ZCAS e deslocamentos ao sul da sua posição climatológica, apresentando anomalias de TSM frias na região de 20°S-40°S e oeste de 30°W que estão geralmente acompanhadas por um deslocamento para o norte na ZCAS. Chaves e Nobre (2004) mostraram com experimentos numéricos que anomalias de TSM quentes sobre o Atlântico Sul tendem a intensificar a ZCAS e anomalias de TSM frias tendem a enfraquecer a ZCAS. (CARVALHO *et al.*, 2009). Em contrapartida, a intensificação da ZCAS tende a esfriar as águas superficiais através de reduções na radiação solar incidente, o que resulta em um surgimento de anomalias frias de TSM ou enfraquecimento das anomalias quentes de TSM (QUADRO *et al.*, 2016).

O posicionamento da ZCAS varia sazonalmente no ano. Ela se localiza mais a leste em dezembro, principalmente em associação com a alta precipitação sobre o Brasil, com o escoamento de nordeste sobre a parte leste da Bolívia e a baixa precipitação sobre o Altiplano. No mês de janeiro,

a ZCAS se posiciona mais a oeste devido ao aumento da precipitação no Altiplano. Este aumento é regido pelo escoamento de ar úmido em baixos níveis na região leste dos Andes. Isso ocorre porque, segundo Nogués-Paegle *et al.* (2000), a topografia exerce um papel crítico em determinar o máximo de precipitação na parte leste da região central dos Andes e na parte oeste da região sul dos Andes. Além disso, a topografia tende a reforçar a ZCAS, intensificar e reposicionar o máximo de precipitação na Amazônia. Vários estudos recentes estudaram a importância da circulação induzida pela presença dos Andes sobre o Sistema de Monções da América do Sul (SMAS) (VERA *et al.* 2006). Liebmann *et al.* (2004), por exemplo, estudaram as relações entre variações do Jato de Baixos Níveis (JBN) a leste dos Andes (STENSRUD 1996; SALIO *et al.* 2002) e a ZCAS. Existe evidência de que quando o fluxo de umidade na América do Sul central é alto, o qual é transportado pelo JBN, a convecção sobre a ZCAS é fraca, e vice-versa (QUADRO *et al.*, 2016).

2.1.5. Chaco

Na parte centro-sul do continente sul-americano, na região que engloba o noroeste da Argentina, o Paraguai e o sul da Bolívia, apresenta-se um importante centro de ação negativo, um centro de baixa pressão intermitente conhecido como Centro de Baixa Pressão do Chaco. Este centro tem origem térmica e é originado da interação entre os Andes, ventos de oeste em altos níveis e aquecimento da superfície (LICHTENSTEIN, 1982; SELUCHI *et al.*, 2003). A elevação da temperatura sobre o continente no período de primavera-verão apresenta-se mais expressiva do que sobre o oceano, favorecendo condições de formação de centro de baixas pressões na latitude de altas pressões subtropicais no HS. Com esse favorecimento, a região acaba atraindo para o interior do continente o ar quente e úmido dos anticiclones da vizinhança, que são o Anticiclone semifixo do Atlântico,

posicionado mais próximo do continente na época mais quente do ano, e o centro de ação da Amazônia com maior deslocamento para sul.

O Centro de Baixa Pressão do Chaco se aprofunda antes da passagem das frentes frias e diminui um ou dois dias depois. Este centro é um sistema quente, que afeta apenas a baixa troposfera (até 700 hPa) e frequentemente é acompanhado por subsidência e conseqüentemente ausência de nebulosidade. Este centro de baixa pressão, portanto, estende-se e aprofunda-se no verão. Ele fortalece o gradiente zonal subtropical de pressão e, com isto, o componente meridional do vento, ajudando a fortalecer os ventos de noroeste em baixos níveis que conectam os trópicos com a Região Sul (GRIMM, 2009)

Este Centro de Baixa Pressão fica menos intenso no inverno, pois a Depressão do Chaco age atraindo para norte o anticiclone migratório polar, facilitando assim o deslocamento do ar polar para regiões de mais baixas latitudes do continente (PEREIRA e MACHADO, 2011).

2.1.6. El Niño Oscilação Sul

Os eventos de El Niño Oscilação Sul (ENOS) são variações irregulares de trocas de ar entre a célula tropical de alta pressão sobre o Pacífico Sul Oriental e uma região de baixa pressão centrada no Pacífico Ocidental, ou Indonésia. Esse modo de variabilidade é caracterizado por possuir uma fase neutra e duas fases extremas. Segundo Adams *et al.* (1999), ENOS é caracterizado como sendo “a variação entre uma fase normal (ou neutra) e duas fases anômalas: El Niño e La Niña”. A fase dita normal, ou neutra, consiste em períodos (anos) em que as condições meteorológicas no Oceano Pacífico apresentam-se normais, ou seja, os ventos alísios sopram para oeste sobre o oceano, forçando assim que as águas superficiais mais quentes desloquem-se em direção ao Oceano

Pacífico Ocidental. Nesta parte do oceano as águas apresentam-se cerca de 8°C mais quentes que na parte oriental do oceano, e também cerca de 50 cm mais elevadas na parte oeste. A água mais fria presente durante esses períodos de fase neutra do ENOS na porção leste do Oceano Pacífico ocorrem devido à ascensão de águas profundas e frias do oceano. Essa ascensão das águas profundas também ocasiona maior presença de nutrientes em águas mais rasas, o que, conseqüentemente, acarreta maior quantidade de peixes e maior atividade pesqueira (ARAÚJO, 2012).

As fases extremas de ENOS, os fenômenos El Niño e La Niña, apresentam comportamentos distintos das águas do Oceano Pacífico. Nos períodos de fase “neutra” a TSM mais alta ocasiona a formação de uma “piscina quente” no Pacífico equatorial ocidental (próximo à Oceania/Ásia). Esta “piscina” apresenta pouco mais de 100 m de profundidade, e é gerada a partir da insolação intensa local, da baixa perda de calor por evaporação nesta região de ventos fracos, e pelo empilhamento de água superficial forçada para oeste pelos ventos Alísios de leste. Essa “piscina quente” se se desloca durante o El Niño, pela mudança no padrão de circulação das correntes oceânicas e pela liberação de calor para a atmosfera de forma direta e por evaporação. A circulação atmosférica local em fases positivas e negativas da Oscilação Sul é apresentada na Figura 3, onde aparece a Circulação de Walker em perfil ao longo do equador durante as fases positivas (A) e negativas (B) da Oscilação Sul. Durante as fases positivas ocorre subsidência de ar e chuvas intensas sobre a bacia Amazônica, África Central e Indonésia e oeste do Pacífico. Na fase negativa (El Niño de 1982-1983, por exemplo), o ramo Pacífico de ar ascendente é deslocado para leste da Linha Internacional de Datas e, em outras partes, a convecção é suprimida pela subsidência. Em verde aparece a topografia exagerada da superfície adjacente (SCHOSSLER, 2016).

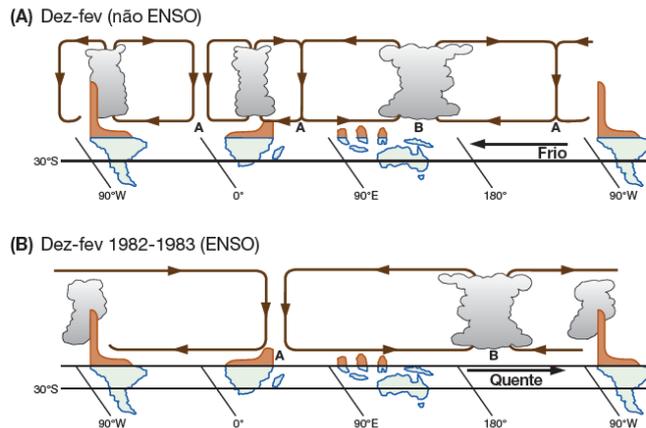


Figura 3: Seções transversais esquemáticas da circulação de Walker ao longo do equador, durante as fases positivas, La Niña (A) e negativas, El Niño (B) da Oscilação Sul.

Fonte: Modificado de Barry e Chorley (2013).

Este eventos ENOS influenciam diretamente o clima global. As características das águas superficiais acabam facilitando ou dificultando a evaporação, afetando assim os padrões de temperatura e pluviosidade em escala mundial. Em anos de El Niño, por exemplo, foram registradas enchentes em quase todo o território do Peru e secas prolongadas na Indonésia e na Austrália, enquanto que em anos de La Niña observaram-se chuvas intensas na costa leste da Ásia e quedas de temperatura na costa oeste dos Estados Unidos (Senado Federal, 1997). A América do Sul é especialmente atingida pela influência de ENOS. Em períodos de El Niño, por exemplo, as águas superficiais quentes do Oceano Pacífico Equatorial ocasionam a ascensão de ar na região litorânea do continente sul-americano e esta experimenta quantidade de chuvas muito além do normal. O ramo ascendente da célula de circulação do tipo Walker torna-se descendente com subsidência de ar seco sobre a parte norte da Amazônia e da Região Nordeste do Brasil, o que determina secas acentuadas nessas regiões. Já para a região sul do Brasil o El Niño age de outra maneira: uma célula de circulação de sentido norte-sul, tipo Hadley, se intensifica e acaba influenciando a corrente de jato. Essa corrente de jato intensificada acaba determinando bloqueios na atmosfera, fazendo com que as frentes frias

fiquem semi-estacionárias sobre o sul do Brasil e acabam ocasionando excesso de chuvas nesta parte do continente. Tais efeitos ocorrem em especial durante a primavera e o verão do HS (ARAÚJO, 2012).

El Niño e La Niña apresentam diferentes impactos climáticos em todo planeta por teleconexões, sendo que tais impactos climáticos são espacialmente e temporalmente complexos. Viles e Goudie (2003) apontaram diferentes consequências que episódios de El Niño podem apresentar. Por apresentarem características distintas, devido a sua localização geográfica e classificação climática, episódios de El Niño podem refletir em:

a) Tempestades deslocadas para leste, da Indonésia ao Pacífico Central, resultando em condições bastante secas sobre o norte da Austrália, Indonésia e Filipinas.

b) Condições mais secas que os normais são observadas sobre sudoeste da África e norte do Brasil.

c) Durante o verão do HN, as precipitações das monções indianas tendem a ser menos intensas que o normal, especialmente no noroeste.

d) Condições mais úmidas que os normais são comuns ao longo da costa oeste da América do Sul e nas latitudes subtropicais da América do Norte (costa do Golfo do México) e América do Sul (sul do Brasil e Argentina Central).

e) Durante o inverno norte-americano as temperaturas ficam um pouco mais altas que o normal no norte e centro e mais frias no sudeste e sudoeste.

f) Eventos El Niño tendem a reprimir a formação de tempestades tropicais e furacões no Atlântico, porém aumentam o número de tempestades tropicais sobre o leste centro do Pacífico. (SCHOSSLER, 2016)

Em episódios de La Niña, a tendência é oposta ao episódio de El Niño, como, por exemplo, condições mais úmidas sobre o sudoeste da África e norte do Brasil. O extremo norte do país experimenta períodos de grandes volumes de chuva. No Nordeste do Brasil são observadas as chegadas de frentes frias no semi-árido, ocasionando grande aumento no volume de chuvas em todos os períodos do ano e diminuição nos níveis médios de temperatura. Já na Região Sul a precipitação é drasticamente reduzida (com exceção do outono), ocasionando períodos de severas estiagens e elevadas temperaturas (ARAÚJO, 2012).

Vale destacar que existe outro fenômeno que pode potencializar os feitos de ENOS. A Oscilação Decenal do Pacífico (ODP) é uma oscilação na temperatura superficial do oceano cuja duração pode variar entre 20 e 30 anos. O El Niño, por exemplo, possui variação entre 6 a 18 meses. A ODP apresenta duas fases: quente e fria. A fase fria caracteriza-se por anomalias negativas na TSM do Pacífico Tropical e, simultaneamente, anomalias positivas no Pacífico Extratropical. Já a fase quente caracteriza-se pelo comportamento contrário, ou seja, anomalias positivas da TSM no Pacífico Tropical e anomalias negativas na TSM no Pacífico Extratropical. A ODP também possui uma fase dita NEUTRA, em que as anomalias de precipitação na América do Sul associadas a eventos El Niño e La Niña têm magnitudes comparáveis, mas de sinais opostos. Kayano e Andreoli (2006) sugeriram que a ODP e o ENOS podem agir de maneira construtiva, onde formam anomalias intensas e bem definidas quando na mesma fase, e de maneira destrutiva, onde formam anomalias fracas e ruidosas quando em fases opostas. A intensidade e a frequência de El Niño e La Niña variam com o regime da ODP. Em fases frias da ODP, os eventos têm frequências equivalentes, enquanto que nas fases quentes os eventos de El Niño são mais frequentes e intensos, justamente por este evento desencadear-se com o aumento da TSM do Pacífico (KAYANO e ANDREOLI, 2009).

3 CARACTERÍSTICAS ATMOSFÉRICAS DO SUL DO BRASIL

3.1. Climatologia e variabilidade da precipitação no Rio Grande do Sul

Em termos de clima, enquanto que no verão a circulação atmosférica sobre o continente sul-americano apresenta como características marcantes a Alta da Bolívia (AB), a ZCAS e a Baixa do Chaco (BC), no inverno destacam-se as penetrações de ar frio pelo continente até o sul da região amazônica. O deslocamento meridional da ZCIT condiciona as variações sazonais da parte nordeste do continente, assim como a forte interação meridional entre trópicos e extratropicais determina as características do clima da parte central e sul do continente (SATYAMURTY *et al.*, 1998).

Através de controles climáticos, Strahler e Strahler (1997) realizaram a classificação climática baseando-se, na circulação atmosférica, em centros de ação, massas de ar, sistemas frontais e as características de precipitação dos lugares. Dessa forma, o RS possui clima marcada influência da circulação atmosférica de latitudes baixas e médias, em áreas de intensa interação entre massas de ar tropicais e polares sendo que nenhuma destas prevalece no controle absoluto da região. Tal modelo de classificação é denominado como “subtropical úmido”.

A localização geográfica do RS faz com que o Estado seja atingido por sistemas atmosféricos provenientes tanto de latitudes baixas quanto de latitudes médias e altas. Isso ocorre porque esta região localiza-se em ponto de passagem da zona tropical para a zona temperada do continente, onde também atuam anticiclones permanentes que marcam a transição entre latitudes médias e baixas. Os anticiclones, tanto do Oceano Atlântico quanto do

Oceano Pacífico, são importantes no quadro da circulação atmosférica do sul do país, em especial o anticiclone do Atlântico, que determina as condições meteorológicas da região com suas intrusões ao longo do continente (NIMER, 1977).

As massas de ar atuantes sobre a superfície do estado também demonstram a singularidade que a posição geográfica do RS representa. Massas de ar provenientes das regiões tropical e polar (de origem tanto continental quanto marítima) acabam definindo as características do tempo no estado. Dentre estas massas de ar, destacam-se a Marítima Polar (Pm), a Marítima Tropical (Tm) e a Continental Tropical (Tc). (ANDRADE, 1972; TUBELIS e NASCIMENTO, 1980). O deslocamento e o contato da Tm, originada na região do Anticiclone Semifixo Tropical (AST), com a Pm, originada na região do Oceano Circumpolar Sul, controlam a dinâmica atmosférica no estado.

A Tm caracteriza-se como uma parcela de ar com elevados valores de temperatura e umidade na superfície. Embora possua altas temperaturas e muita umidade, a Tm sofre um persistente movimento de subsidência, limitando a umidade absorvida a camada superficial (NIMER, 1989). Esta corrente predomina sobre o RS principalmente durante o verão austral, pois com o maior aporte de radiação, todo o sistema de circulação atmosférica desloca-se para o sul. O AST migra de 15°W, 27°S em agosto para 5°W, 33°S em fevereiro (SATYAMURTY *et al.*, 1998). A subsidência causada pela AST dificulta a formação de nuvens de desenvolvimento vertical. Esse sistema normalmente está associado a tempo estável com temperaturas mais amenas, sobretudo em áreas próximas ao litoral. Sendo assim, apenas a costa leste da América do Sul apresenta precipitações mais intensas nesta estação, haja visto a umidade absorvida no oceano, aliada a corrente marítima quente, conseguir atingir maiores altitudes, gerando instabilidade e precipitação (VIANA, 2006).

A BC, uma depressão térmica continental, caracteriza-se como uma fonte de massa de ar Tc. Ao contrário do que ocorre com a AST, que no

período do verão se enfraquece com o maior aquecimento do continente em relação ao mar, a BC se fortalece neste período. Isso ocasiona uma convergência de ar nos níveis inferiores da atmosfera, que ganha mais significância entre o meio da primavera e o início do outono. A BC possui origem em uma estreita zona plana, quente e árida a leste da cordilheira dos Andes e ao sul do Tropicó de Capricórnio e é responsável pelas condições de tempo quente e seco, já que dificulta a formação de nuvens por ser uma circulação ciclônica de superfície com baixos índices de umidade específica e aliada à forte subsidência da alta pressão em níveis superiores. (TUBELIS e NASCIMENTO, 1980; NIMER, 1989). Além disso, o Anticiclone Semifixo do Pacífico (ASP), ao transpor a cordilheira dos Andes, deposita a barlavento sua umidade específica, fazendo com que a região entre 30° e 40°S seja uma das zonas de menor umidade relativa e de mais altas médias térmicas da América do Sul (ANDRADE, 1972).

Nos meses frios do ano na região austral (abril a setembro) o RS é atingido por frentes frias. Estas frentes estão associadas às altas pressões em superfície e as baixas temperaturas, e acabam penetrando o continente a partir de sul, fazendo com que, após sua passagem, haja o predomínio de tempo bom e declínio de temperatura. As frentes de origem polar, ao se encontrarem com massas de origem tropical, formam uma zona de descontinuidade que se denomina Frente Polar (FP) que apresenta orientação NW-SE. Essas massas de ar, ao deslocarem-se em direção ao Atlântico, perdem gradativamente suas características, fundindo-se com a AST. Estas invasões da FP ocorrem durante todo ano, porém são mais intensas e frequentes no inverno (TUBELIS e NASCIMENTO, 1980).

Na baixa troposfera (850 hPa) o estado do RS sofre influência do Anticiclone Extratropical do Atlântico, dos ciclones móveis extratropicais (que se desenvolvem próximos à costa do RS), da BC (como mencionado anteriormente) e dos Jatos de Baixos Níveis (JBN). Na alta troposfera (200 hPa), por outro lado, a influência ocorre pelo Jato Subtropical (JST) e pelo Jato

Polar (JP). A interação entre o JBN e o JST sobre a região do Chaco, intensificada pelo aquecimento da superfície no verão, fazem do setor oeste do RS uma região de ocorrência de CCM (SATYAMURTY *et al.*, 1998).

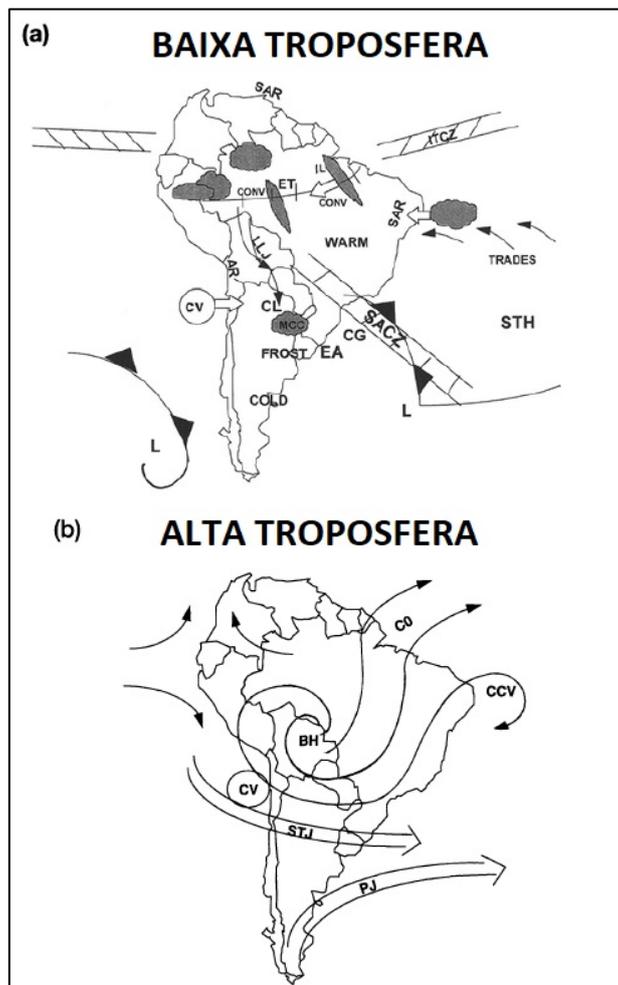


Figura 4: Circulação atmosférica atuante na Baixa e na Alta Troposfera na América do Sul, onde IL = Linhas de Instabilidade Tropicais (IT); CL = Baixa do Chaco (BC); LLJ = Jatos de Baixos Níveis (JBN); ET = Baixa Equatorial; AR = Região Árida; SAR = Região Semiárida; MCC = Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM); CONV = Atividade Convectiva; CG = Ciclogênese; SACZ = Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); STH = Alta Subtropical (AST); EA = Anticiclone Extratropical (AMP); L = Baixa Pressão; CV = Vórtice Ciclônico; BH = Alta da Bolívia (AB); CCV = Vórtex de Núcleo Frio; CO = Fluxo de Cirrus; STJ = Jato Subtropical (JST); PJ = Jato Polar.

Fonte: Esquema proposto por Satyamurty *et al.* (1998)

A América do Sul é a única região do HS que apresenta condições frontogenéticas, ou seja, condições de formação e de intensificação de frentes, praticamente o ano todo, segundo Satyamurty e Matos (1989). A região com atividade mais intensa no mês de janeiro é o sul da Argentina, sendo que esta atividade migra para norte até o noroeste da Argentina e sul do Brasil no mês de julho. Os sistemas frontais interagem com o ar tropical durante a maior parte do ano, exceto no inverno. Isso faz com que ocorra convecção profunda e ampliação na precipitação local (VIANA, 2009a).

Assim como os sistemas frontais, a ciclogênese também possui importância na formação de chuvas no sul do Brasil. Neste caso este fenômeno auxilia no suprimento de umidade local a partir da umidade da Amazônia e da umidade marítima, segundo Gan e Rao (1991). Segundo os autores, os anos de maior frequência de ciclogênese também são os anos de maior volume de precipitação. Também observaram que tanto o número de ciclogêneses quanto o volume de chuvas da Região Sul do Brasil estão associados ao fenômeno ENOS (VIANA, 2009a).

A precipitação dita orográfica é consequência do encontro de massas de ar carregadas de umidade com barreiras orográficas (morros, montanhas, serras, encostas) de modo a fazer ascender o ar úmido e, conseqüentemente, forçar a precipitação da umidade. Na região Sul do Brasil, os movimentos sazonais do centro de alta pressão existente no Atlântico Sul, pois os movimentos deste sistema determinam maior ou menor penetração de ventos em baixos níveis na costa e, conseqüentemente, maior ou menor penetração de umidade continente adentro. A presença da Serra do Mar próximo à costa da região força a ascendência do ar úmido, o que pode ocasionar a ocorrência da precipitação orográfica. Esta penetração de ventos/umidade cresce durante o semestre quente e torna-se quase insignificante no semestre frio na Região Sul do Brasil (CAVALCANTI *et al.*, 2009).

Além dos tipos mais comuns de precipitação acima mencionados, os CCMs também afetam sobremaneira o estado do RS. A formação de CCM na

porção oeste do RS ocorre também devido a alimentação desta região com umidade das áreas tropicais do continente sul americano. O JBN proporciona o transporte de calor e umidade proveniente da Amazônia até a região do Paraguai e norte da Argentina. Tal fluxo, decorrente da barreira orográfica da cordilheira dos Andes, ocorre em níveis abaixo de 850 hPa e atinge velocidade de 15 m/s. Além do JBN, a Alta da Bolívia (AB) também possui influência na formação dos CCM (SATYAMURTY *et al.*, 1998). Ela acaba condicionando a posição e a curvatura do JST (formando uma crista na região do Chaco) no período do verão. Isso ocorre porque o mecanismo básico de formação da alta é o movimento ascendente devido à intensa atividade convectiva sobre a Amazônia. A convergência de vapor d'água em baixos níveis e a liberação do calor latente na média troposfera ajudam a sustentar o movimento ascendente, mantendo a região relativamente quente na alta troposfera (SATYAMURTY *et al.*, 1998). O acoplamento dos JBN com o JST, aliado a circulação valemontanha proveniente da cordilheira dos Andes, garante as condições necessárias para a formação e desenvolvimento do CCM (SILVA DIAS, 1987).

3.2. Precipitação

O regime de precipitação no RS passou a ser estudado sistematicamente por Araújo (1930). O autor definiu, além das normais anuais e estacionais, os fatores dinâmicos e geográficos de distribuição da precipitação no Estado. Foi observado que o principal mecanismo responsável pela precipitação é a aproximação de um anticiclone. Durante o inverno, os anticiclones são mais vigorosos e sua ação mais duradoura, fazendo com que as precipitações sejam mais prolongadas e com um maior número de dias de chuva. Já no verão, a ação dos anticiclones se torna menos frequente, passando a predominar o padrão de precipitação convectiva, com menor duração, porém com maior intensidade. O autor descreve as chuvas convectivas no verão como benéficas, ocasionadas por trovoadas locais, pois

produzem precipitações abundantes nessa estação, época em que se tornam mais necessárias. Porém, algumas vezes essas chuvas são acompanhadas de eventos extremos como ventos fortes e granizo, trazendo prejuízos significativos às comunidades (VIANA, 2006).

A Tabela 2 apresenta valores de Precipitação Acumulada Anual para 16 estações meteorológicas espalhadas nas mais diversas regiões do estado do Rio Grande do Sul nos períodos das normais climatológicas de 1961 – 1990 e de 1981 – 2010. Estes valores estão disponíveis no site do INMET.

Tabela 2: Precipitação acumulada anual em 16 estações meteorológicas no RS para os períodos de 1961 – 1990 e 1981 – 2010.

LOCALIDADE	PRECIPITAÇÃO (mm) 1961 – 1990	PRECIPITAÇÃO (mm) 1981 – 2010	VARIAÇÃO (%)
BAGÉ	1299,9	1513,6	16,4
BENTO GONÇALVES	1683,7	1781,9	5,8
BOM JESUS	1807,3	1704,9	-5,7
CAXIAS DO SUL	1823,0	1802,7	-1,1
CRUZ ALTA	1630,7	1898,4	16,4
ENCRUZILHADA DO SUL	1510,8	1668,6	10,4
IRAÍ	1806,7	1952,0	8,0
LAGOA VERMELHA	1691,1	1688,1	-0,2
PASSO FUNDO	1803,1	1907,5	5,8
PORTO ALEGRE	1320,2	1425,2	8,0
RIO GRANDE	1233,6	1306,6	5,9
SANTA MARIA	1616,8	1796,2	11,1
SANTA VITÓRIA DO PALMAR	1228,9	1267,9	3,2
SÃO LUIZ GONZAGA	1770,9	1912,9	8,0
TORRES	1363,2	1507,1	10,6
URUGUAIANA	1647,4	1407,5	-14,6
MÉDIA GERAL	1577,3	1658,8	5,2

Fonte: INMET.

No sudeste do RS o máximo de precipitação ocorre no inverno, o que caracteriza um regime de latitudes médias, onde a chuva resulta de penetrações frontais associadas a ciclones extratropicais migratórios. Nessa região a ciclogênese é mais ativa nessa época do ano (CAVALCANTI *et al.*, 2009).

Na maior parte do RS os regimes de chuvas são bimodais (dois máximos) e até trimodais (três máximos), com maior concentração de precipitação no trimestre agosto-setembro-outubro. Somente no sudeste do RS o trimestre de máxima precipitação é julho-agosto-setembro (CAVALCANTI *et al.*, 2009).

Analisando os valores de precipitação anual nas 16 cidades, pode-se verificar que a maioria das cidades apresentou aumento no volume de precipitação do período de 1961 – 1990 para o período de 1981 – 2010. Em alguns casos o aumento foi importante, como nas cidades de Bagé (16,4%), Cruz Alta (16,4%), Encruzilhada do Sul (10,4%), Santa Maria (11,1%) e Torres (10,6%). Em termos geográficos, observa-se que não há padrão no aumento da precipitação no RS, uma vez que as regiões da Campanha, Planalto, Central e Litoral apresentaram aumento. Em poucos casos houve decréscimo na Precipitação Acumulada Anual. Os decréscimos apresentados foram de baixo percentual, excetuando-se o caso de Uruguaiana (-14,6%), que apresentou uma diminuição importante.

Considerando-se os valores medidos e calculados para estas 16 estações, a média da Precipitação Acumulada Anual apresentou aumento de 5,2% no período de 1981 – 2010 em relação ao período de 1961 – 1990. Dessa forma, 11 das 16 cidades apresentaram maior incremento na precipitação do que o incremento apresentado pelo RS, e 5 cidades apresentaram incremento menor ou até decréscimo de precipitação em relação ao valor do RS.

Em termos de valores absolutos, vale destacar os extremos de Precipitação Acumulada Anual dentre as 16 estações no RS: no período 1961-

1990, a cidade de Caxias do Sul apresentou o maior valor de precipitação (1823,0 mm) e Santa Vitória do Palmar apresentou o menor valor (1228,9 mm); já no período 1981-2010 a cidade de Iraí foi quem apresentou o maior valor (1952,0 mm) e novamente Santa Vitória do Palmar apresentou o menor valor (1267,9 mm).

Viana *et al.* (2006) analisou a Precipitação Média Acumulada em 24 estações meteorológicas do RS para o período entre 1975 e 2004 e comparou seus resultados com a série 1945-1974. O desvio médio anual da precipitação do período 1975-2004 ficou 125 mm acima do período 1945-1974, ou seja, um incremento de 8%. Em 23 estações a precipitação do período mais recente superou a precipitação do período anterior, ficando apenas a estação de Uruguiana, no extremo oeste do RS, com comportamento diferente. O outono foi a estação do ano que apresentou o maior desvio médio (17%) enquanto que o inverno apresentou o menor desvio médio (2%). A primavera apresentou desvio de 9% e o verão um desvio de 7%. Esses resultados corroboram com o trabalho de Ávila (1994) que também mostrou que a normal climatológica 1961-1990 superou a anterior, 1931-1960, em praticamente todo o estado (VIANA *et al.*, 2006). Tais resultados, associados aos valores apresentados neste trabalho, demonstram uma tendência no aumento da precipitação média no RS ao longo do século XX e início do século XXI, uma vez que a quantidade de precipitação tem aumentado em relação ao período anterior.

3.3. Eventos extremos e CCM

Um extremo climático pode levar também a um favorecimento de certo tipo de evento, como tempestades severas, por exemplo. Em anos de El Niño, quando o Sul do Brasil tende a ser chuvoso, também costumam se formar grandes aglomerados de tempestades severas que podem levar a efeitos

desastrosos, como quedas de granizo, ventanias, tornados e inundações rápidas (SILVA DIAS, 1999, 2011; SILVA DIAS *et al.*, 2009).

Em todos os casos, o que caracteriza o extremo climático é a persistência de um padrão climático global por algumas semanas. Ao se reduzir a variabilidade, cria-se uma situação que vai se mantendo e intensificando até caracterizar o extremo. No caso de enchentes, o estabelecimento da situação extrema é visível e imediatamente devido ao impacto nos rios, com alagamento das margens atingindo cidades e áreas agrícolas. No caso da seca, é mais difícil perceber que algo está acontecendo, pois, a seca se estabelece vagarosamente e vai impactando os recursos hídricos de forma gradual (SILVA DIAS, 2014).

A síntese do IPCC (2014) indica que o risco de eventos extremos aumenta com o aumento da temperatura média global nos cenários de mudanças climáticas. Aumenta também o risco de eventos singulares de grande escala, ou seja, eventos ainda não conhecidos. A referência a eventos extremos indica tanto eventos chuvosos e secos como quentes e frios. Ou seja, uma variabilidade maior do que a conhecida atualmente com eventos contrastantes ocorrendo sucessivamente. Esse panorama futuro sugere fortemente um planejamento e uma adequação das infraestruturas, principalmente aquelas associadas aos recursos hídricos (SILVA DIAS, 2014).

Os Eventos Climáticos Extremos (chuvas intensas, vendavais, furacões, marés meteorológicas e grandes secas) são forças da natureza com grande poder de destruição. Tratam-se de grandes desvios de um estado climático moderado e ocorrem em escalas temporais que podem variar de dias até milênios. Os mais importantes para os estudos atuais de clima são os eventos de curto prazo (relacionados à meteorologia) e de médio prazo (relacionados ao clima). A dificuldade de prevê-los com exatidão torna mais difícil a construção de planos para adaptação e atenuação dos efeitos causados por eles. Como exemplo desse tipo de evento pode-se citar o inédito Furacão Catarina, de 2004, que atingiu o litoral do Rio Grande do Sul e Santa

Catarina, causando grande destruição nestes dois estados. Este fenômeno foi o primeiro deste tipo registrado no Atlântico Sul (MARENGO, 2009).

Espera-se que as mudanças climáticas alterem os valores de precipitação e aumentem a variabilidade dos eventos de precipitação, o que pode levar a enchentes e secas ainda mais intensas e frequentes. Tais eventos acabam por colocar vidas em risco, além de causar danos econômicos e ecológicos. Eventos de seca afetam atividades como agricultura, silvicultura, produção hidrelétrica, ecossistemas e vida selvagem. A persistência de condições anormalmente úmidas pode gerar graves efeitos, como inundações e atrasos nas colheitas, entre outros (MARENGO, 2009).

Outros sistemas que causam eventos extremos no Brasil são os Ciclones Extratropicais, os Sistemas Convectivos Isolados, os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) e a invasão de massas de ar polar.

Os ciclones extratropicais (CE) são circulações atmosféricas de baixa pressão que se formam pela convergência de massas de ar e propagam-se junto com frentes polares (VAREJÃO-SILVA, 2001). São perturbações comuns de ocorrerem no Oceano Atlântico, próximos à costa do sul do Brasil e podem causar ressacas, chuvas e ventos fortes. Tais efeitos são muito sentidos nos litorais gaúcho e catarinense.

Os sistemas convectivos isolados (CI) ocorrem geralmente no verão e também podem gerar fenômenos adversos. Eles são formados devido ao aquecimento diurno que causa grande evaporação, ocasionando assim a formação de nuvens tipo *cumulonimbus* através de processos convectivos (ascensão de ar quente e úmido). Estes podem se associar com os Sistemas Frontais e gerar muita chuva, vendavais e granizos (KOBAYAMA *et al.*, 2006)

Existem também os complexos convectivos de mesoescala (CCM). Estes se formam no norte da Argentina e Paraguai (região do Chaco) e deslocam-se sobre Santa Catarina e Rio Grande do Sul atingindo principalmente o oeste do estado catarinense e o noroeste do estado gaúcho.

São sistemas com intensidade suficiente para gerar chuva forte, vento, tornado e granizo (SILVA DIAS, 1996). Alguns destes eventos atingem regiões mais centrais ou até mesmo regiões próximas ao litoral de ambos os Estados.

Entre as consequências das ocorrências de CCM estão os ventos, a precipitação intensa, o granizo, as tempestades elétricas e até mesmo tornados (MADDOX, 1980). Segundo trabalho de mapeamento de fenômenos realizado por Velasco e Fritsch (1987), notou-se que os eventos de CCM ocorrem nos meses quentes da América do Sul e principalmente nas porções norte da Argentina, Bolívia, Paraguai e Sul do Brasil. Estes eventos originam-se à leste dos Andes, em latitude de cerca de 25°, sobre os vales dos rios Paraná e Paraguai e deslocam-se em direção à região que compreende o sul do Brasil, Uruguai e norte-nordeste da Argentina. Formam-se durante a noite e apresentam um ciclo de vida que dura entre 10 e 20 horas. Alcançam máxima área de atuação durante a madrugada e dissipam-se por volta de meio-dia do dia seguinte à sua formação. As primeiras células de formação dos CCM ocorrem no período final da tarde (VELASCO e FRITSCH, 1987; DURKEE e MOTE, 2009).

Em estudo realizado por Viana (2009) acerca da avaliação dos desastres associados a CCM, foram contabilizadas 90 ocorrências de desastres no estado do Rio Grande do Sul, ocorridos no período entre outubro e dezembro de 2003, associados a 22 eventos de CCM no mesmo período. Moraes (2014) que, por sua vez, observou a precipitação associada a evento de CCM, analisou ocorrência de 22 e 23 de abril de 2011 onde um evento de CCM foi responsável pela precipitação de 43% do volume de chuvas esperados para um mês (considerando-se a média histórica) em apenas 19 horas e 30 minutos sobre oito estações meteorológicas monitoradas (Bagé, Bento Gonçalves, Caxias do Sul, Cruz Alta, Porto Alegre, Rio Grande, Santa Rosa, São Luiz Gonzaga). Ambos os estudos mostram que eventos extremos associados à CCM podem ser altamente destrutivos e problemáticos sobre a sociedade a eles expostos.

Moraes (2016) propôs indicar as características do ambiente atmosférico favorável para a formação de CCM no Sul do Brasil, entre 1998 e 2007, utilizando, para isso, a base de dados de CCM de Durkee e Mote (2009). Os resultados revelam 303 CCM observados, 96 no Sul do Brasil, 168 em outras regiões da América do Sul e 39 oceânicos. Entre as componentes do ambiente atmosférico médio dos 168 CCM, 75% não possuíam JBN dentro dos critérios de classificação de Whiteman *et al.* (1997), fluxo de ar contendo velocidade mínima de 10 m.s^{-1} e cisalhamento de ao menos 5 m.s^{-1} , mas a presença de um escoamento meridional que, ao acoplar com os JAN identificados, foram os fatores determinantes para a convecção. Por outro lado, o grupo dos 96 CCM que atuaram no Sul do Brasil mostrou-se cerca de 20.000 km^2 maior em extensão que os das outras regiões da América do Sul e dos EUA e com duração de pelo menos 1 h a mais. Observou-se também a influência de frentes frias em pelo menos 75% das componentes, provocando e/ou intensificando a convecção na presença dos JBN e JAN. Além da umidade da Amazônia trazida pelos JBN, 75% das componentes desse grupo indicam que o Atlântico Sul foi outra fonte de umidade, cujos anticiclones oceânicos promoveram a advecção da umidade para o continente (MORAES, 2016).

4 DADOS E METODOLOGIA

4.1. Área de estudo

A área de estudo deste trabalho é o RS e o ponto de coleta foi Porto Alegre (Figura 5). As amostras coletadas neste ponto serviram para realizar medições de isótopos estáveis de oxigênio da precipitação mensal e de eventos extremos.

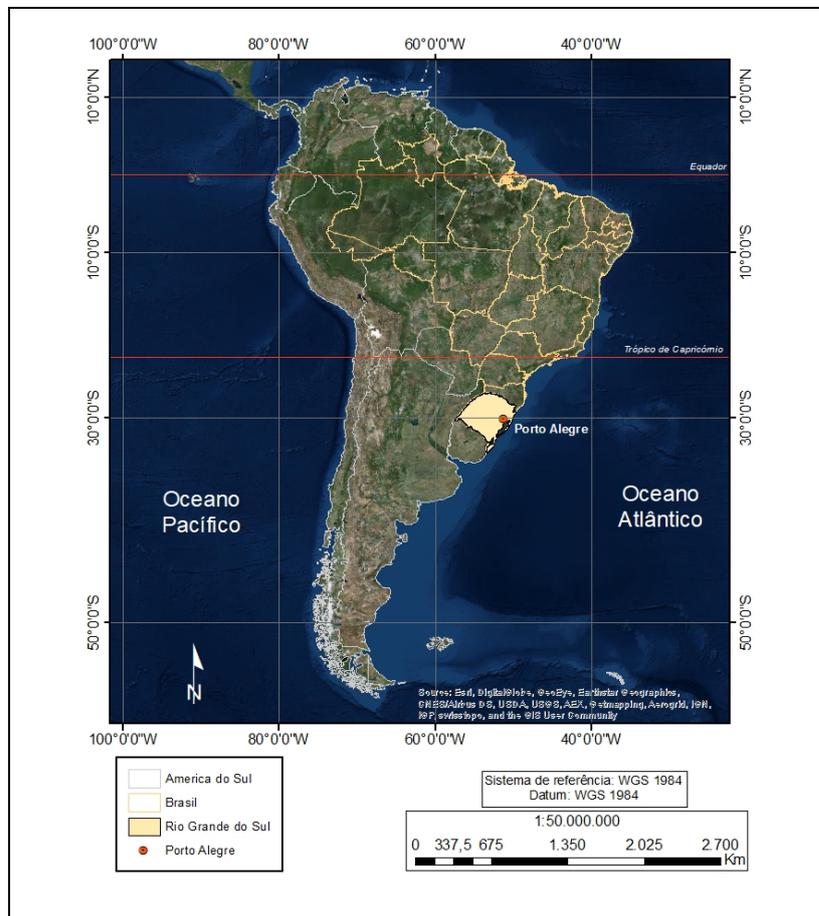


Figura 5: Mapa da América do Sul destacando o RS e Porto Alegre, área de estudo.

4.2. Dados de precipitação e temperatura de 1961 a 2010

Os dados de precipitação total mensal (PMM) e temperatura média mensal (TMM) para Porto Alegre utilizados pertencem ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), e foram obtidos na página da internet <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas>.

Conforme o INMET, a Organização Meteorológica Mundial regulamentou tecnicamente as normais, as quais definem como sendo “valores médios calculados para um período relativamente longo e uniforme, compreendendo no mínimo três décadas consecutivas”. Assim, com base nessas recomendações, o INMET disponibilizou em 1992 as Normais Climatológicas 1961–1990, compilando dados de 209 estações meteorológicas geograficamente distribuídas pelo país e abrangendo o mesmo conjunto de variáveis das Normais de 1931–1960.

Atualmente, o INMET disponibiliza a Normal 1981–2010, que corresponde à compilação de dados de 438 estações meteorológicas distribuídas no Brasil, buscando atualizar o banco de dados e a agregação de mais alguns parâmetros em relação ao período anterior.

4.3. Dados IAEA

A IAEA realizou coletas e medições de amostras da água precipitada durante o período 1965 - 1983 na cidade de Porto Alegre (30°04'47,99”S e 51°10'48”W). Também, realizou coleta de dados meteorológicos, precipitação, temperatura média para o período 1957-1983. Todos estes dados e informações do IAEA estão disponibilizados no sítio http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html.

4.4. Coleta da precipitação no CPC/UFRGS

A coleta de amostras de água precipitada foi realizada na cidade de Porto Alegre, com ponto de coleta localizado no Campus do Vale da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), mais precisamente nas coordenadas 30°04'26,8" S; 51°07'13,9" W. Foi usado um pluviômetro, modelo Palmex Rain Sampler RS1 (Figura 6), ou seja, a água coletada durante a chuva fica armazenada, e isolada não ocorrendo evaporação e evitando qualquer fracionamento isotópico. Posteriormente, as amostras foram realocadas em recipientes menores para congelamento e armazenamento até o período da análise laboratorial.



Figura 6: Modelo Palmex Rain Sampler RS1 para coleta de amostras da precipitação.

Fonte: Rain Sampler, 2018.

A coleta foi realizada a partir de uma rotina criada para minimizar possíveis perdas de material amostral. A rotina consistiu na retirada de amostras com periodicidade semanal, às quintas-feiras, ao final da tarde. Estas

amostras eram retiradas do coletor e guardadas em recipiente próprio para seu armazenamento em refrigerador. Ao final de cada mês as quatro amostras das semanas anteriores (correspondentes ao respectivo mês) eram misturadas e armazenadas em freezer para conservação destas até o período de análise laboratorial.

Em certas ocasiões, quando havia a possibilidade do acontecimento de eventos extremos (antecipados através de notícias na mídia, observações de condições meteorológicas), amostra de água da chuva era retirada do pluviômetro (e devidamente armazenada) e o equipamento era deixado “livre” para captar água do evento de interesse. Após o evento se dissipar a amostra era recolhida e armazenada em frasco separado e identificado de forma diferenciada em relação às amostragens comuns. Ao final do mês uma alíquota destas amostras especiais era misturada ao volume mensal de amostras para a homogeneização da água mensal. Esta rotina era realizada a fim de não causar desvios em relação às medidas mensais.

4.5. Elaboração dos campos de vento e temperatura

Os campos médios e de anomalias do vetor vento e temperatura média mensal em 925 e 850 hPa, elaborados para as análises do comportamento dos referidos campos desse estudo, foram montados com dados National Center for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Reanalysis (CFSR), este teve sua primeira versão lançada em janeiro de 2010 e compreendia dados entre 1979 e 2009. Posteriormente, foi atualizado com dados de janeiro de 1979 a dezembro de 2010 e posteriormente, 2010 até os dias de hoje (CFSR v2).

A escolha de CFSR v2 foi feita pelo fato de seus produtos serem considerados superiores às outras reanálises, em especial às dos anos 1990, feita pelo NCEP, já que possui maior resolução espacial (38 km), cobrindo a

atmosfera, o oceano, o gelo marinho e terrestre, executado em modo acoplado com um modelo mais moderno de assimilação e previsão (SAHA *et al.*, 2010).

Assim, os campos do vetor vento e temperatura em 925 e 850 hPa possuem resolução espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ latitude/longitude e resolução temporal de 6-6 horas para a região que compreende às latitudes 20° N e 60° S e longitudes 90° e 15° W. Foram analisadas as médias e anomalias mensais desses campos, janeiro/2016 a dezembro/2017, adotando a climatologia 1979 – 2018 para a plotagem dos campos atmosféricos referentes às latitudes 20° N e 60° S e longitudes 90° e 15° W, utilizando linguagem Python 2.7.

4.6. Espectroscopia por tempo de decaimento

O método utilizado para medição dos isótopos de oxigênio nas amostras de água da chuva coletadas na UFRGS foi o de espectroscopia por tempo de decaimento em cavidade ressonante (*Ring-Down*), com equipamento disponível no laboratório de isótopos do CPC no Instituto de Geociências.

Quase toda a molécula gasosa possui um espectro de absorção de energia único e característico na região do infravermelho próximo. Quando exposto a pressão sub-atmosférica, o espectro consiste em linhas bem espaçadas e com comprimentos de onda conhecidos. Devido a isso, cada espécie gasosa pode ser determinada com a quantificação da absorção medida pela altura de um pico de absorção específico.

Nos espectrômetros de infravermelho convencionais, os gases presentes em quantidades traço (quantidades da ordem de partes por milhão - ppm ou partes por bilhão - ppb) fornecem absorção muito baixa para serem medidos, limitando a sensibilidade em partes por milhão (ppm), nos melhores cenários. A Espectroscopia por Tempo de Decaimento em Cavidade (CRDS, na sigla em inglês) evita essa limitação de sensibilidade usando um caminho de muitos quilômetros de comprimento. Fazendo isso, é habilitado o

monitoramento de gases em segundos até níveis de leitura de partes por bilhão (ppb) e, em certos casos, em partes por trilhão (ppt).

No CRDS (Figura 8) o feixe de laser (obtido a partir de um diodo de mono frequência) entra em uma cavidade com dois ou mais espelhos de alta reflexão. Os analisadores usam cavidades de três espelhos para suportar a viagem contínua da onda de luz. Isso fornece relação sinal-ruído superior quando comparada com uma cavidade de dois espelhos. Quando o laser está ligado, a cavidade é rapidamente preenchida com a luz circulante do laser. Um fotodetector sensível a pequenas quantidades de luz produz um sinal que é diretamente proporcional à intensidade de luz na cavidade, a partir de um vazamento de luz por uma abertura em um dos espelhos.

Quando o fotodetector atinge a condição de medida (em alguns décimos de microssegundos), a onda contínua do laser é abruptamente desligada. A luz que já está dentro da cavidade continua a circular entre os espelhos (aproximadamente 100.000 vezes) porém devido à refletividade não perfeita dos espelhos, pois atinge 99,999%, a intensidade da luz na cavidade decai de forma exponencial com o tempo (Figura 7). Esse decaimento, chamado "*ring down*", é medido em tempo real pelo fotodetector e o período de tempo para o decaimento é dado apenas em função da refletividade dos espelhos quando o valor atinge zero, quando a cavidade se encontra sem luz. Considerando que a cavidade do espectrômetro tem apenas 25 cm de comprimento, o caminho efetivo da luz dentro desta pode ser superior a 20 km.

Se uma espécie gasosa que absorve a luz do laser é introduzida dentro da cavidade, obtemos um segundo mecanismo de perda, ou absorção. Isso acelera o decaimento, se comparado com a ausência do gás de interesse. O espectrômetro calcula automaticamente e continuamente o tempo de decaimento na cavidade com e sem absorção do gás de interesse, produzindo medidas quantitativas precisas de qualquer perda de luz dentro da cavidade que possa ocorrer ao longo do tempo e permite discriminar a perda devido a absorção dos espelhos. Os dados de concentração finais são robustos porque são determinados em função da diferença entre esses dois tempos de

decaimento, gerados sob mesmas condições analíticas e, logo, não sofrem com flutuações na intensidade do laser.

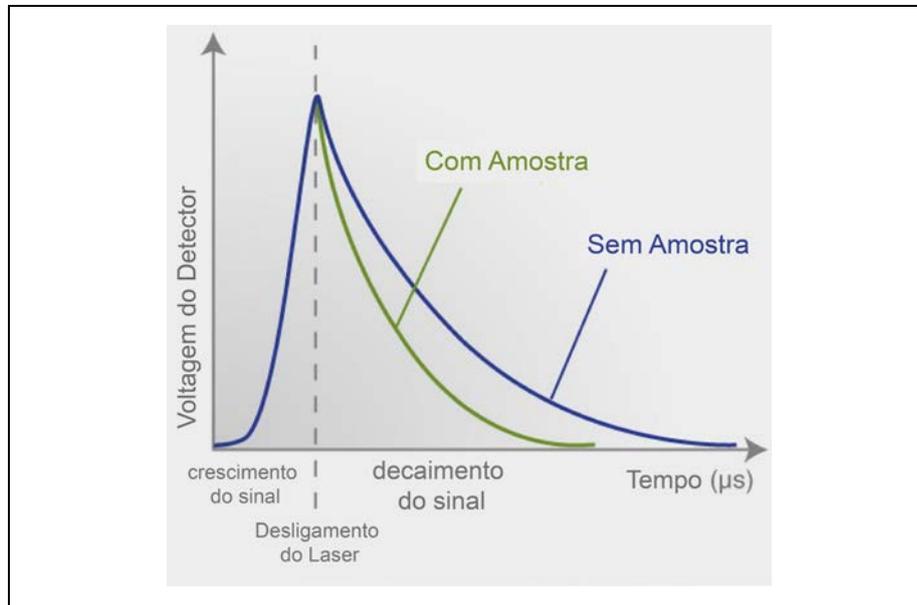


Figura 7: Gráficos de análise em espectroscopia por tempo de decaimento em cavidade.

Fonte: http://www.picarro.com/technology/cavity_ring_down_spectroscopy

Ao se realizar a medição de isótopos de oxigênio, o cálculo da razão isotópica (ou seja, a razão entre a medição e o padrão utilizado) se dá através da seguinte equação:

$$\delta = \frac{R - R_0}{R_0}$$

Onde

δ = medida de enriquecimento ou de empobrecimento de um isótopo em uma amostra. Como normalmente é da ordem de 0,001 se expressa seu valor em partes por mil, ou $\delta\text{‰}$, multiplicando-se seu valor por 10^3 .

R = razão isotópica da amostra R_0 = razão isotópica padrão

Em um segundo momento foram obtidos os dados de análise isotópica disponibilizada pela IAEA para Porto Alegre, entre 1965 e 1983, em

<https://www.iaea.org/>. Estes dados foram comparados com os dados coletados e processados no CPC.

Em uma terceira etapa, foi consultado o INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), para obter dados meteorológicos de temperatura e pluviosidade para relacionar tais dados às medidas isotópicas. De posse das medidas realizadas em laboratório e dos dados obtidos junto à IAEA, foi feita a comparação e análise das semelhanças e diferenças das condições ambientais/climáticas em dois períodos distintos.

Por essas relações entre os dados isotópicos e os dados meteorológicos, busca-se traçar um perfil comportamental da ocorrência de precipitação em um dado período de tempo.

As medições dos isótopos de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ apresentam a abundância isotópica, que é registrada em notação de δ em partes por mil (‰), onde:

$$\delta = \left(\frac{R_A}{R_S} - 1 \right) \times 1000 \quad (\text{Eq. 4.1})$$

R_A é a relação molar entre o isótopo mais raro e o isótopo mais abundante ($\text{D}/^1\text{H}$ ou $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), e R_S é a relação molar da amostra de interesse e um padrão internacional. O padrão internacional tanto para a análise de isótopo estável de hidrogênio quanto para isótopo estável de oxigênio é o VSMOW.

O modelo de espectrômetro utilizado para análise dos isótopos estáveis é o PICARRO L2130i (Figura 7). Seu funcionamento básico está descrito no início desta seção.

As amostras, armazenadas em refrigerador à $+4^\circ\text{C}$ e alocadas em recipiente de 2,0 mL de volume. Para isso utiliza-se seringa equipada com filtro *Millipore Express (PES) Membrane* de $0,22 \mu\text{m}$ de tamanho de poro (Figura 9), para retenção de qualquer partícula sólida maior que este diâmetro, o que pode prejudicar as leituras e também o PICARRO L2130i.



Figura 8: Espectrômetro tipo CRDS Picarro LD 2130i.

Fonte: CPC/UFRGS, 2017

As amostras são introduzidas no espectrômetro por um amostrador PAL SYSTEM HTC-xt que utiliza-se de uma seringa para apanhar um volume de amostra de um frasco de 2,0 mL. Cada uma das amostras é analisada oito vezes (oito injeções consecutivas) a fim de se evitar o “efeito memória”, que é o desvio na análise provocado por resquícios da amostra anteriormente analisada no mesmo equipamento. Para o cálculo, entretanto, são utilizadas apenas as duas últimas injeções realizadas para cada amostra, para realmente minimizar ao máximo possíveis desvios de leitura e para melhor “ambientar” o sistema com a amostra em análise.



Figura 9: Filtro Millipore utilizado na preparação da amostra.

Fonte: CPC/UFRGS, 2017

Junto às amostras de análise, são colocados padrões internos do Laboratório do CPC, que foram normalizados a partir de padrões internacionais VSMOW. Para este trabalho foram utilizados os padrões DEPLAT, ULW, LUA e PRT. Tais padrões foram selecionados por apresentarem valores de isótopos mais próximos aos locais.

A sequência de análise baseia-se nas recomendações do fabricante do equipamento. A partir disso, montou-se a sequência da seguinte forma: amostras-padrões (DEPLAT, ULW, ULW), oito amostras-teste (com valores desconhecidos), duas amostras de checagem (LUA, PRT), oito amostras-teste (com valores desconhecidos), cinco amostras de checagem (DEPLAT, ULW, ULW, LUA, PRT). Utilizou-se a metodologia de análise e de calibração a partir de curvas de calibração e os materiais de referência foram utilizados para quantificar os padrões secundários, os quais constituíam as curvas de calibração. (GODOY *et al.*, 2012). As análises geram arquivos digitais que podem ser analisados matematicamente em software EXCEL. Amostras de checagem (LUA21, PRT21) foram utilizadas para validar cada sequência de amostras-teste e para construir um gráfico de controle, onde as amostras de checagem representam uma amostra analisada várias vezes (GODOY *et al.*, 2012).

O processo de análise de cada amostra utiliza o tempo de 9 minutos, onde inclui-se o tempo de captação da amostra por seringa, injeção da amostra no módulo de evaporação, transferência para a câmara de análise, o desenvolvimento da análise propriamente dita e a evacuação da amostra da câmara de análise, com 8 repetições deste processo. O tempo total de análise desta amostragem foi de 24 horas.

No cálculo das amostragens é realizada também uma conferência estatística através do Coeficiente de Determinação (R^2) a fim de verificar o ajustamento dos dados ao modelo de cálculo utilizado. O coeficiente de determinação é simbolizado por R^2 e indica quanto da variação total é comum aos elementos que constituem os pares analisados. Assim, a qualidade da regressão é indicada por este coeficiente.

$$R^2 = \text{Variação explicada de Y} / \text{Variação total de Y} \quad (\text{Eq.4.2})$$

Lembrando que, em uma variação entre 0 e 1, quanto mais próximo o valor de R^2 ficar de 1, mais ajustado os valores calculados estarão ao modelo utilizado e maior será a validade da regressão. Isso ocorre porque o R^2 é a porcentagem da variação da variável de resposta explicada pela relação com uma ou mais variáveis preditoras. Nos conjuntos de dados onde foi aplicado este recurso estatístico eles se alinharam ao modelo utilizado com acurácia de, pelo menos, 98%.

Para o tratamento dos dados gerados em laboratório, foi utilizado o Software Microsoft Office Excel versão 2010. Foi criada planilha com dados gerados na análise laboratorial a fim de comparação com outros dados isotópicos (IAEA).

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Aspectos da precipitação em Porto Alegre

5.1.1. Normal Climatológica 1961-1990

Os valores da PMM da Normal 1961 a 1990 para Porto Alegre são apresentados na Tabela 3 e na Figura 10.

Tabela 3: Precipitação Total Média Mensal (1961-1990).

Mês	PMM (mm)
Janeiro	105,9
Fevereiro	99,2
Março	104,7
Abril	77,3
Maio	90,0
Junho	138,4
Julho	118,5
Agosto	137,1
Setembro	142,2
Outubro	121,3
Novembro	92,4
Dezembro	93,4

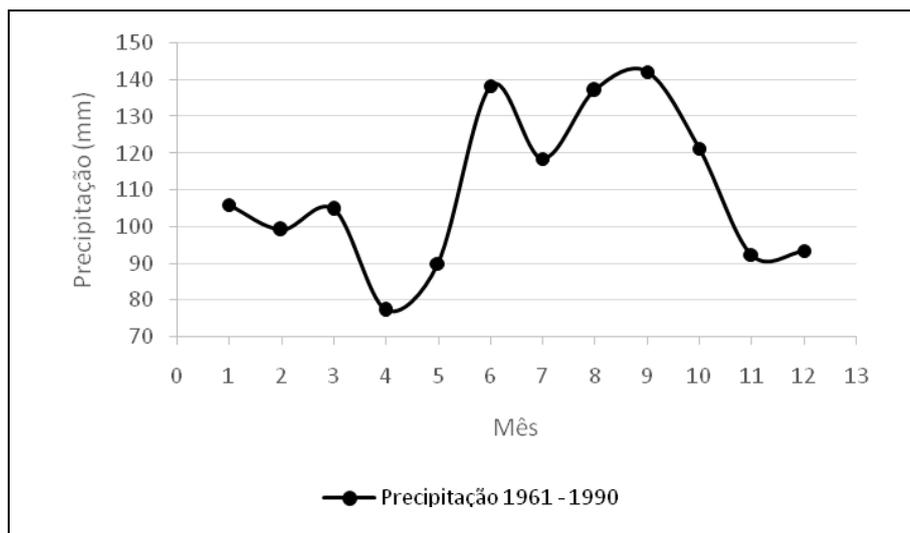


Figura 10: Gráfico da Precipitação Total Média Mensal de Porto Alegre (1961-1990).

5.1.2. Normal Climatológica 1981-2010

No ano de 2018 o INMET disponibilizou uma atualização da normal climatológica para o Brasil, onde valores de PMM para Porto Alegre se refere ao período de 1981 a 2010. Essa Normal considera os registros de precipitação total mensal realizado no período. O comportamento da PMM 1981-2010 para Porto Alegre é apresentado na Tabela 4 e na Figura 11.

Tabela 4: Precipitação Total Média Mensal (1981-2010).

Mês	PMM (mm)
Janeiro	111,3
Fevereiro	116,5
Março	86,1
Abril	111,8
Maio	117,8
Junho	134,4
Julho	143,0
Agosto	123,3
Setembro	144,0
Outubro	130,9
Novembro	118,7
Dezembro	99,7

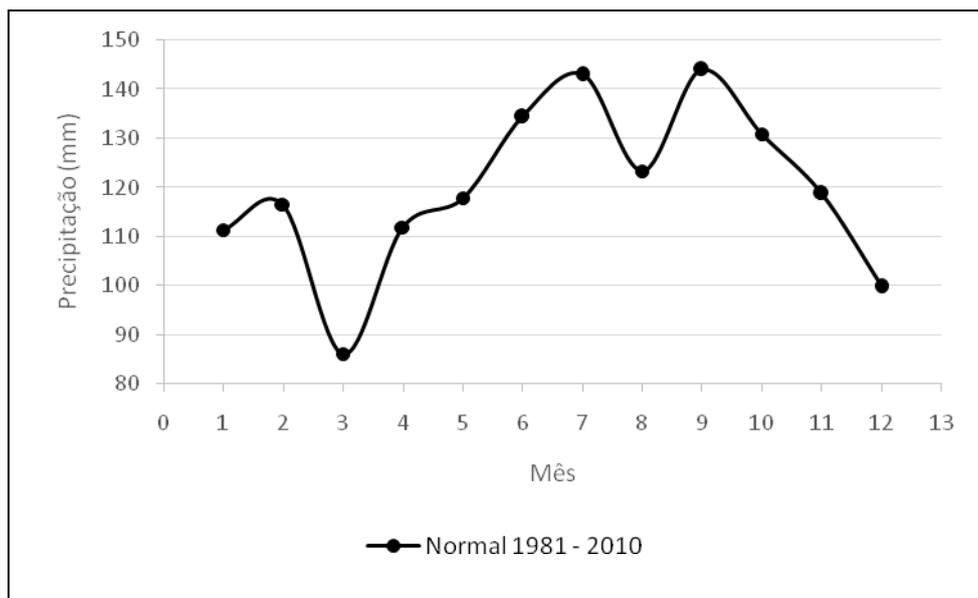


Figura 11: Gráfico da Precipitação Total Média Mensal de Porto Alegre (1981-2010).

5.1.3. Precipitação IAEA 1965-1983

A IAEA realizou coleta de amostras mensais de precipitação em Porto Alegre no período entre 1965 e 1983. Nesse mesmo intervalo de tempo, ocorreu a medição da PMM. O comportamento da PMM para este período é apresentado na Tabela 5 e na Figura 12.

Tabela 5: Precipitação Total Média Mensal IAEA (1965-1983).

Mês	PMM (mm)
Janeiro	98,0
Fevereiro	111,0
Março	95,0
Abril	74,0
Maio	84,0
Junho	136,0
Julho	121,0
Agosto	146,0
Setembro	136,0
Outubro	111,0
Novembro	92,0
Dezembro	101,0

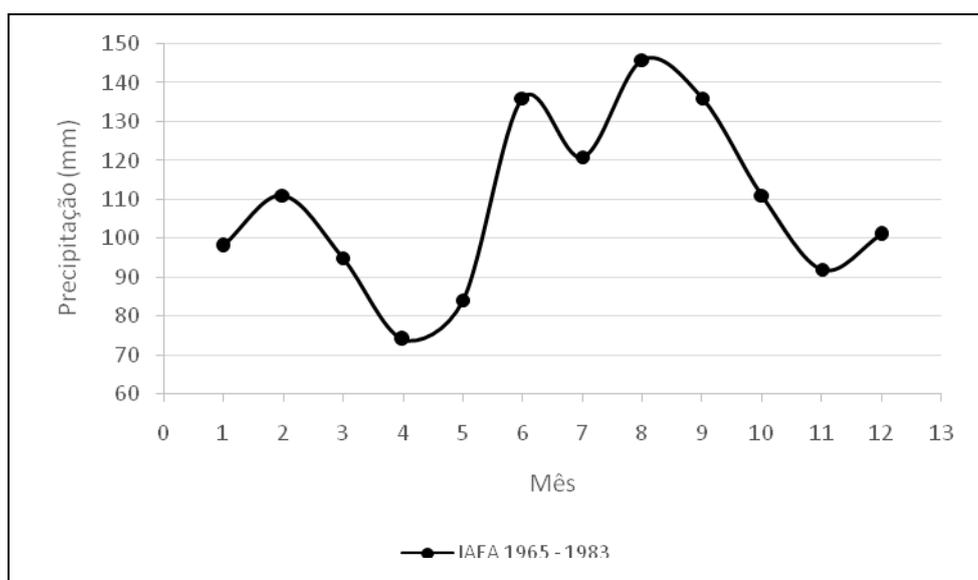


Figura 12: Gráfico da Precipitação Total Média Mensal de Porto Alegre – IAEA (1965-1983).

5.1.4. Precipitação Porto Alegre 2016 e 2017

Para os meses de janeiro de 2016 a dezembro de 2017, período de amostragem da água de precipitação coletada no CPC/UFRGS, obteve-se junto ao INMET dados de Precipitação Total para os respectivos meses deste período. O comportamento da precipitação mensal para este período é apresentado na Tabela 6 e Figura 13.

Tabela 6: Precipitação Total Mensal nos anos de 2016 e 2017.

Mês	2016/Pluviosidade Total Mensal (mm)	2017/Pluviosidade Total Mensal (mm)
Janeiro	109,4	197,1
Fevereiro	138,6	50,5
Março	302,4	165,6
Abril	215,9	114,9
Mai	72,5	184,5
Junho	6,8	196,9
Julho	150,7	18,7
Agosto	98,8	105,9
Setembro	90,6	164,7
Outubro	191,6	290,4
Novembro	103,9	137,9
Dezembro	128,1	153,5

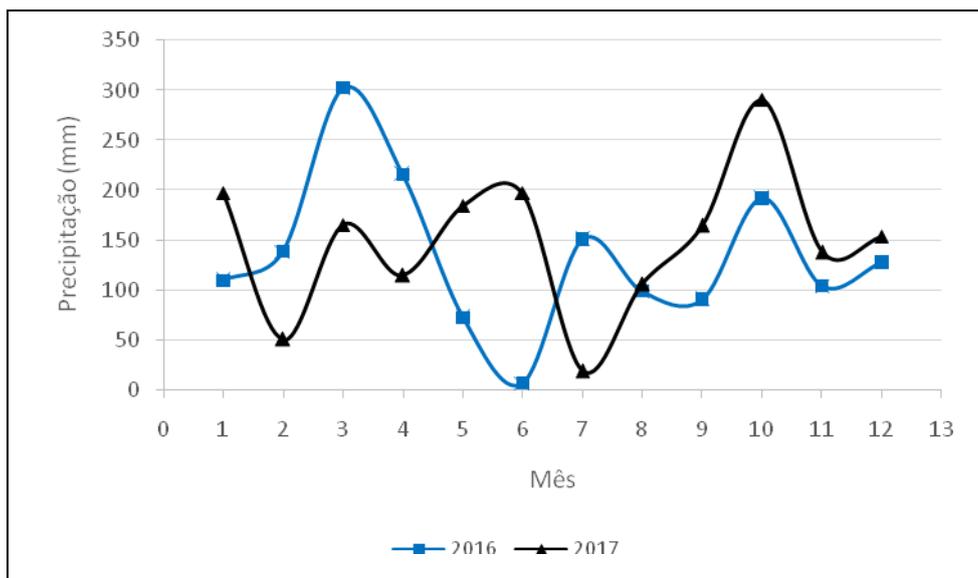


Figura 13: Gráfico da Precipitação Total Média Mensal de Porto Alegre - 2016 e 2017.

Na Figura 13 observa-se o comportamento da precipitação total mensal para os anos de 2016 e 2017 em Porto Alegre. Comparando estes dados com as normais climatológicas anteriores é possível verificar um aumento na precipitação nos anos de 2016 e 2017 em relação à Normal 1961-1990 (apresentada na Figura 10) e à Normal 1981-2010 (apresentada na Figura 11). O ano de 2016 apresentou precipitação mensal média de 134,11 mm enquanto que o ano de 2017 apresentou 148,38 mm. Ambos os anos apresentaram precipitação média mensal mais alta que as normais climatológicas 1961-1990 (110,03 mm) e 1981-2010 (119,79 mm) de média mensal em Porto Alegre. Comparando-se à normal mais antiga, 1961-1990, o ano de 2016 demonstrou um aumento de quase 22% na precipitação média mensal enquanto que o ano de 2017 teve aumento de quase 35%. Isso corrobora com uma tendência de aumento na precipitação no RS verificada por Viana *et al.* (2006), que compararam a precipitação do período de 1975-2004 à precipitação do período imediatamente anterior (1945-1974) e observaram que houve um incremento médio de 8% na precipitação anual no RS.

5.2. Aspectos da temperatura média em Porto Alegre

5.2.1. Normal Climatológica 1961-1990

Os valores de TMM para este período de 1961 a 1990 disponibilizados pelo INMET são apresentados na Tabela 7 e na Figura 14.

Tabela 7: Temperatura Média Mensal (1961-1990).

Mês	TMM (°C)
Janeiro	24,6
Fevereiro	24,6
Março	23,1
Abril	19,9
Mai	16,9
Junho	14,3
Julho	14,4
Agosto	15,2
Setembro	16,8
Outubro	19,1
Novembro	21,2
Dezembro	23,3

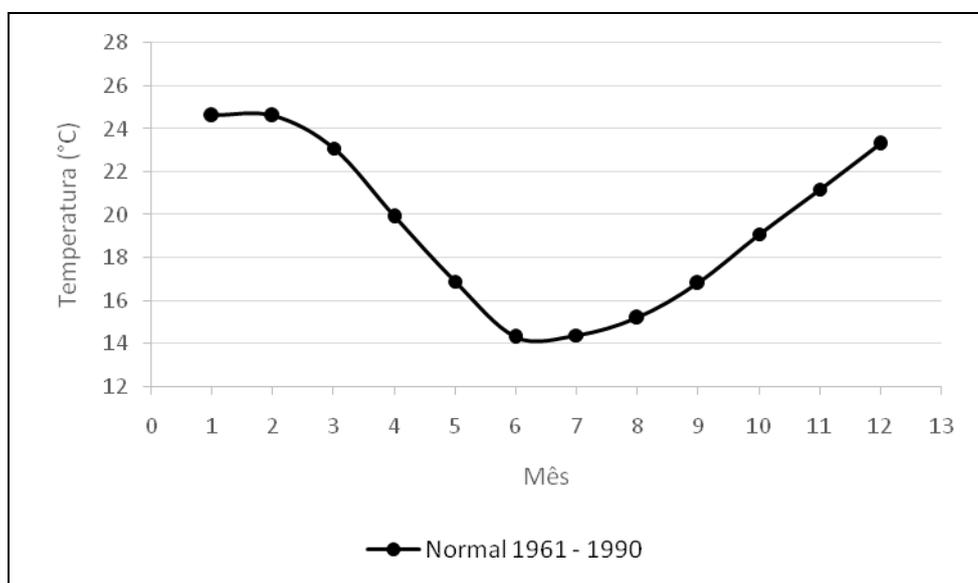


Figura 14: Gráfico da Temperatura Média Mensal (1961-1990).

5.2.2. Normal Climatológica 1981-2010

No ano de 2018 o INMET disponibilizou uma atualização da normal climatológica para o Brasil, 1981 a 2010. O comportamento das TMM para este período é apresentado na Tabela 8 e na Figura 15.

Tabela 8: Temperatura Média Mensal Normal 1981-2010.

Mês	TMM (°C)
Janeiro	25,4
Fevereiro	25,3
Março	24,2
Abril	21,1
Maio	17,7
Junho	15,1
Julho	14,9
Agosto	16,1
Setembro	17,4
Outubro	19,9
Novembro	21,9
Dezembro	23,9

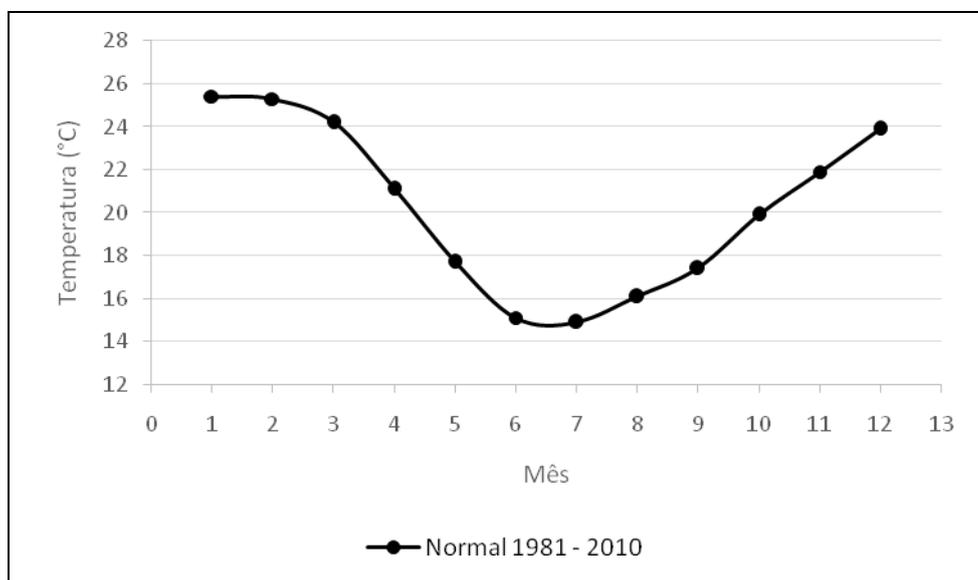


Figura 15: Gráfico da Temperatura Média Mensal (1981-2010).

5.2.3. IAEA 1965-1983

A IAEA enquanto coletava amostras de precipitação em Porto Alegre concomitantemente registrou a TMM no período entre 1965 e 1983. O comportamento da TMM para este período é apresentado na Tabela 9 e na Figura 16.

Tabela 9: Temperatura Média Mensal – IAEA (1965-1983).

Mês	TMM (°C)
Janeiro	24,5
Fevereiro	24,4
Março	23,1
Abril	19,8
Mai	17,0
Junho	14,5
Julho	14,7
Agosto	15,4
Setembro	16,9
Outubro	19,3
Novembro	21,2
Dezembro	23,4

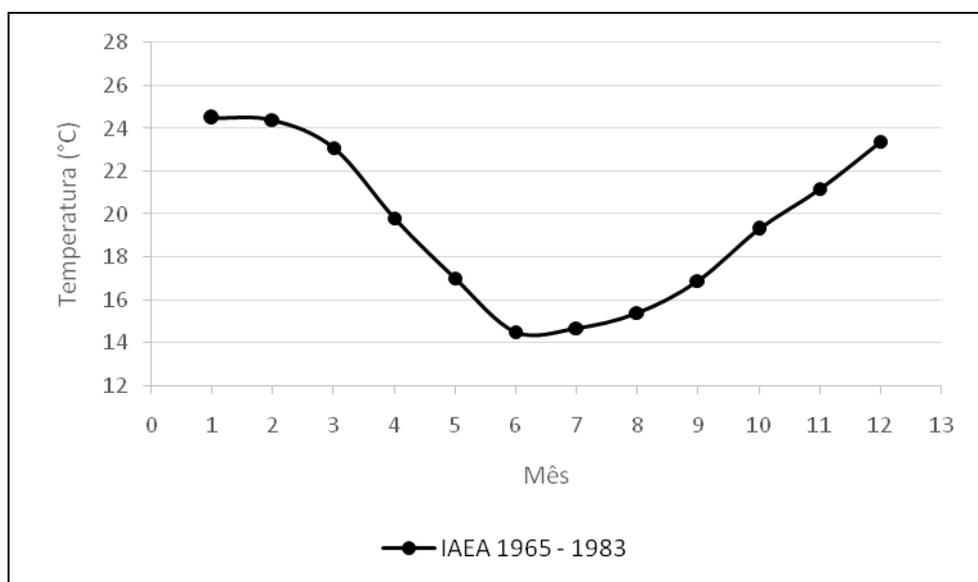


Figura 16: Gráfico da Temperatura Média Mensal - IAEA (1965-1983).

5.2.4. Temperatura em Porto Alegre em 2016 e 2017

Para os anos de 2016 e 2017, período de amostragem da água de precipitação coletada no CPC/UFRGS, em Porto Alegre, obteve-se junto ao INMET dados de TMM para este período. O comportamento da TMM é apresentado na Tabela 10 e na Figura 17.

Tabela 10: Temperatura Média Mensal para os anos de 2016 e 2017.

Mês	TMM (°C) 2016	TMM (°C) 2017
Janeiro	25,9	25,6
Fevereiro	26,0	26,5
Março	22,9	23,4
Abril	22,8	20,4
Mai	15,3	18,4
Junho	11,5	15,9
Julho	14,2	16,4
Agosto	16,2	17,6
Setembro	16,4	20,6
Outubro	19,4	20,1
Novembro	21,2	21,0
Dezembro	24,7	24,2

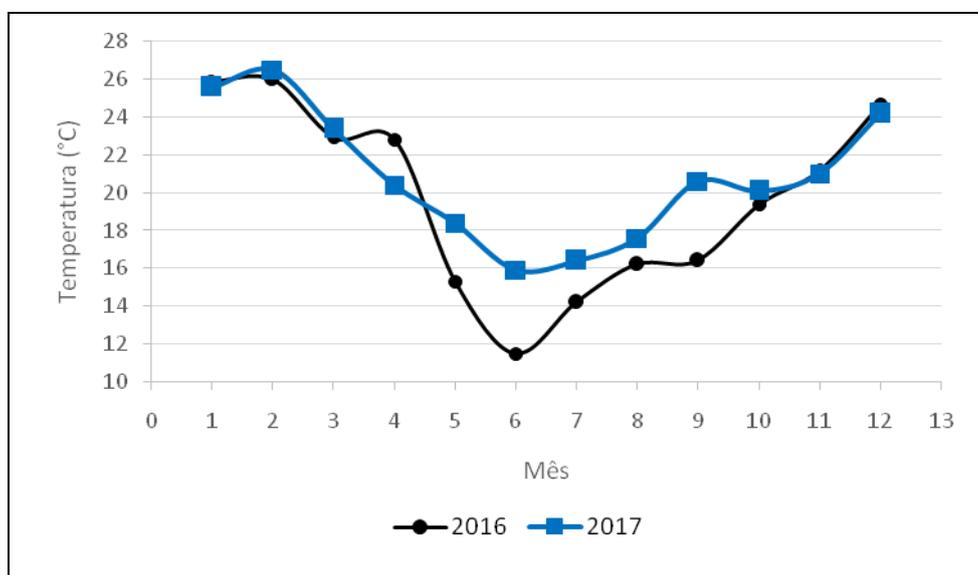


Figura 17: Gráfico da Temperatura Média Mensal de 2016 e 2017.

As temperaturas medidas no biênio 2016-2017 são, em média, mais altas do que as médias das normais climatológicas 1961-1990 e 1981-2010. A tendência de aumento da TMM observada por Aquino (2012) no período 1991-2009 apresentou aumento na TMM em relação à Normal 1961-1990 em todas as estações do ano: verão (+0,35°C), outono (+0,88°C), inverno (+0,42°C) e primavera (+0,52°C). Além disso, o Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas (PBMC, 2012) projetou que no Bioma Pampa, localizado no RS, prevalecerão condições de clima regional de 5% a 10% mais chuvoso e até 1°C mais quente até o ano de 2040, se manter a tendência de aquecimento de entre 1,0°C e 1,5°C e a intensificação das chuvas entre 15% e 20% até meados do século 2041-2070 (AQUINO, 2012).

5.3. Composição isotópica $\delta^{18}\text{O}$ IAEA para Porto Alegre

O IAEA realizou medições de $\delta^{18}\text{O}$ em Porto Alegre no período entre 1965 e 1983. Nestes anos foram coletadas amostras onde foram medidos os valores de $\delta^{18}\text{O}$ para todos os meses com amostras disponíveis. A Tabela 11 demonstra os valores mensais medidos para o período apresentado, apresentando ainda os valores médios, medianos e os respectivos desvios-padrão para os doze meses do ano:

Tabela 11: Valores de $\delta^{18}\text{O}$ para amostras coletadas em Porto Alegre entre 1965 e 1983 pela IAEA.

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
1965			-8,90	-7,00	-10,50	-3,70	-3,30	-3,50		-5,10		-2,60
1966	-3,80	-7,30	-2,40	-4,80	-7,07	-3,44	-2,48	-3,80	-1,71	-5,53	-1,80	-7,86
1967	-4,65	-4,65	-7,12	-5,59	-7,52		-4,76	-1,18	-0,98	-1,75	-2,85	-3,33
1968	-4,26	-7,89	-8,63	-7,41	-5,38	-4,99	-6,15	-2,87	-2,83		-0,56	-4,91
1969	-6,84	-5,18	-6,32	-5,50		-2,62	-5,03	-4,20	-1,55	-2,46	-5,41	-4,04
1970	-3,26			-4,12	-6,07	-3,63		-2,57	-1,35	-2,80	-2,36	-2,49
1971	-4,70	-6,90	-6,59	-7,74	-7,76	-6,23	-2,65	-3,57	-1,56	-5,37	-2,42	-5,37
1972	-3,29	-10,71	-6,71	-9,57	-6,71	-5,44	-4,69					-11,43
1973	-4,97	-6,41	-6,74	-6,08	-6,46	-3,78	-6,88	-4,33	-2,21	-2,91	-4,25	-4,68
1974	-6,13	-4,19	-7,34		-8,35	-7,25	-4,13	-2,19	-1,87	-1,15	-4,49	-5,37
1975	-5,01	-5,08	-5,55	-5,63	-6,95	-7,47			-2,82	-5,32	-3,81	-7,52
1976	-8,65	-7,63	-5,76	-4,86	-6,72	-3,83	-2,41	-2,74	-3,04	-3,97	-4,85	-6,22
1977	-4,70	-3,75	-3,76	-5,52	-6,36	-5,56	-5,04	-2,18	-2,16	-2,36	-3,34	
1978	-3,43	-4,24	-6,01	-3,21	-5,90	-3,63	-5,00	-5,10	-1,69		-5,54	-3,09
1979	-5,91	-3,57	-3,13	-5,01	-9,62	-2,29	-6,52	-1,82	-3,69	-2,57		-3,47
1980	-4,41	-6,21	-7,19	-7,21		-7,92	-3,33	-4,64	-4,16	-4,91	-4,66	-4,17
1081	-5,76	-5,31			-3,88	-5,03	-3,69	-4,12	-3,27	-3,51	-3,93	-5,11
1982	-4,10	-7,60	-7,60	-4,58	-5,30	-4,34	-4,17	-3,61	-4,46	-3,93	-4,37	-1,06
1983	-5,04	-6,61	-6,39	-9,02	-5,71	-1,15	-3,54					
MÉDIA	-4,94	-6,07	-6,24	-6,05	-6,84	-4,57	-4,34	-3,28	-2,46	-3,58	-3,64	-4,87
MEDIANA	-4,70	-6,21	-6,59	-5,59	-6,71	-4,09	-4,17	-3,54	-2,19	-3,51	-3,93	-4,68
DESVIO PADRÃO	1,355	1,856	1,758	1,717	1,605	1,838	1,357	1,102	1,045	1,426	1,407	2,442

5.4. Aspectos do Campo de vento

A circulação atmosférica em 925 e 850 hPa da América do Sul possibilitou relacionar os valores de $\delta^{18}\text{O}$ medidos no CPC com a sua provável área fonte, pois identificou-se o ambiente atmosférico nos eventos normais e extremos de precipitação no RS em ambos. Assim, para efeitos de apresentação dos resultados, campos de vento, optou-se pelo nível de 850 hPa devido a sua melhor visualização.

JANEIRO

O mês de janeiro/2016 apresentou valor de $\delta^{18}\text{O}$ de **-8,58**, o valor mais pobre (ou depletado) de oxigênio-18 de toda a série temporal (2016-2017). Comparando-se os campos de ventos médios da climatologia de 1979-2018 com os campos de vento de anomalias de janeiro/16, em 850 hPa, podemos observar que a influência das anomalias influenciou a circulação média com a advecção de ar antártico pelo o Oceano Atlântico Sul. O mesmo não ocorre no mês de janeiro/2017, que apresentou valor de $\delta^{18}\text{O}$ de **-4,66**, um valor mediano de $\delta^{18}\text{O}$ na amplitude de toda a série temporal. Neste mês não houve ocorrência de evento extremo, como em 2016, não havendo assim um evento anômalo que influenciasse a medida mensal (Figura 18).

A amostra de janeiro/2016 apresenta uma peculiaridade em relação ao restante do período amostral: no dia 29/01 ocorreu na cidade de Porto Alegre um evento extremo com ocorrência de tempestade com ventos e precipitação concentrada muito acima da média (possível evento de micro explosão). Onde em período de algumas horas choveu o equivalente a 86% do total de precipitação prevista para janeiro. O comportamento anômalo da atmosfera neste evento pode ter deixado sua marca na assinatura isotópica da amostra do mês de janeiro/2016, uma vez que o sinal isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ para este evento foi de -8,58‰. Comparando-se este valor aos valores médios medidos pelo IAEA, esse mês apresentou sinal com valor de **-4,94** no período 1965-1983. Isso significa dizer que a amostra de janeiro/2016 está depletada em $\delta^{18}\text{O}$ cerca de 73% em relação às medias realizadas pelo IAEA.

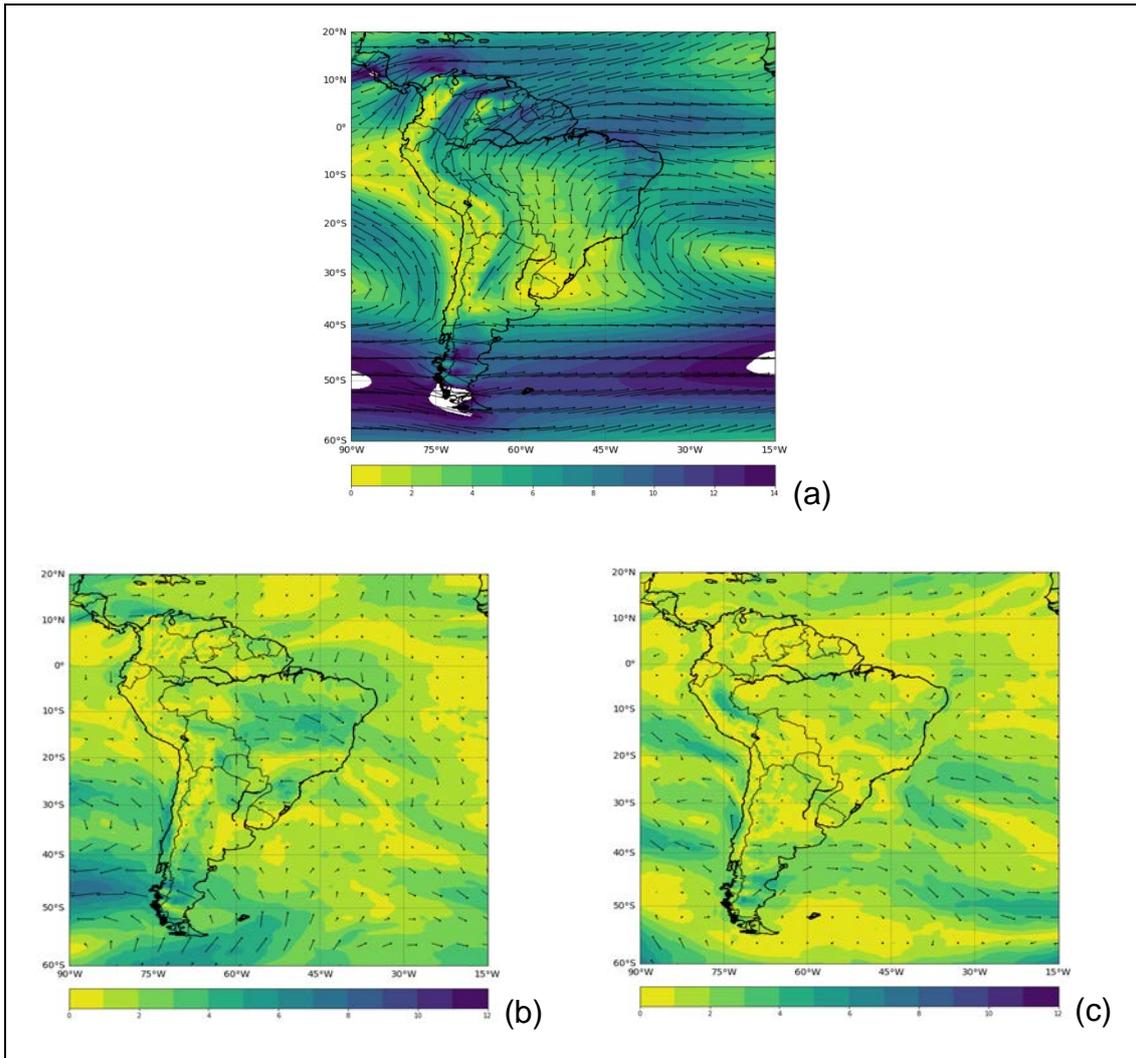


Figura 18: Climatologia de janeiro (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de janeiro 2016 (b) e anomalia de janeiro 2017 (c) em 850 hPa.

FEVEREIRO

O mês de fevereiro/2016 apresentou valor de $\delta^{18}\text{O}$ de **-7,94**, o terceiro valor mais depletado de oxigênio-18 de toda a série temporal. Esta amostra também apresenta uma peculiaridade em relação ao restante do período amostral: no dia 02/02 ocorreu na cidade de Porto Alegre um evento extremo com ocorrência de tempestade com ventos e chuva extrema. Amostra deste evento foi medida e resultou em $\delta^{18}\text{O} = -9,80\text{‰}$. Nos campos de ventos médios do período de 1979-2018 e nas anomalias dos campos de vento do mês de fevereiro/16, em 850 hPa, podemos observar que a ação dessas anomalias

influenciou a circulação média com a advecção de ar antártico pelo o Oceano Atlântico Sul, como observada em janeiro/2016 (Figura 19).

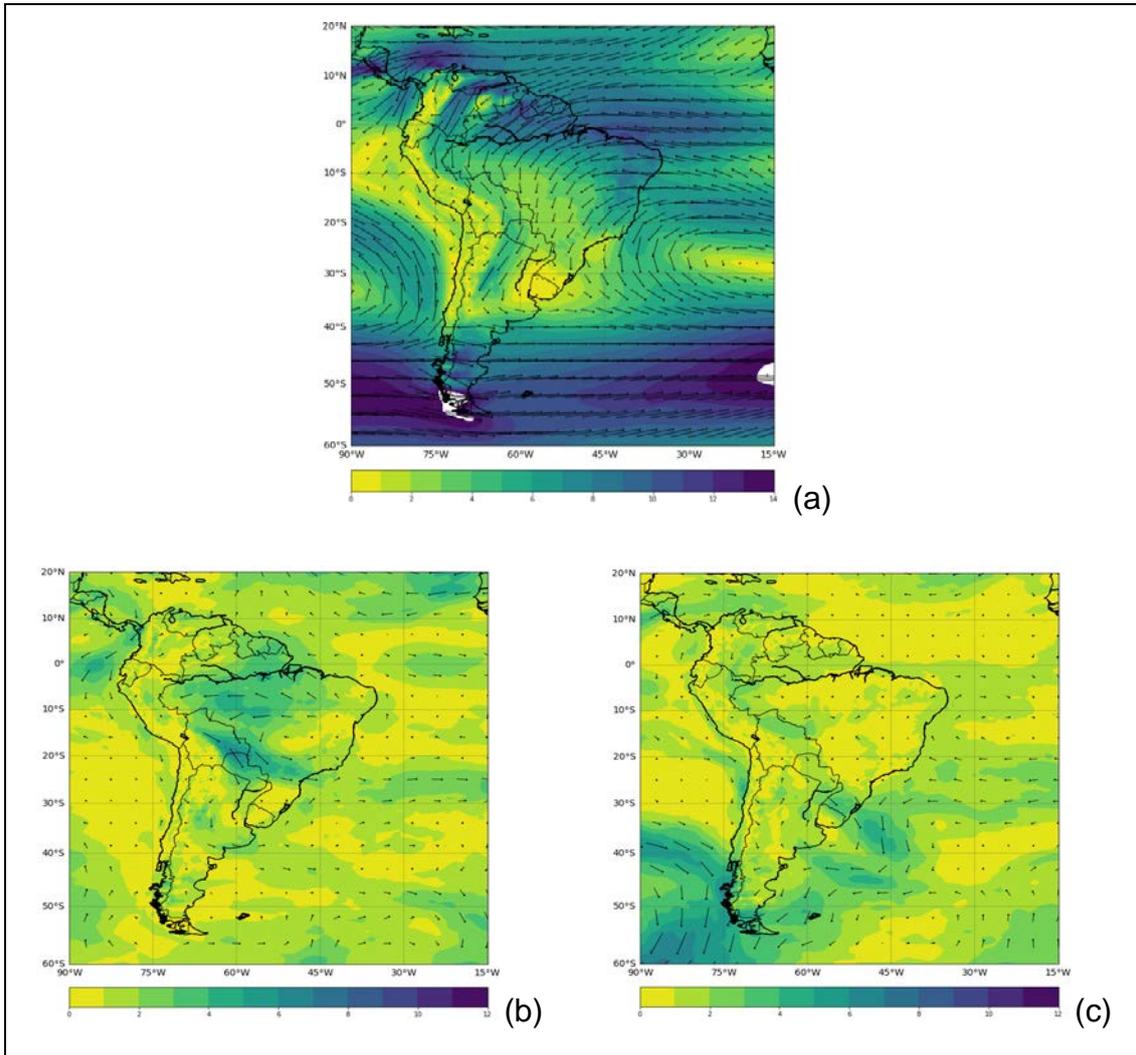


Figura 19: Climatologia de fevereiro (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de fevereiro 2016 (b) e anomalia de fevereiro 2017 (c) em 850 hPa.

O mês de fevereiro/2017, por outro lado, apresentou valor de $\delta^{18}\text{O}$ de **-5,54**, um valor dentro da faixa do desvio-padrão para este mês. A não existência de evento incomum neste mês pode ser uma explicação para a diferença entre os valores para fevereiro entre os anos de 2016 e 2017.

MARÇO

Março/2016 apresentou valor de $\delta^{18}\text{O}$ de **-6,18**, um valor mediano de oxigênio-18 no range de toda a série temporal, e no ano seguinte **-7,93**, o quarto valor mais depletado de oxigênio-18 de toda a série. O campo de ventos médios e de anomalias, em 850 hPa, é apresentado na Figura 20.

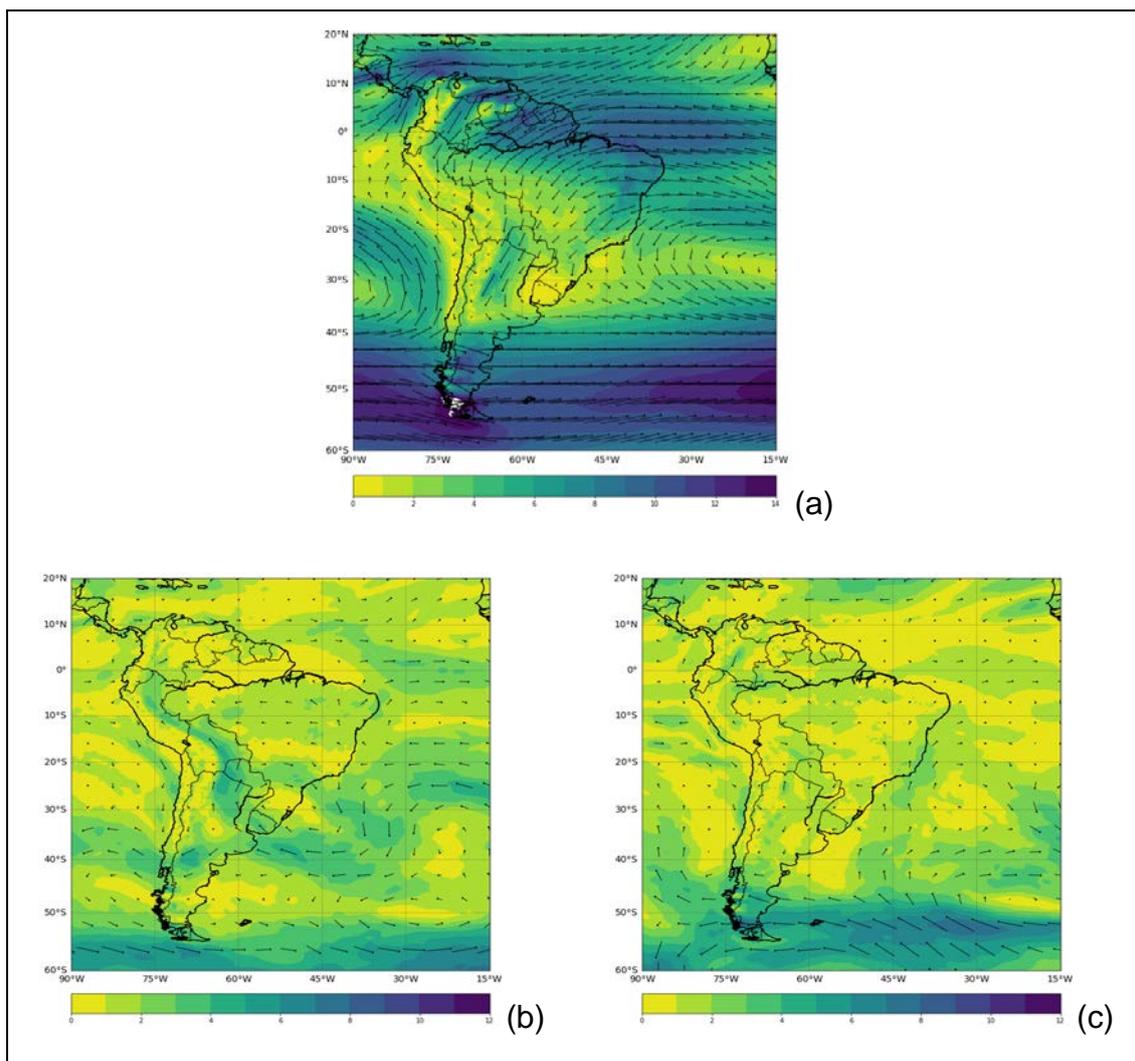


Figura 20: Climatologia de março (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de março 2016 (b) e anomalia de março 2017 (c) em 850 hPa.

ABRIL

O mês de abril/2016 apresentou valor de $\delta^{18}\text{O}$ de **-5,21**, um valor mediano de oxigênio-18 no range de toda a série, já em 2017, abril apresentou

valor de **-8,55**, o segundo valor mais depletado de oxigênio-18 de toda a série temporal. O campo de ventos médios e os campos de anomalias de vento para abril, em 850hPa, apresentaram as seguintes representações (Figura 21).

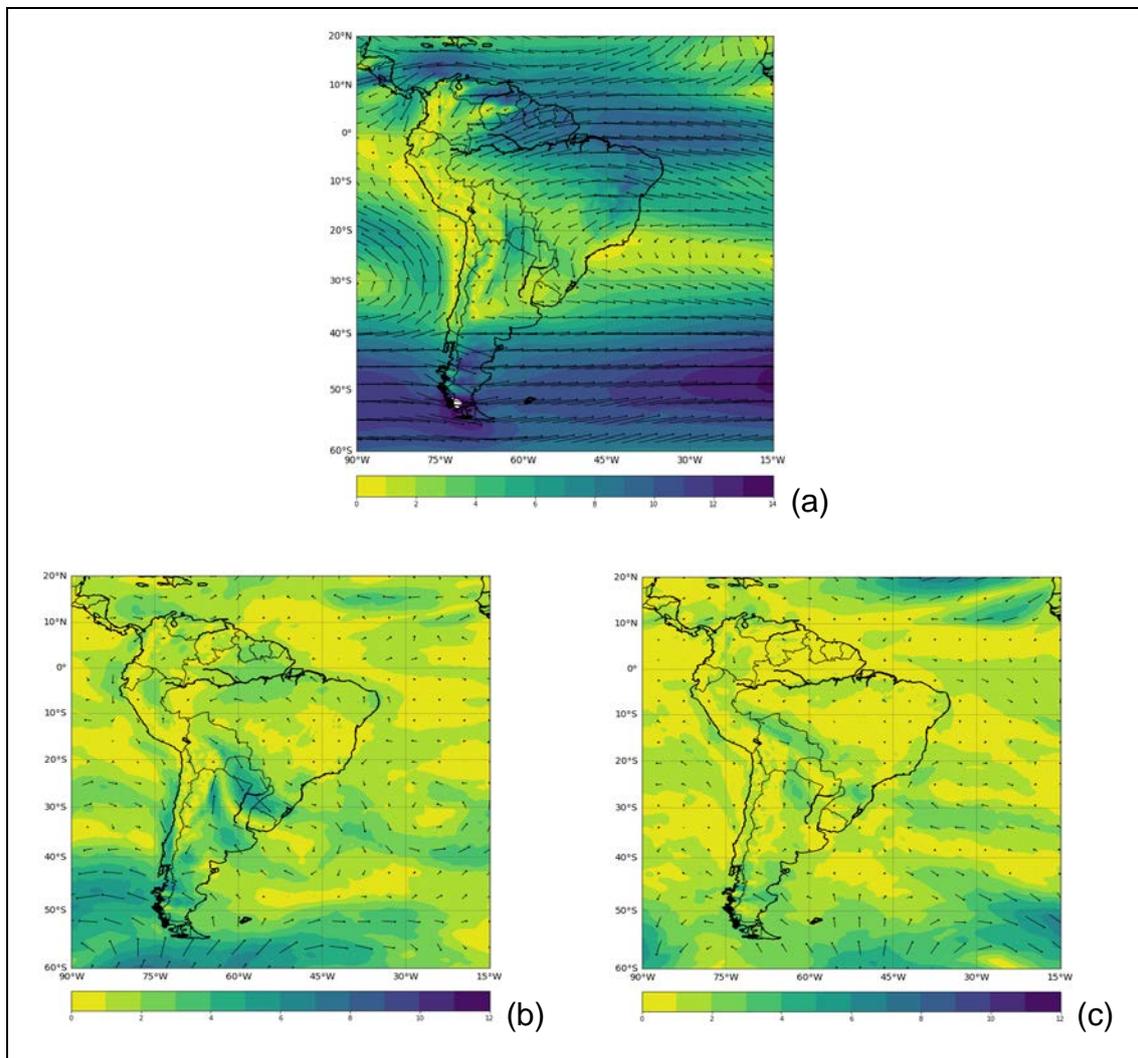


Figura 21: Climatologia de abril (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de abril 2016 (b) e anomalia de abril 2017 (c) em 850 hPa.

MAIO

O mês de maio/2016 apresentou valor de $\delta^{18}\text{O}$ de **-6,76**, um valor mediano de oxigênio-18 no range de toda a série, em 2017 o valor medido foi de **-6,74**, quase igual ao valor do mês de maio/2016. O campo de vento médio e o de anomalias de maio, em 850 hPa são apresentados na Figura 22.

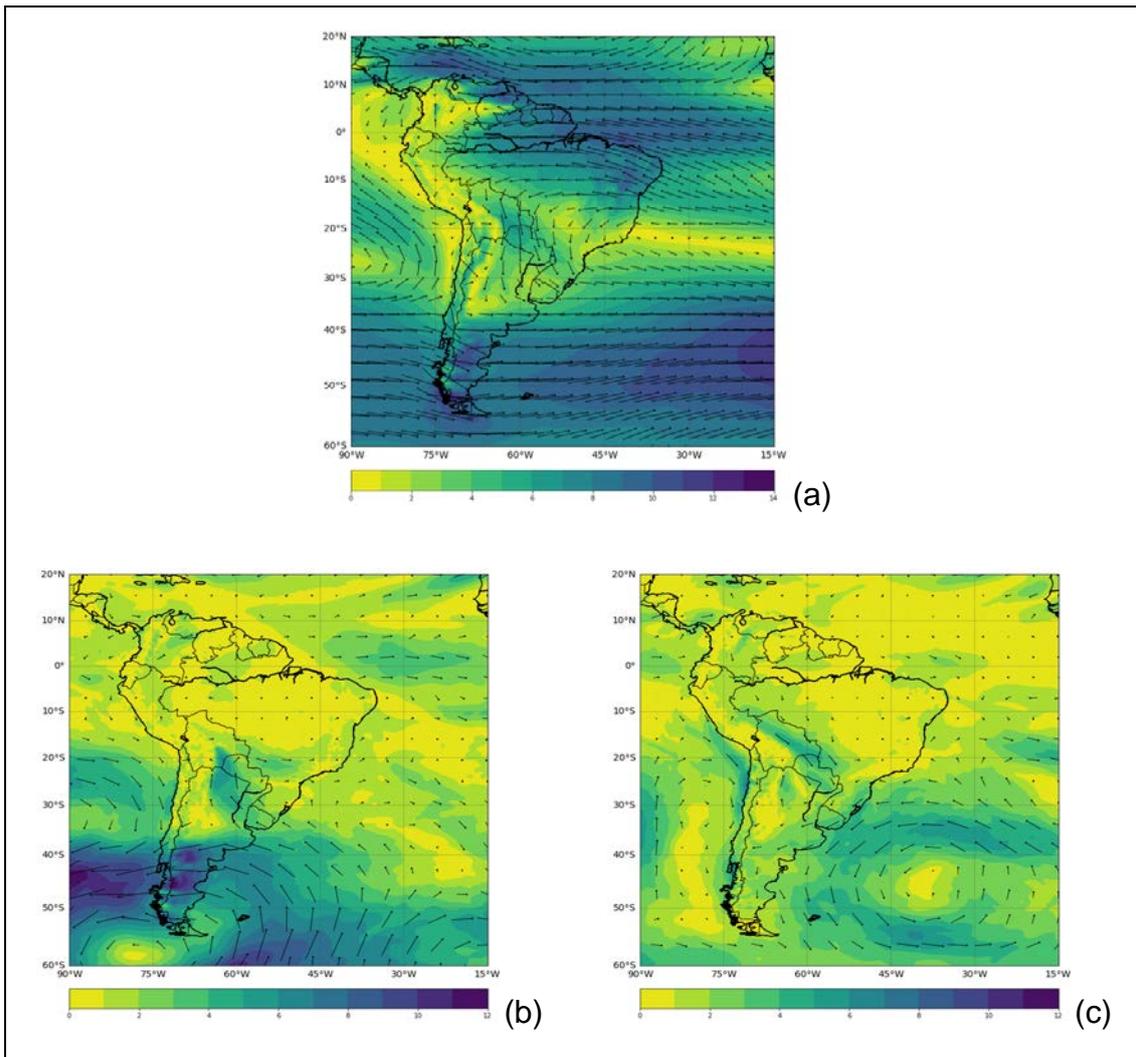


Figura 22: Climatologia de maio (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de maio 2016 (b) e anomalia de maio 2017 (c) em 850 hPa.

JUNHO

O mês de junho/2016 apresentou valor de $\delta^{18}\text{O}$ de **-2,14**, um dos valores mais altos de oxigênio-18 de toda a série. Por outro lado, o mês de junho de 2017 apresentou valor de $\delta^{18}\text{O}$ de **-5,83**, um valor mediano de oxigênio-18 no range de toda a série, porém 173% menor do que o valor medido em 2016. Considerando-se que o IAEA mediu para o mês de junho, no período 1965-1983, um valor de -4,57, e comparando-se o campo de vento da climatologia 1979-2018 com as anomalias do mês de junho para os anos de 2016 e 2017, verificamos que as amostra de junho/2016 demonstrou resultado distinto do

valor histórico medido pelo IAEA para este mês. Isso pode ser explicado analisando os campos de ventos, que indicam ventos predominantes de noroeste no período de 1979-2018, enquanto que no mês de junho/2016 as anomalias de vento foram de sul, o que evidencia uma fonte antártica neste período (Figura 23).

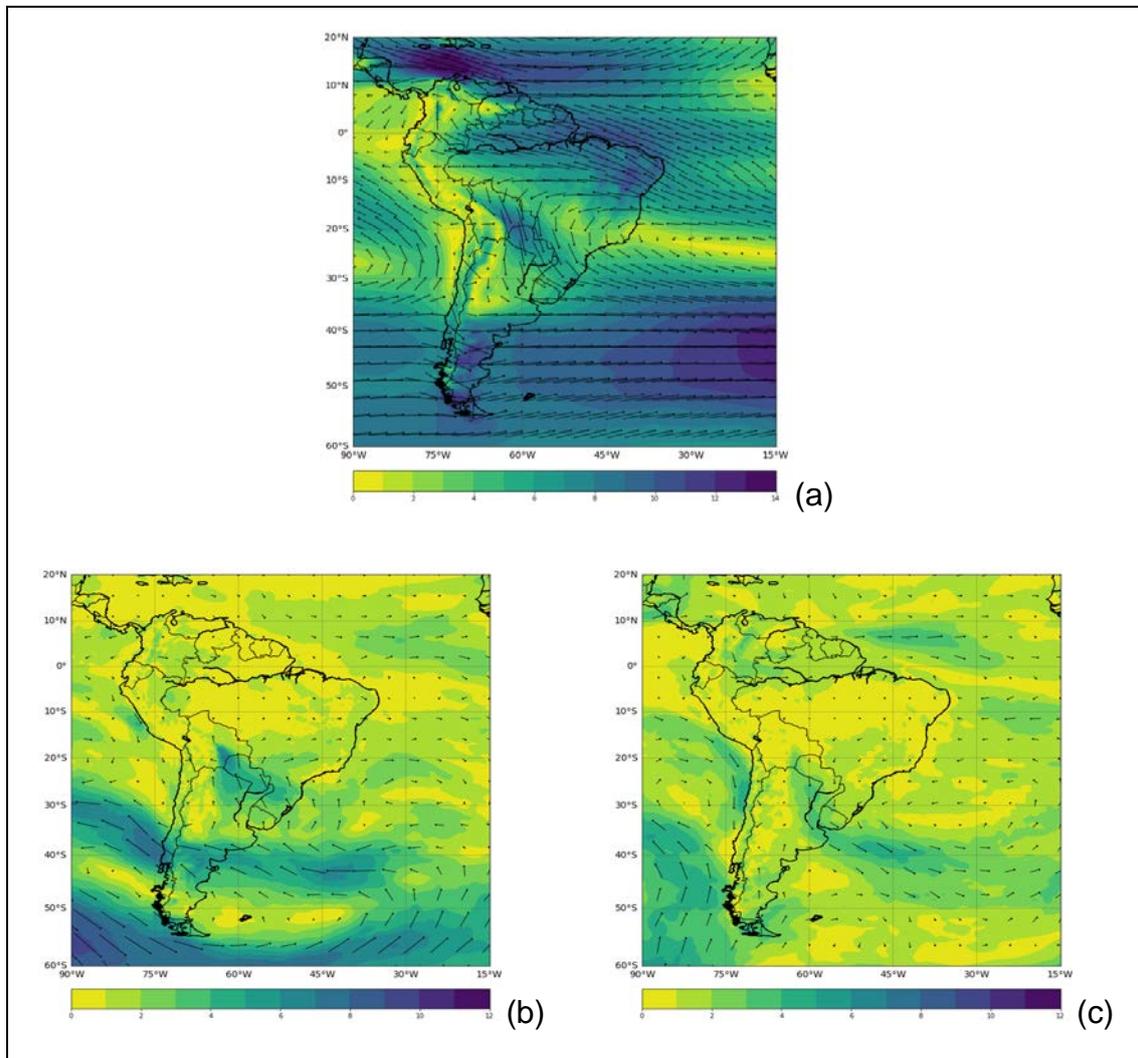


Figura 23: Climatologia de junho (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de junho 2016 (b) e anomalia de junho 2017 (c) em 850 hPa.

JULHO

O mês de julho/2016 apresentou valor de $\delta^{18}\text{O}$ de **-3,23**, um valor alto de oxigênio-18 no range de toda a série. Em 2017 o valor de $\delta^{18}\text{O}$ foi de **-2,24**, um dos valores mais altos de oxigênio-18 da série temporal. O campo de

ventos médios e os campos de anomalias de vento para o referido mês, em 850 hPa (Figura 24), permite verificar que nestes meses de julho/2016 e julho/2017 o comportamento do vento foi distinto em relação ao período 1979-2018. Enquanto que no período 1979-2018 os ventos foram predominantemente de noroeste, em julho/2016 as anomalias foram predominantemente de sul e em julho/2017 de origem oceânica, o que indica diferença nas fontes destes períodos analisados.

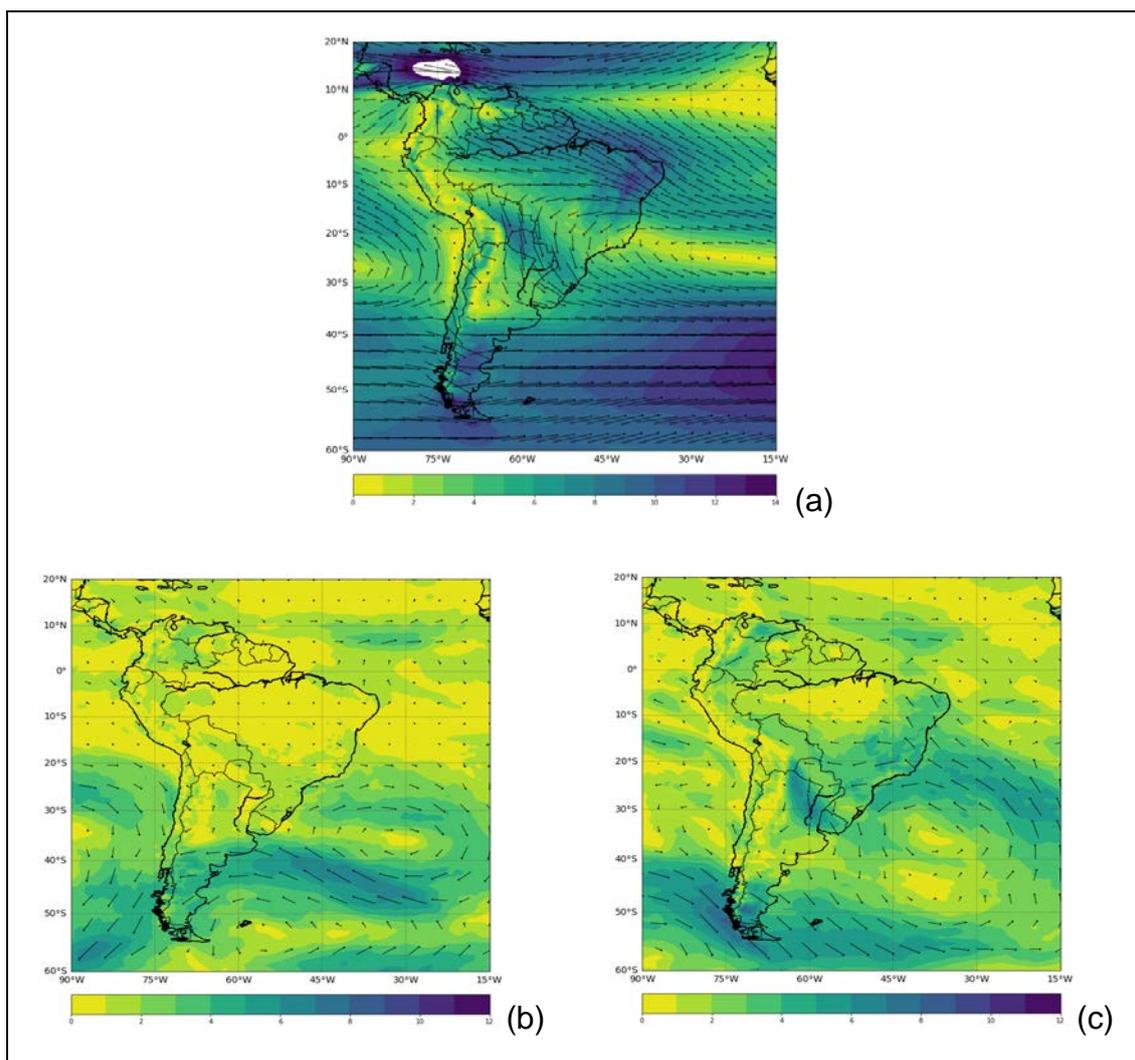


Figura 24: Climatologia de julho (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de julho 2016 (b) e anomalia de julho 2017 (c) em 850 hPa.

AGOSTO

O mês de agosto/2016 apresentou valor de $\delta^{18}\text{O}$ de **-2,07**, um dos valores mais altos de oxigênio-18 de toda a série. Em 2017 a medida também resultou em valor elevado de $\delta^{18}\text{O}$, resultando em um valor de **-3,39**. O campo de ventos médios e os campos de anomalias de vento para agosto, em 850 hPa (Figura 25), indica vento de diferentes origens, sendo que no período 1979-2018 os ventos predominantes foram de noroeste, em agosto/2016 as anomalias indicam ventos de sul e em agosto/2017 as anomalias indicaram ventos de origem oceânica.

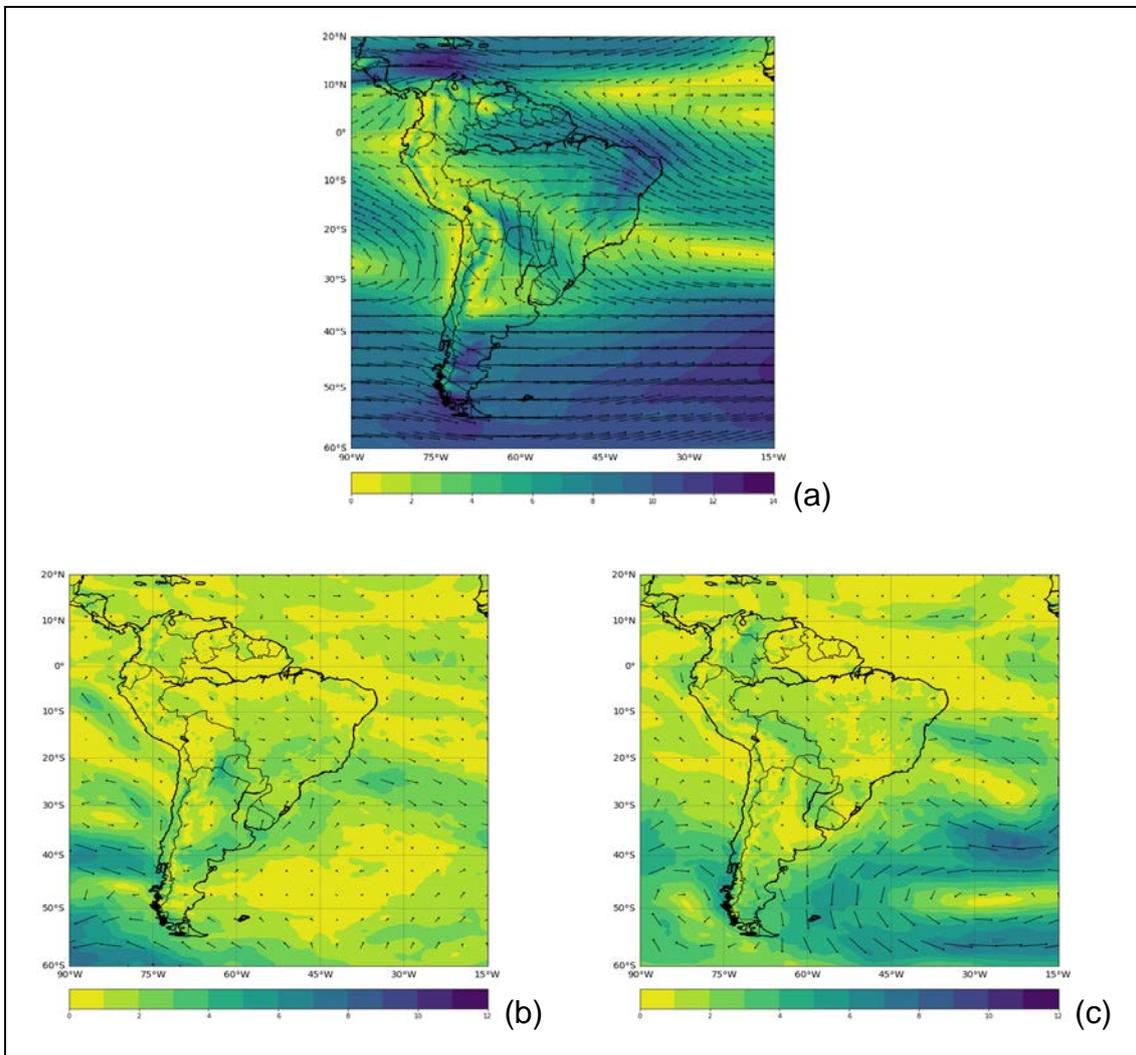


Figura 25: Climatologia de agosto (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de agosto 2016 (b) e anomalia de agosto 2017 (c) em 850 hPa.

SETEMBRO

O mês de setembro/2016 apresentou valor de $\delta^{18}\text{O}$ de **-3,85**, um valor alto de oxigênio-18 no range de toda a série. Este mês apresenta uma peculiaridade em relação ao restante do período amostral: no dia 26/09/2016 (1,05‰) ocorreu no RS/Porto Alegre a formação e atuação de um ciclone explosivo, evento extremo com ocorrência de tempestade com ventos fortes e chuva intensa. No ano seguinte o valor de $\delta^{18}\text{O}$ de **-2,29**, um dos valores mais altos de oxigênio-18 de toda a série temporal, mesmo sem ocorrência de qualquer evento anômalo neste mês. O campo de ventos médios e de anomalias para setembro, em 850 hPa são apresentados na Figura 26.

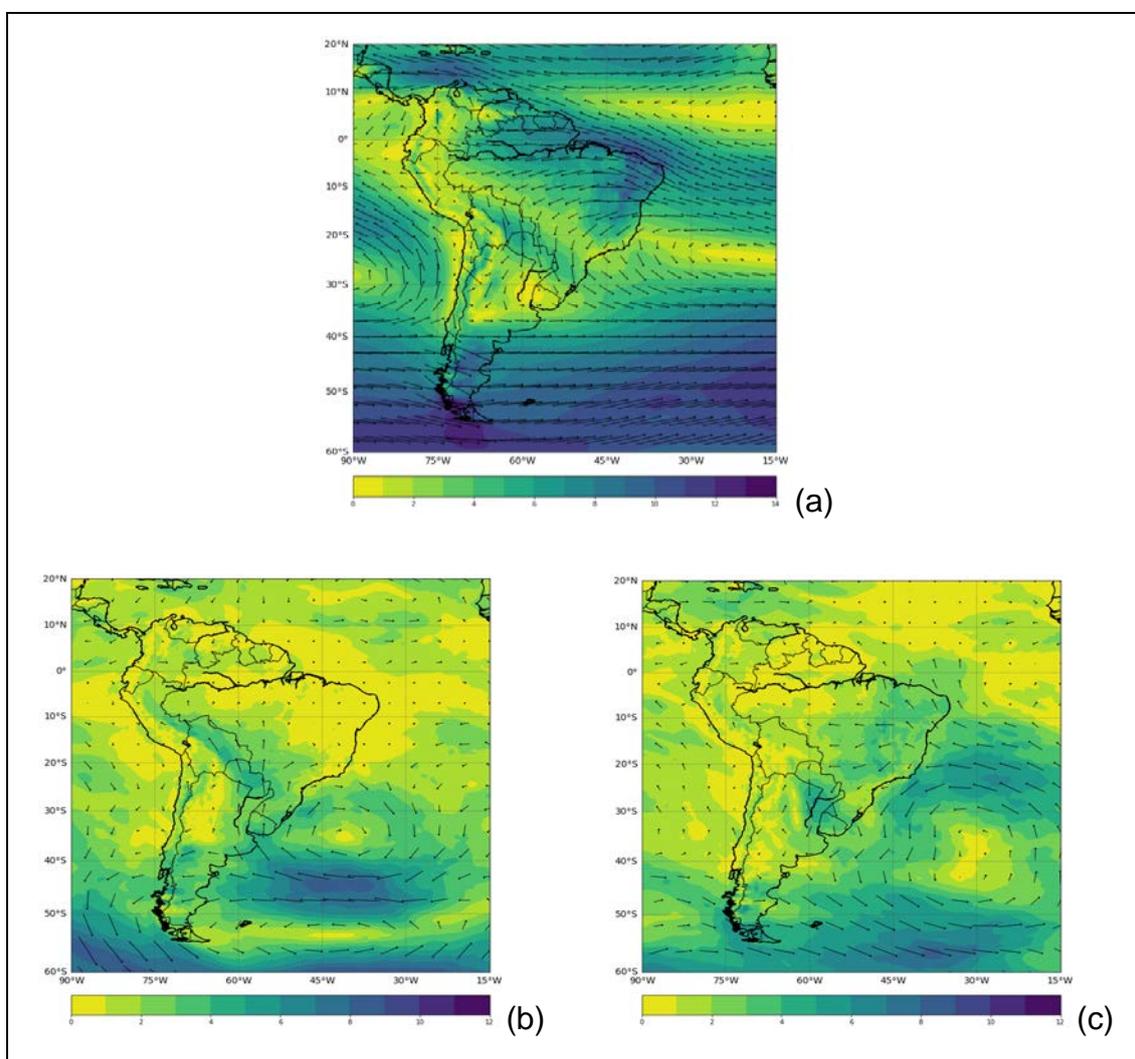


Figura 26: Climatologia de setembro (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de setembro 2016 (b) e anomalia de setembro 2017 (c) em 850 hPa.

OUTUBRO

O mês de outubro apresentou coincidência em seus resultados. Tanto no ano de 2016 como 2017 o resultado medido para a amostragem mensal para o valor de $\delta^{18}\text{O}$ foi de **-2,00**, o valor mais alto de oxigênio-18 de toda a série. O campo de ventos médios e o campo de anomalias de vento para o referido mês, em 850 hPa (Figura 27) possibilita identificar circulação de massas de ar de origem norte/noroeste para os três períodos de comparação

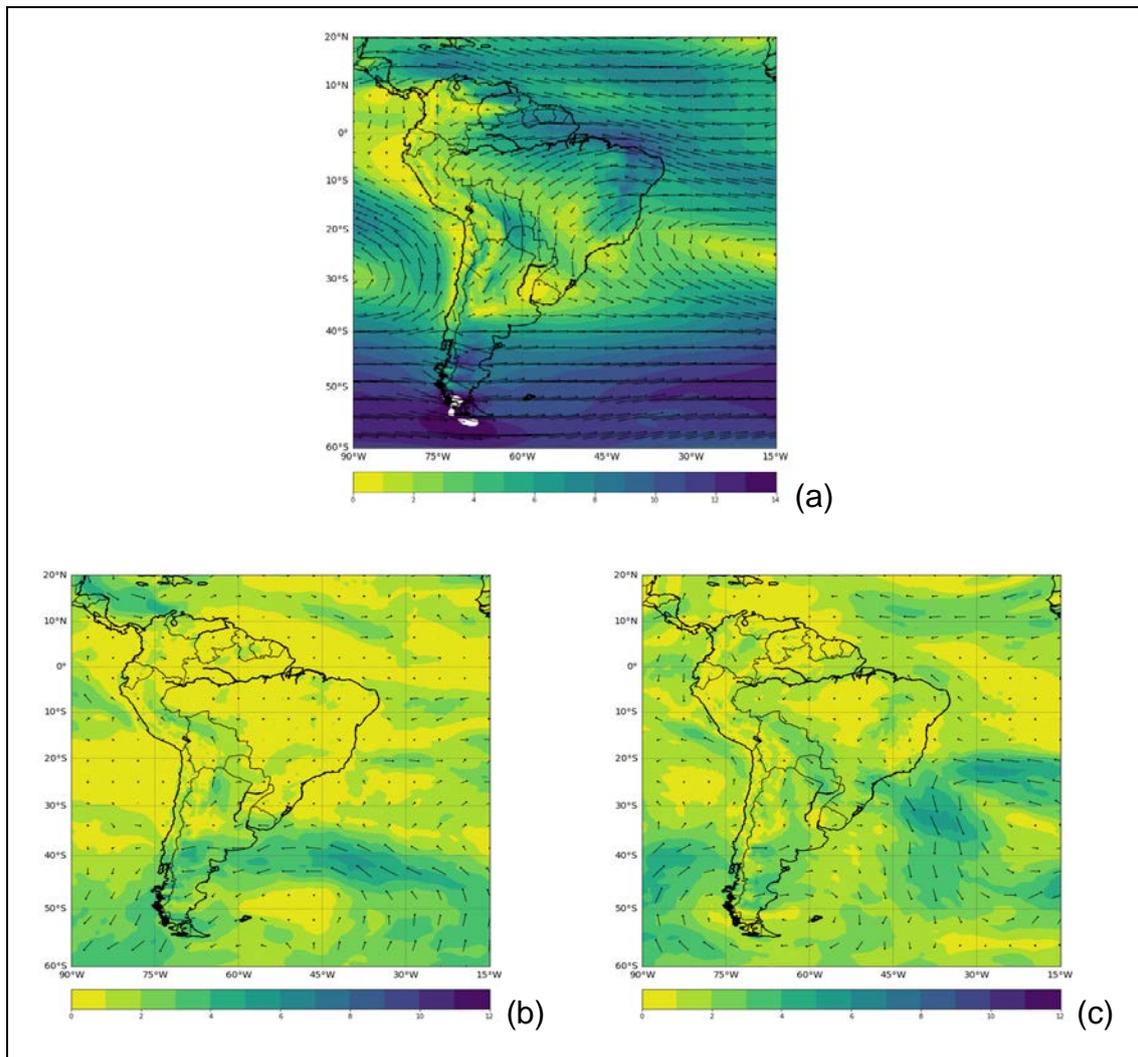


Figura 27: Climatologia de outubro (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de outubro 2016 (b) e anomalia de outubro 2017 (c) em 850 hPa.

NOVEMBRO

O mês de novembro/2016 apresentou valor de $\delta^{18}\text{O}$ de **-4,83**, um valor mediano de oxigênio-18 no range de toda a série, assim como no ano de 2017, que apresentou valor de $\delta^{18}\text{O}$ de **-5,08**. O campo de ventos médios e o campo de anomalias de vento para novembro, em 850 hPa (Figura 28) indica vento de norte no período 1979-2018 e para os meses de novembro/2016 e novembro/2017 as anomalias indicaram ventos de sul em ambos os casos.

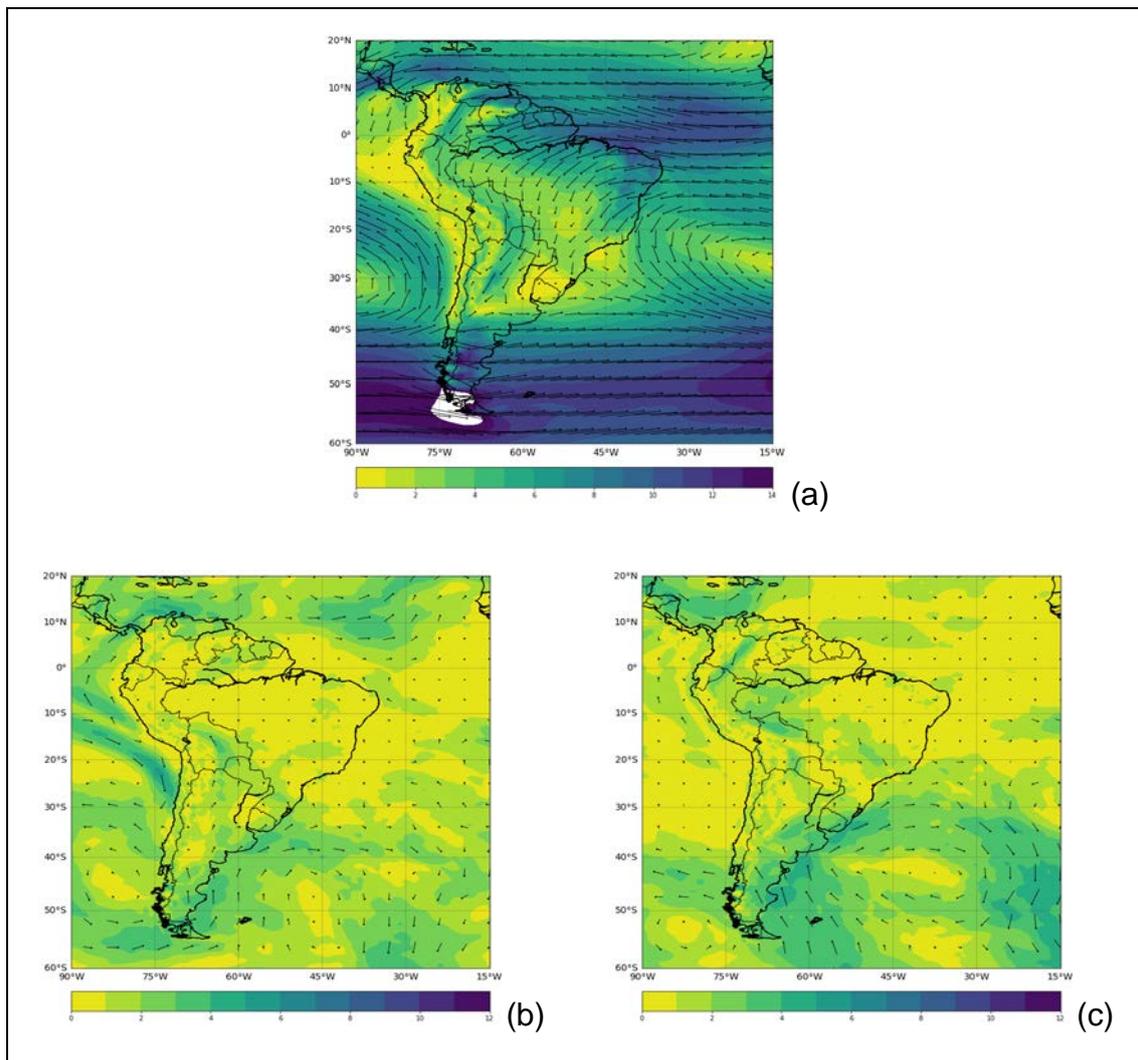


Figura 28: Climatologia de novembro (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de novembro 2016 (b) e anomalia de novembro 2017 (c) em 850 hPa.

DEZEMBRO

O mês de dezembro/2016 apresentou valor de $\delta^{18}\text{O}$ de **-4,84**, um valor mediano de oxigênio-18 no range de toda a série, quase idêntico ao mês anterior, e também próximo ao valor medido para o mês de dezembro de 2017, **-4,98**. Os campos de ventos médios e de anomalias para o referido mês, em 850 hPa (Figura 29), mostram que no período 1979-2018 os ventos predominantes são de origem norte. Já as anomalias para dezembro/2016 mostram ventos de noroeste e dezembro/2017 apresentou ventos de origem oceânica.

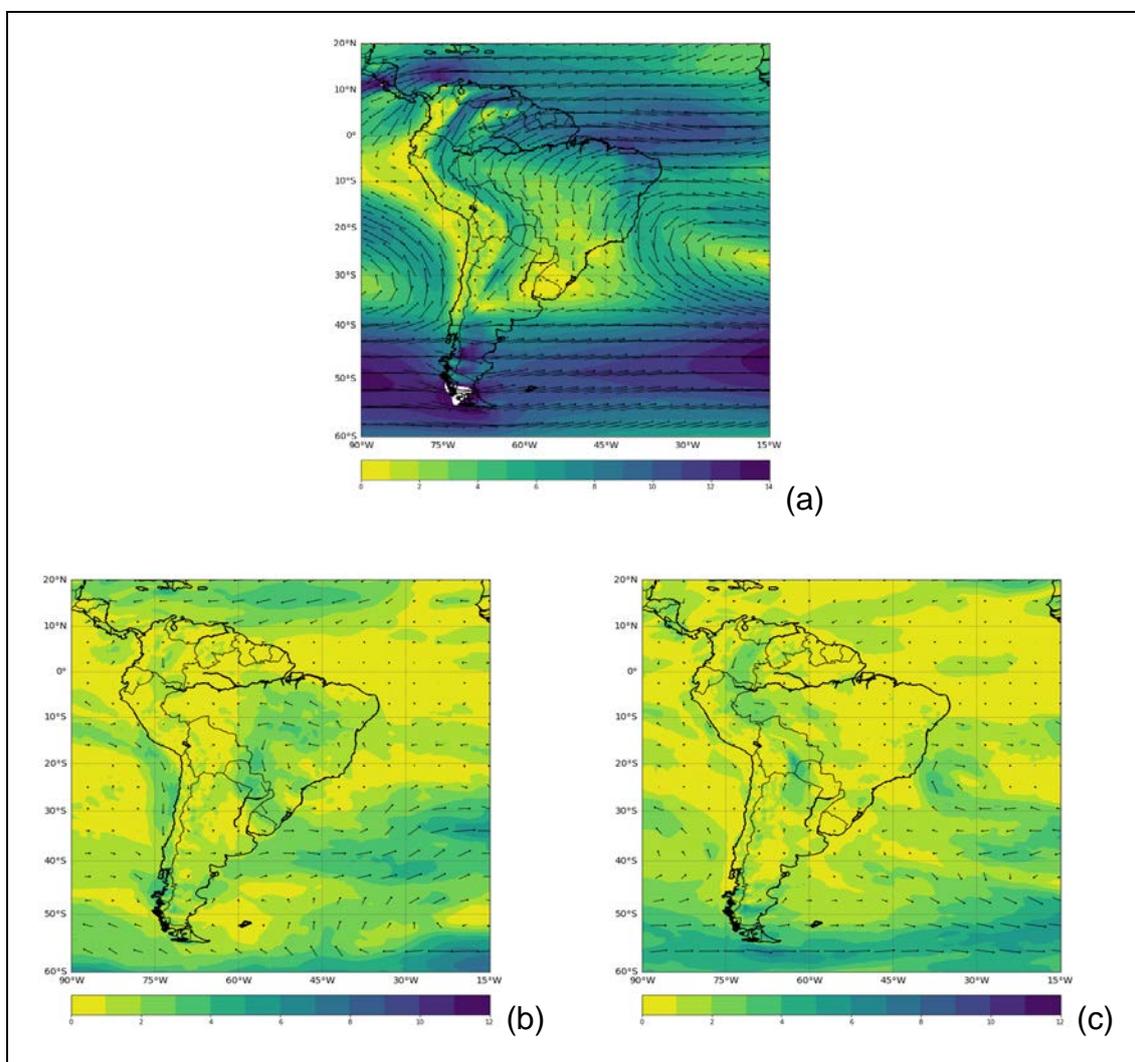


Figura 29: Climatologia de dezembro (1979-2018) do campo de vento médio (a), anomalia de dezembro 2016 (b) e anomalia de dezembro 2017 (c) em 850 hPa.

5.5. Comparativo Normais Climatológicas *versus* IAEA

Os valores de PMM 1961-1990 e de 1981-2010 apresentam comportamento distinto ao longo do ano. O período 1961-1990 apresentou valores superiores na precipitação para os meses de março e agosto. Os meses de junho e agosto demonstraram pouca diferença nestes dois períodos, enquanto que os meses de janeiro, fevereiro, abril, maio, julho outubro, novembro e dezembro na Normal 1981-2010 registra valores superiores à Normal 1961-1990.

Os valores medidos pela IAEA, 1965-1983, assemelham-se com os valores Normal 1961-1990, haja visto a série IAEA está praticamente contida na série 1961-1990. Os meses de janeiro e fevereiro, entretanto, apresentam tendências distintas de comportamento, se compararmos seus valores em gráfico. O comparativo PMM para os períodos de interesse é apresentado na Tabela 12 e na Figura 30.

Tabela 12: Comparação das normais de PMM do INMET *versus* IAEA.

Mês	PMM (mm) INMET 1961 – 1990	PMM (mm) INMET 1981 – 2010	PMM (mm) IAEA 1965 – 1983
Janeiro	105,9	111,3	98,0
Fevereiro	99,2	116,5	111,0
Março	104,7	86,1	95,0
Abril	77,3	111,8	74,0
Maio	90,0	117,8	84,0
Junho	138,4	134,4	136,0
Julho	118,5	143,0	121,0
Agosto	137,1	123,3	146,0
Setembro	142,2	144,0	136,0
Outubro	121,3	130,9	111,0
Novembro	92,4	118,7	92,0
Dezembro	93,4	99,7	101,0

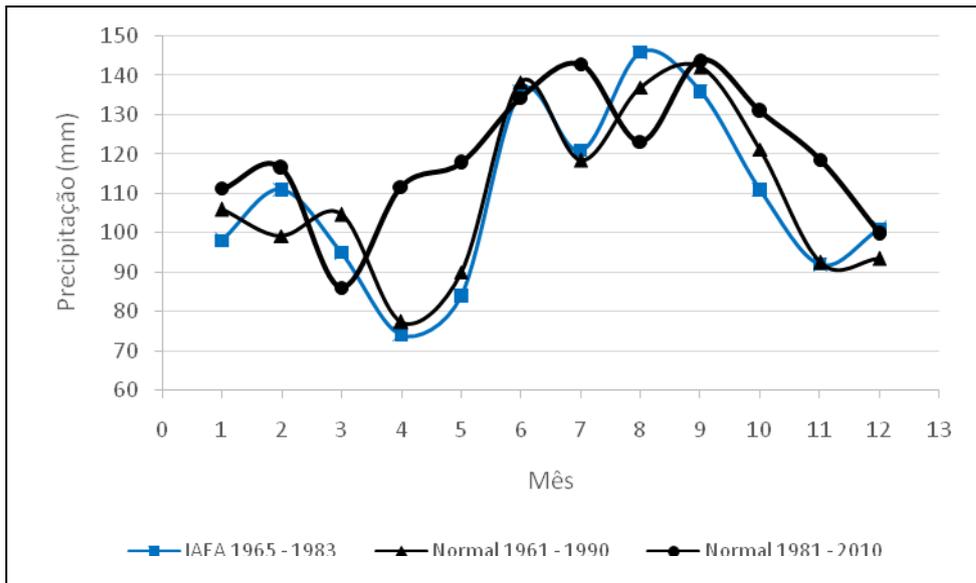


Figura 30: Precipitação Total Média Mensal - comparativo INMET x IAEA.

Em relação à TMM, os valores de temperatura da Normal 1961-1990 assemelham-se muito com os valores medidos pela IAEA. Podemos dizer que isso ocorre porque os períodos são equivalentes. Por outro lado, se comparamos os valores de TMM da normal climatológica 1961-1990 com os valores da Normal 1981-2010, nota-se o aumento das TMM em todos os meses do ano. Isso confirma a informação da Organização Meteorológica Mundial (OMM) de que as temperaturas médias globais do período 1981-2010 aumentaram $0,31 \pm 0,02^{\circ}\text{C}$ se comparadas ao período 1961-1990 (OMM, 2017). O comparativo do comportamento da TMM para os períodos de interesse é apresentado na Tabela 13 e Figura 31.

Tabela 13: Temperatura Média Mensal – Normais climatológicas *versus* IAEA.

Mês	TMM (°C) INMET 1961 – 1990	TMM (°C) INMET 1981 – 2010	TMM (°C) IAEA 1965 – 1983
Janeiro	24,6	25,4	25,9
Fevereiro	24,6	25,3	26,0
Março	23,1	24,2	22,9
Abril	19,9	21,1	22,8
Mai	16,9	17,7	15,3
Junho	14,3	15,1	11,5
Julho	14,4	14,9	14,2
Agosto	15,2	16,1	16,2
Setembro	16,8	17,4	16,4
Outubro	19,1	19,9	19,4
Novembro	21,2	21,9	21,2
Dezembro	23,3	23,9	24,7

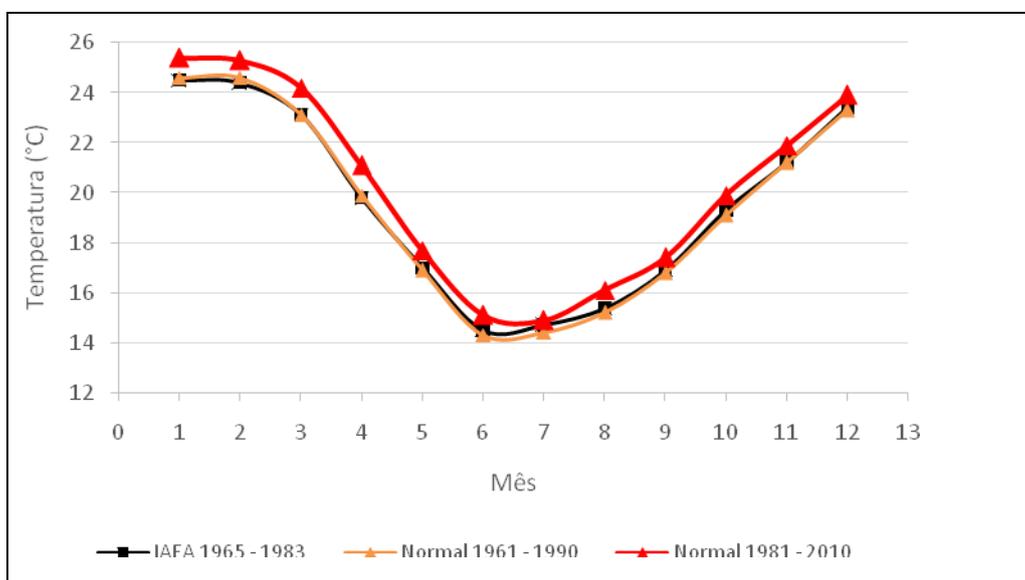


Figura 31: Temperatura Média Mensal - comparativo INMET (1961-1990; 1981-2010) *versus* IAEA (1965-1983).

5.6. Comparativo das razões isotópicas IAEA *versus* amostras do CPC

Os resultados do IAEA na análise de amostras de precipitação entre 1965 e 1983 em Porto Alegre e os resultados obtidos em análises realizadas no CPC/UFRGS apresentaram os seguintes valores, demonstrados na Tabela 14 e na Figura 32.

Tabela 14: Comparação dos registros isotópicos do $\delta^{18}\text{O}$ (‰) do IAEA e CPC.

Mês	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) IAEA1965 – 1983	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) CPC 2016	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) CPC 2017
Janeiro	-4,94	-8,58	-4,66
Fevereiro	-6,07	-7,94	-5,54
Março	-6,24	-6,18	-7,93
Abril	-6,05	-5,21	-8,55
Maio	-6,84	-6,76	-6,74
Junho	-4,57	-2,14	-5,83
Julho	-4,34	-3,23	-2,24
Agosto	-3,28	-2,07	-3,39
Setembro	-2,46	-3,85	-2,29
Outubro	-3,58	-2,00	-2,00
Novembro	-3,64	-4,83	-5,08
Dezembro	-4,87	-4,84	-4,98

Os resultados do IAEA e os do CPC/UFRGS apresentam semelhanças nas razões de $\delta^{18}\text{O}$ ao longo dos meses do ano, com algumas exceções. Os valores de janeiro e fevereiro de 2016, por exemplo, foram diretamente influenciados por dois eventos extremos que ocorreram nestes meses. Em janeiro/2016 um evento extremo ocorrido em 29/01/2016 foi responsável por diminuir o nível de $\delta^{18}\text{O}$ no respectivo mês (quase 74% abaixo). Neste evento choveu cerca de 86% da PMM. Em 03/02/2016, segundo evento, de menor magnitude, foi responsável por 52% da precipitação ocorrida no mês de fevereiro/2016, o que também influenciou desviando o valor do isótopo do nível observado na medida do IAEA (quase 31% abaixo). Em ambos os casos o campo médio de ventos apresentava direção de norte ou nordeste, porém as anomalias para ambos os meses apresentaram componente de sul (Antártica).

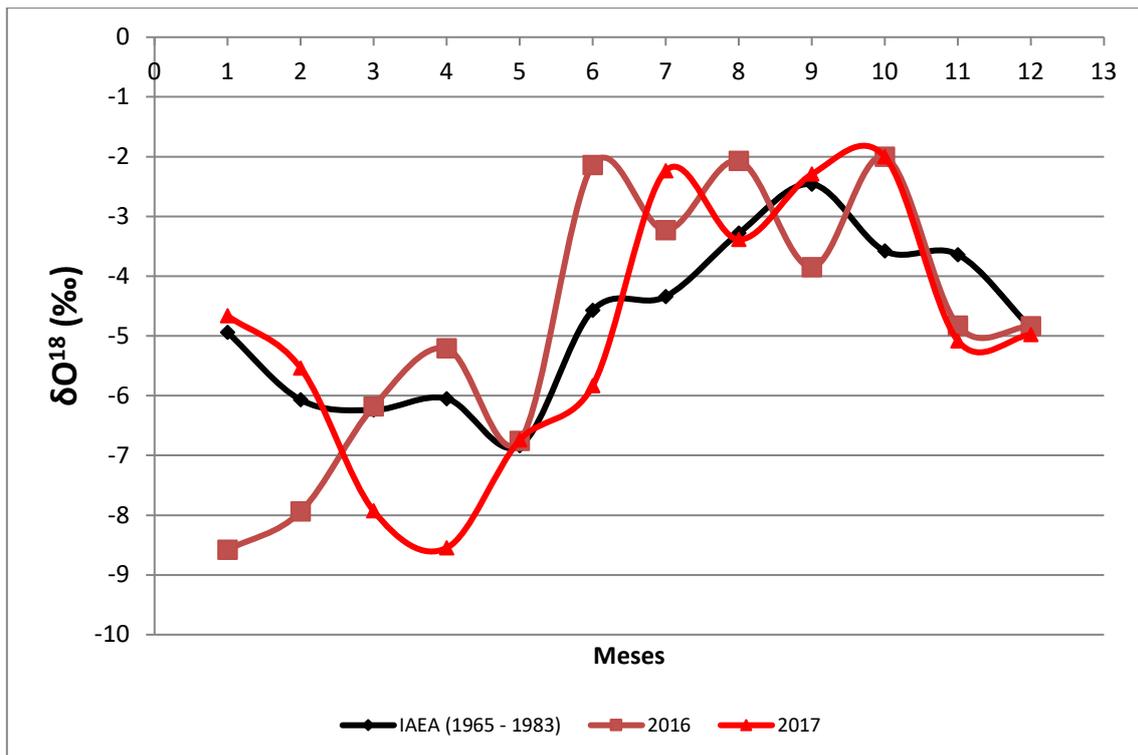


Figura 32: $\delta^{18}\text{O}$ - comparativo IAEA *versus* CPC/UFRGS.

Os meses de março e abril/2017 também apresentaram valores de isótopos significativamente mais baixos do que seus meses equivalentes pela IAEA. Apesar de não serem constatados eventos extremos nestes dois meses, o comportamento do campo de vento em 850 hPa, neste período, foi semelhante aos meses de janeiro e fevereiro/2016, onde identificou-se a influência de ar antártico.

E os meses de junho, julho, agosto e setembro apresentaram, também, comportamentos isotópicos distintos se comparados ao IAEA e entre eles nos anos de 2016 e 2017. Nestes casos a anomalia dos campos de vento em 850 hPa apresentava-se distinta (em alguns casos com vetor totalmente oposto ao ocorrido no ano anterior) entre os respectivos meses de 2016 e 2017.

O ano de 2016 é classificado como o ano mais quente do século, seguido pelos anos de 2015 (segundo) e 2017 (terceiro), segundo a OMM (WMO, 2017). Os anos mais quentes deste século, destacando neste caso os anos de 2015 e 2016, que registrou-se ocorrência do El Niño classificado como

“Super El Niño” (classificação de intensidade de eventos de El Niño e La Niña criada pela Golden Gate Weather Services baseada nos valores de *Oceanic Niño Index* da NOAA e presente no sítio <https://www.ggweather.com/enso/oni.htm>), observa-se valores de $\delta^{18}\text{O}$ muito depletados em eventos de precipitação e eventos extremos em Porto Alegre. Valores depletados na série mensal do IAEA também são observados, como no ano de 1972. 1972-1973 é um biênio quente e também apresentou um “Super El Niño”. Mesmo possuindo dados de apenas dois anos, eles mostraram-se anormalmente quentes neste século e apresentaram valores de $\delta^{18}\text{O}$ depletados ao nível de anos quentes com valores mais depletados no século XX para o RS. Uma provável consequência, hipótese, que se pode chegar a partir disso é que o ciclo hidrológico, ou que a interação entre a Antártica e a Amazônia, passando pelo RS, favorece eventos meteorológicos associados a frentes frias mais intensas e mais bruscas e ciclogênese mais intensa favorece, em algum momento, valores de $\delta^{18}\text{O}$ excepcionalmente enriquecidos ou excepcionalmente depletados.

Os valores médios mensais e seus respectivos desvios-padrões para $\delta^{18}\text{O}$ medidos pelo IAEA no período de 1965 a 1983 e os valores médios mensais obtidos no CPC/UFRGS (2016-2017) são apresentados na Figura 33.

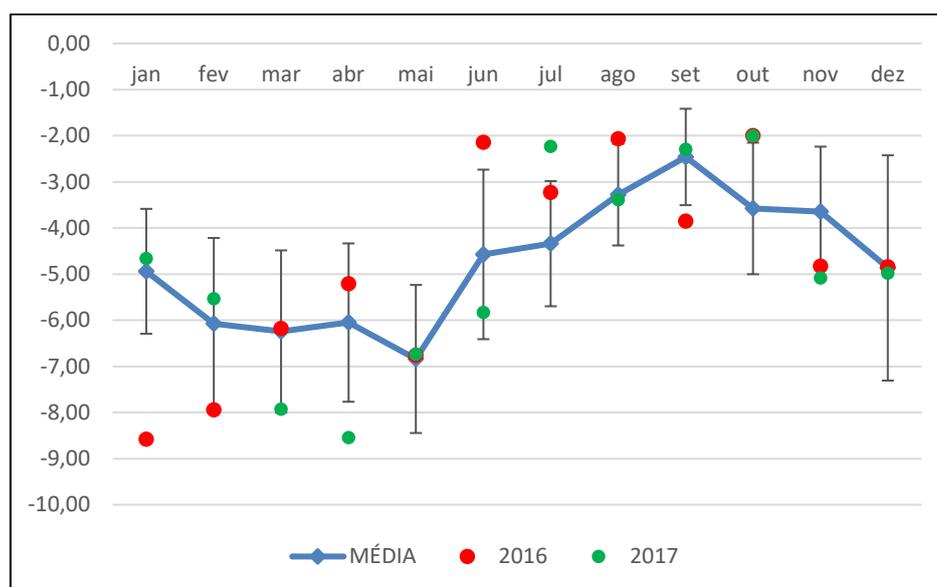


Figura 33: Valores Médios Mensais de $\delta^{18}\text{O}$ medidos pelo IAEA no período entre 1965 e 1983, seus respectivos desvios-padrões e os valores medidos pelo CPC/UFRGS no período amostral de 2016 e 2017.

Os valores acima demonstrados apresentam as diferenças e as semelhanças entre os valores medidos pelo IAEA e os valores medidos pelo CPC/UFRGS. No gráfico da Figura 33 estão representados os valores mensais médios medidos pelo IAEA entre os anos de 1965 e 1983 e seus respectivos desvios-padrões. Também estão presentes os valores medidos pelo CPC/UFRGS nos anos de 2016 e 2017 de modo que seja possível visualizar o comportamento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ ao longo dos períodos. Pode-se identificar que tanto no período quente quanto no período frio do ano os valores medidos no biênio 2016-2017 acompanham o comportamento das medições feitas pelo IAEA com alguns desvios em relação às médias apresentadas. Em 2016 os meses de janeiro, junho e setembro apresentaram valores fora do desvio-padrão em relação aos valores médios medidos pelo IAEA. O mês de janeiro foi fortemente influenciado pelo evento extremo ocorrido no final daquele mês, enquanto nos meses de junho e setembro houve diferenças de direção de vento quando comparados os campos médios de vento do mês com suas respectivas anomalias. Já o ano de 2017 apresentou os meses de abril, julho e novembro com valores fora da faixa de desvio-padrão. Estes meses apresentaram diferença de direção de vento entre os campos de ventos médios destes períodos e suas anomalias para os meses em questão. Todos os demais meses do biênio apresentaram-se dentro das faixas de desvio-padrão.

A sazonalidade dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ ao longo do ano e a posição geográfica do local de pesquisa são questões possíveis de ser observadas nos níveis de $\delta^{18}\text{O}$ na precipitação.

No gráfico da Figura 34 é possível identificarmos a sazonalidade e o comportamento do $\delta^{18}\text{O}$ nas localidades de Santa Helena, ilha tropical no Oceano Atlântico Sul (15°55'28"S; 05°43'05"W), Brisbane na Austrália, Pretoria na África do Sul, Stanley nas Ilhas Malvinas e Estação Vernadsky (Ucrânia) antiga Estação Britânica Faraday (65°14'45"S; 64°15'28"W) localizada na Península Antártica (GAT *et al.*, 2001). A localização geográfica destas estações está presente na Figura 35. O comportamento mensal do $\delta^{18}\text{O}$ nessas localidades permite interpretar o comportamento mensal e sazonal da

fonte de umidade em Porto Alegre, pois os valores de -7‰ em Stanley e $-9,5\text{‰}$ em Vernadsky, ambos em janeiro, são semelhantes aos valores obtidos em Porto Alegre em janeiro e fevereiro de 2016 ($-8,58\text{‰}$ e $-7,94\text{‰}$, respectivamente). Também, podemos identificar em Porto Alegre a advecção de umidade da região tropical (continental e oceânica), já que a sazonalidade é praticamente inalterada ao longo do segundo semestre (Figura 32), apresentando valores entre $0,5\text{‰}$ e $-5,0\text{‰}$ similares ao comportamento da sazonalidade de Santa Helena, Brisbane e Pretoria (Figura 34). Vale salientar que a sazonalidade da série 1965-1983 (IAEA) em Porto Alegre possui maior variação isotópica entre os meses de junho a dezembro. Isto é, possui maior variabilidade.

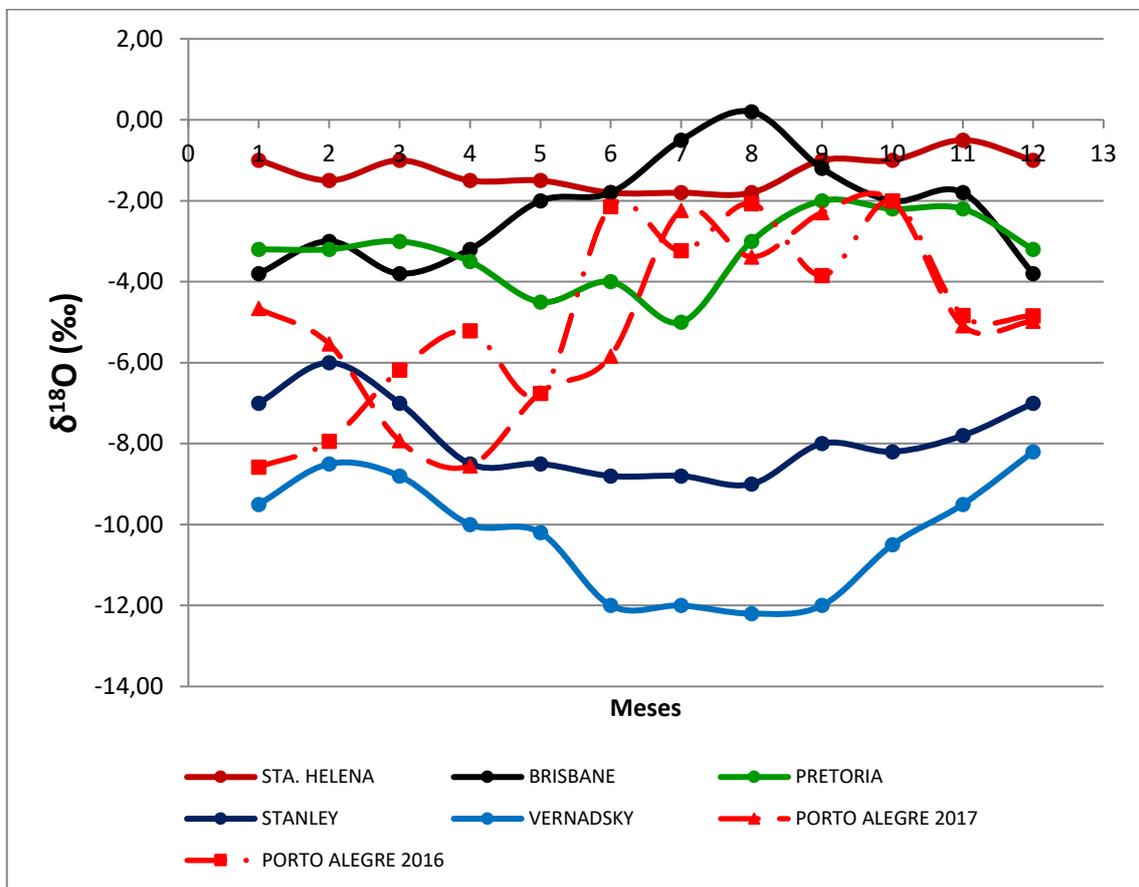


Figura 34: Comparativo dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre estações de coleta de precipitação localizadas no Hemisfério Sul.

Fonte: Modificado de Gat *et al.* (2001)

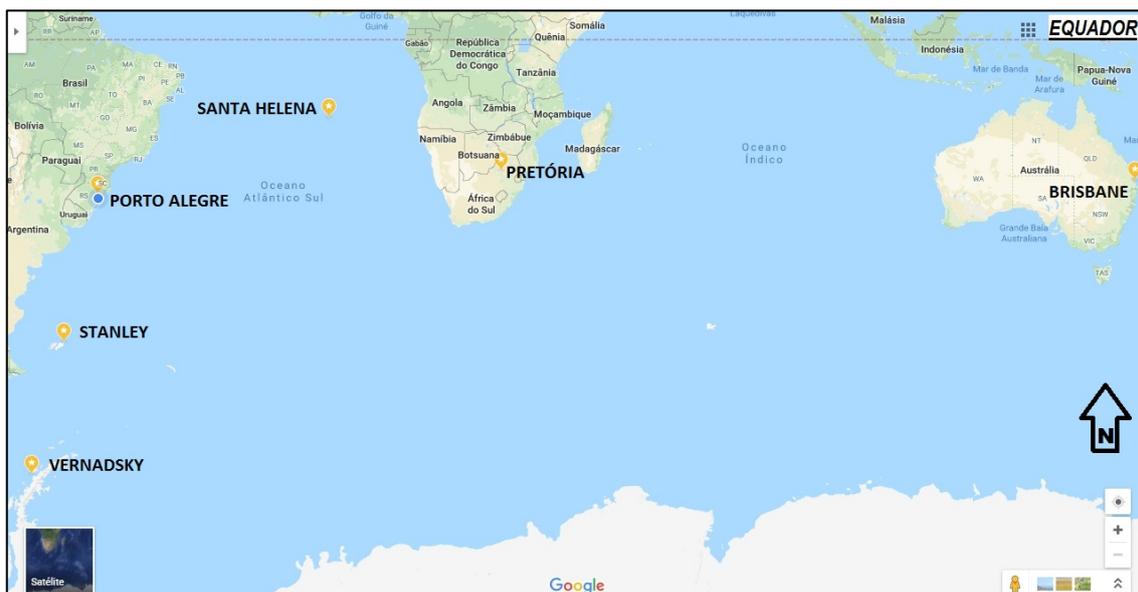


Figura 35: Localização das estações de coleta de precipitação para medição do $\delta^{18}\text{O}$ no Hemisfério Sul utilizadas para comparação dos valores obtidos em Porto Alegre.

Fonte: Modificado de Google Maps pelo autor (2018).

6 CONCLUSÕES

O presente trabalho relacionou os valores de $\delta^{18}\text{O}$ na precipitação mensal e extrema no RS, determinados pela espectroscopia de cavidade ressonante tipo *Ring-Down* para a medida do valor isotópico. O período de amostragem foi de dois anos completos, janeiro de 2016 a dezembro de 2017. As principais conclusões deste trabalho são:

- Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da precipitação coletada e analisada no laboratório de Glacioquímica do CPC/UFRGS apresentam grandezas similares aos valores mensais de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos pelo IAEA entre 1965 e 1983, em Porto Alegre (considerados valores de referência internacional).

- A ocorrência de eventos extremos de precipitação influencia os valores mensais de $\delta^{18}\text{O}$, apresentando depleção em relação aos valores medidos pela IAEA. Tais eventos influenciam na razão isotópica e no volume de precipitação mensal. Nos meses de janeiro, fevereiro e setembro de 2016, identificou-se considerável depleção dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (janeiro: -73,7%, fevereiro: -30,8% e setembro: -56,5%) do período estudado.

- Os campos médios e de anomalias do vetor vento mensal em 850 hPa, de janeiro de 2016 a dezembro de 2017, permitiram identificar a origem das massas de ar que geraram variações importantes nos valores de $\delta^{18}\text{O}$.

- Os meses de janeiro (29/01) e fevereiro (02/02) de 2016 apresentaram características marcadas de influência de massa de ar antártica no registro do $\delta^{18}\text{O}$ identificada nos eventos extremos de precipitação e na circulação atmosférica 850 hPa entre a Antártica e o RS.

- O mês de setembro 2016 apresentou característica marcada de influência de massa de ar da Amazônia no registro do $\delta^{18}\text{O}$, valor mais enriquecido no $\delta^{18}\text{O}$ de todo o período estudado, identificada no evento extremo de precipitação (26/09/2016) e na circulação atmosférica de 850 hPa entre Amazônia e o RS.

- Os valores de $\delta^{18}\text{O}$, janeiro de 2016 a dezembro de 2017, apresentaram-se mais enriquecidos nas estações de inverno e primavera e mais empobrecidos no verão e no outono.

- A sazonalidade dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ da série do IAEA para Porto Alegre/RS apresenta nos meses quentes (dezembro a abril) valores mais depletados ($< -4,5\text{‰}$ até $-7,0\text{‰}$) enquanto que nos meses frios (maio a novembro) os valores são enriquecidos ($\geq -5,0\text{‰}$ até $-2,0\text{‰}$). Já no período de janeiro/2016 a dezembro/2017, o $\delta^{18}\text{O}$ apresentou maior amplitude nos meses quentes ($-4,5\text{‰}$ até $-8,5\text{‰}$), enquanto que nos meses frios observou-se maior variabilidade mensal em relação a série do IAEA, mas dentro da mesma faixa de $\delta^{18}\text{O}$ ($\geq -5,0\text{‰}$ até $-2,0\text{‰}$).

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AQUINO, F. E. **Conexão climática entre o modo anular do Hemisfério sul com a Península Antártica e o Sul do Brasil**. Tese de Doutorado, no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2012. 121p.
- ALVES, L.M.; MARENGO, J.A.; CAMARGO JR., H.; CASTRO, C. Início da estação chuvosa na região Sudeste do Brasil: Parte 1 – Estudos observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.3, 2005. p.385-394
- ANDRADE, G.O. Os climas. In: AZEVEDO, A. (org.) **Brasil, a terra e o homem**. 2.ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional. v.1, 1972. p. 397-462.
- ADAMS, R.M.; CHEN, C.C.; McCARL, B.A.; WEIHER, R.F. The economic consequence of ENSO events for agriculture. **Climate Research**. v. 13. 1999. p. 165-172.
- ARAÚJO, L.C. **Memória Sobre o Clima do Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura. 1930. 100 p.
- ARAÚJO, P.H.C. **Eventos Climáticos Extremos: os efeitos dos fenômenos El Niño e La Niña sobre a produtividade agrícola das regiões Nordeste e Sul do Brasil**. Dissertação de Mestrado. Viçosa, MG, Brasil. 2012. 45 p.
- ASNANI, G.C. **Tropical Meteorology**. Pune, India: Nobel Printers. 1993. 603 p.
- ÁVILA, A.M.H. **Regime de precipitação pluvial no Estado do Rio Grande do Sul com base em séries de longo prazo**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Faculdade de Agronomia. Porto Alegre. 1994. 87p.
- BARRY, R.G.; CHORLEY, R.J. **Atmosfera, Tempo e Clima**. Porto Alegre: Bookman. 9 ed. 2013. 512 p.
- BARROS, V.; CASTAÑEDA, E.; DOYLE, M. Precipitation trends in Southern South America, east of the Andes: Na indication of climate variability. Southern Hemisphere.

In: **Paleo and Neoclimates: Key sites, Methods, Data, and Models**. New York. Springer, 2000. pp. 187-208.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C. A Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: CAVALCANTI, Iracema F. A. CAVALCANTI, Iracema. F. A.; FERREIRA, Nelson. J.; SILVA, Maria. G. A. J.; DIAS, Maria. A. F. S. (Org.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos. 2009. p. 243-258.

CASTRO, A. L. C. **Glossário de defesa civil: estudo de riscos e medicina de desastres**. Brasília: MPO/ Departamento de Defesa Civil. 1998. 283 p.

CAVALCANTI, IRACEMA F. A.; FERREIRA, N.J.; DA SILVA, M.G.A.J.; DIAS, M.A.F.S. **Tempo e Clima no Brasil**. Oficina de Textos, São Paulo. 2009. 463 p.

CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interaction between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, L03204, fev. 2004.

CITEAU, J; BERGÉS, J.C.; DEMARCQ, H.; MAHÉ, G. Position de la zone de convergence a 28°N et temperature de surface de l'ocean. **Veille Climatique Satelitaire**, sv (21). 1988. p. 3-7.

DANSGAARD, W. Stable isotopes in precipitation. **Tellus** 16. n. 4. 1964. p. 436-468

DANSGAARD, W.; JOHNSEN, S.J.; CLAUSEN, H.B. Stable Isotope Glaciology. **Meddelelser om Grønland**, 197 (2): 1-53. 1973.

DARLING, W.G., BATH, A.H.; GIBSON, J.J.,; ROZANSKI, K. Isotopes in water. In: Leng, M.J. (Ed.), **Isotopes in Palaeoenvironmental Research**, Volume 10 in Developments in Paleoenvironmental Research series, Springer, Dordrecht. 2005. p. 1-66.

DURKEE, J. D.; MOTE, T. L. A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. **International Journal of Climatology**. 2009. Disponível em <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.1893/pdf>, acessado em 21/10/2015.

DURKEE, J.D., MOTE, T.L. e SHEPHERD, J.M. The contribution of mesoscale convective complexes to rainfall across subtropical South America. **Journal of Climate**. 2009. Vol. 22.

FRICKE, H.C.; O'NEILL, J.R. The correlation between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geologic time. **Earth and Planetary Science Letters** **170**. 1999. p. 181-196.

GAN, M.A.; RAO, V.B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**. v. 119. 1991. p. 1293–1302.

GAN, M.A.; KOUSKY, V.E.; ROPELEWSKI, C.F. The South American monsoon circulation and its relationship to rainfall over westcentral Brazil. **Journal of Climate**. v. 17. 2004. p. 47–66.

GAN, M.A.; SANTOS, L.F.; LIMA, J.R.A.; AFONSO, J.M.S.; SILVA, A.B. Monção da América do Sul. **Revista Climanalise – Edição comemorativa de 30 anos**. 2016. INPE. Edição eletrônica disponível em <http://climanalise.cptec.inpe.br/%7Erclimanl/revista/pdf/30anos/ganetal.pdf>, acessado em 17/01/2018, às 21:30.

GAT, J.R.; MOOK, W.G.; MEIJER, A.J. **Atmospheric Water: Environmental isotopes in the hydrological cycle – Principles and applications**, v. 2. W.G. MOOK (Ed.) IHP-V, Technical Document n. 39, UNESCO, Paris. 2001. 113 p.

GAT, J.R.; MATSUI, E. Atmospheric water balance in the Amazon basin: Na isotopic evapotranspiration model. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 96, Washington, USA. 1991. p. 13, 179 – 13,188.

GNIP, 2018. http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html.

GODOY, J.; GODOY, M.; NETO, A. Direct determination of $\delta(\text{D})$ and $\delta(^{18}\text{O})$ in water samples using cavity ring down spectrometry: Application to bottled mineral water. **Journal of Chemical Exploration**. n. 119-120. 2012. P. 1-5.

GOLDEN GATE WEATHER SERVICES. **El Niño and La Niña Years and Intensities**. 2018. <https://www.ggweather.com/enso/oni.htm>. Acessado em 27/12/2018, às 22:30.

GRIMM, A.M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**. v. 25, n. 4. 2011. p. 537-554, doi: 10.1007/s00477-010-0420-1.

GRIMM, A.M. Clima da Região Sul do Brasil. In: CAVALCANTI, Iracema F. A. CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; DIAS, M.A.F.S. (Org.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos. 2009. p. 259-275

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, 102 (435). 1977. p. 77-92. <https://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=703>, acessado em 30/03/2018, às 10:45.

HOEFS, J. **Stable Isotope Geochemistry**, 6th Edition. Springer, Berlin, Heidenberg, New York. 2009. 285 p.

IAEA, 2018. <https://www.iaea.org/>

INMET, 2018. <http://www.inmet.gov.br/portal/>

IPCC. **Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer {eds.}]. IPCC, Geneva, Switzerland. 2014. 151 p.

IPCC. **Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change** [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA. 2013. 1535 pp. doi: 10.1017/CBO9781107415324.

KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R.V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International Journal of Climatology**. v. 27. 2006. doi: 10.1002/joc.1417.

KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R.V. Variabilidade Decenal a Multi-Decenal. In: CAVALCANTI, Iracema F. A. CAVALCANTI, Iracema. F. A.; FERREIRA, Nelson. J.; SILVA, Maria. G.A.J.; DIAS, Maria. A.F.S. (Org.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos. 2009. p. 375-383

KENDALL C. e CALDWELL E. Fundamentals of Isotope Geochemistry. In: Kendall C., e McDonnell J.J. (Eds.). **Isotope Tracers in Catchment Hydrology**. Elsevier Science B.V., Amsterdam. 1998. 839 p. 51-86.

KOBIYAMA, M.; MENDONÇA, M.; MORENO, D.A.; MARCELINO, I.P.V.O.; MERCELINO, E.V.; GONÇALVES, E.F.; BRAZETTI, L.L.P.; GOERL, R.F.; MOLLERI, G.S.F.; RUDORFF, F.M. **Prevenção de desastres naturais: conceitos básicos**. Ed. Organic Trading, Florianópolis. 2006. 109 p.

LIEBMANN B.; KILADIS G.N.; VERA C.S.; SAULO A.C.; CARVALHO, L.M.V. 2004. Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate** n.17. 2004. p. 3829-3842.

LICHTENSTEIN, E. **La depresión del noroeste de Argentina**. Tesis (Doctorado en Ciencias de la Atmosfera) - Departamento de Ciencias de la Atmósfera. Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 1980. 223p.

MADDOX, R.A. Mesoscale Convective Complexes. **Bulletin American Meteorology Society**, v.61, n.11. 1980. p. 1374 - 1387

MARENGO, J.A. Mudanças Climáticas, Condições Meteorológicas Extremas e Eventos Climáticos no Brasil. In: **Mudanças Climáticas e Eventos Extremos no Brasil**. MARENGO, J.A.; SCHAEFFER, R.; PINTO, H.S.; ZEE, D.M.W. (Eds). Rio de Janeiro: FBDS. 2009. p. 4 - 19.

MARTINELLI, L., OMETTO, J., FERRAZ, E., VICOTRIA, R., CAMARGO, P. e MOREIRA, M. (2009). Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis. **Oficina de Textos**, São Paulo. 144 p.

MELO, A.B.C.; CAVALCANTI, I.F.A.; SOUZA, P.P. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In: CAVALCANTI, Iracema F. A. CAVALCANTI, I.F. A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; DIAS, M.A.F.S. (Org.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos. 2009. p. 26-42.

MENDONÇA, F.A.; DANNI-OLIVEIRA, I.M. **Climatologia: Noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos. v.1. 2007. 208 p.

MORAES, F.D.S. **Precipitação e desastres associados ao Complexo Convectivo de Mesoescala que atingiu o Rio Grande do Sul em 22 e 23 de abril de 2011**. 2014. 86 p. Trabalho de Graduação de Bacharelado em Geografia. UFRGS, Porto Alegre. Disponível em <http://www.lume.ufrgs.br/handle/10183/106970>, acessado em 20/10/2015.

MORAES, F.D.S. **Ambiente atmosférico favorável ao desenvolvimento de Complexos Convectivos de Mesoescala no Sul do Brasil**. Dissertação de Mestrado, no Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Faculdade de Geociências. Porto Alegre. 2016. 119p.

MORAN, J.M.; MORGAN, M.D. **Meteorology: The atmosphere and the science of weather**. Minneapolis: Burgess Publishing. 1986. 536 p.

MOURA, A.D.; SHUKLA, J. On the dynamics of drought in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 38 (12). 1981. p. 2653 -2675.

NAMIAS, J. Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil. **Tellus**, n. 24. 1972. p. 336-342.

NIMER, E. Clima. In: **Geografia do Brasil** - Região Sul. Rio de Janeiro: IBGE/SERGRAF. v.5. 1977. p. 35-79.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE. 1989. 422 p

NOGUÉS-PAEGLE, J.; BYERLE L.A.; MO K.C. Intraseasonal modulation of South American summer precipitation. **Monthly Weather Review**, vol. 128, n.3. 2000. p. 837–850

NUNES, L.H.; VICENTE, A.K.; CANDIDO, D.H. Clima da Região Sudeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; DIAS, M.A.F.S. (Org.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos. 2009. p. 95-108.

ORGANIZAÇÃO METEOROLÓGICA MUNDIAL. La Organización Meteorológica Mundial confirma 2017 como uno de los três años más cálidos de los que se tienen datos. **Comunicaciones de prensa**. 2018. Disponível em: <https://public.wmo.int/es/media/comunicados-de-prensa/la-organizacion-meteorologica-mundial-confirma-2017-como-uno-de-los-tres>, acessado em 20/03/2018, às 21:30.

PAINEL BRASILEIRO DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS. Sumário Executivo do Volume 1 – Base Científica das Mudanças Climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 para o **Primeiro Relatório de Avaliação Nacional do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas**. Ambrizzi, T. ; Araújo, M.; Silva Dias, P.L.; Wainer, I.; Artaxo, P.; Marengo, J.A. PBMC, Rio de Janeiro, Brasil. 2012. 34 pp.

PEEL, M.C.; FINLAYSON, B.L.; McMAHON, T.A. Updated World Map of the Koppen-Geiger Climate Classification. **Hydrology and Earth System Sciences**, 11. 2007. p. 1633-1644. Disponível em:

https://www.researchgate.net/publication/26640584_Updated_World_Map_of_the_Koppen-Geiger_Climate_Classification, acessado em 17/01/2018, às 20:45.

PEREIRA, F.T.; MACHADO, P.J.O. **Introdução à Climatologia**. São Paulo: Cengage Learning. 2011. 255 p.

PICARRO, 2015. http://www.picarro.com/technology/cavity_ring_down_spectroscopy, acessado em 19/08/2017.

QUADRO, M.F.L.; PEZZI, L.P.; ROSA, E.B. O Climanálise e o Monitoramewnto da ZCAS nos últimos 30 anos. **Revista Climanálise – Edição comemorativa de 30 anos**. INPE. 2016. Edição eletrônica disponível em <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/revista/pdf/30anos/quadroetal.pdf>, acessado em 17/01/2018, às 21:00.

RAIN SAMPLER, 2015. <http://www.rainsampler.com/portfolio-page/rain-sampler-rs1/>, acessado em 20/10/2015.

REBOITA, M.S.; GAN, M.A.; ROCHA, R.P. e AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v.25. 2010. p.185-204.

ROSMAN K.J.R.; TAYLOR P.D.P. Isotopic compositions of the elements (technical report): commission on atomic weights and isotopic abundances. **Pure and Applied Chemistry**, vol. 70. No. 1. Great Britain. 1998. p. 217–235.

ROZANSKI, K., ARAGUAS-ARAGUAS L. e GONFIANTINI R. Isotopic patterns in modern global precipitation, In: **Climate Change in Continental Isotopic Records**. P. K. Swart, K. C. Lohmann, J. MacKenzie, and S. Savin (eds.), AGU, Washington, D.C. 1993. p. 1-37.

SAHA, S.; MOORTHI, S. HUA-LU, P. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bull. American Meteorological Society**, v. 91. 2010. p. 1015-1057. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>

SALATI, E.; DALL'OLIO, A.; MATSUI, E.; GAT, J. Recycling of water in the Amazon Basin: an isotopic study. **Water Resources Research**. v. 15. 1979. p. 1250-1258.

SALIO P, NICOLINI M & SAULO AC. Chaco Low Level Jet Events Characterization during the Austral Summer Season. **Journal Geophysical Research**, 107(D24): 4816, 10.1029/2001JD001315. 2002.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.A.; SILVA DIAS, P.L. South America. In: **Meteorology of the Southern Hemisphere**. A.M.S.Boston. v.27. 1998. p.119-139.

SELUCHI, M.E; SAULO, C.; NICOLINI, M.; SATYAMURTY, P. The Northwestern Low: a study of two typical events. **Monthly Weather Review**, v. 131. 2003. p. 2361-2378.

SENADO FEDERAL. **Relatório Final - Comissão "El Niño"**. Brasília, DF. 1997. 137 p.

SILVA DIAS, M. A. F. Complexos Convectivos de Mesoescala sobre a Região Sul do Brasil. **Climanálise Especial**, v.1. 1996. p. 173-179.

SILVA DIAS, M.A.F. Storms in Brazil. In: PIELKE, R.JR. (ed.). **Storms – Hazard and Disasters Series**. Londres, routledge. 1999. p. 207-219.

SILVA DIAS, M. A. F. An Increase in the Number of tornado reports in Brazil. **Weather, Climate and Society**, v. 3. 2011. p. 209-17.

SILVA DIAS, M.A.F.; ROZANTE, J.R.; MACHADO, L.A.T. Complexos Convectivos de Mesoescala na América do Sul. In: CAVALCANTI, I.A., NELSON, J.F. (eds.). **Tempo e Clima no Brasil**. v. 1., São Paulo, Oficina de textos. 2009. p. 181-194.

SILVA DIAS, M.A.F. Os extremos climáticos. **Revista USP**, nº103. São Paulo. p. 33-40.

SILVA DIAS, M.A.F. Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo à Curto Prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 2. 1987. p.133-150.

SCHOSSLER, V. **Influência das mudanças climáticas em geoindicadores na costa sul do Brasil**. Tese de Doutorado, no Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Faculdade de Geociências. Porto Alegre. 2016. 170p.

SONNTAG, W.E.; HYLKA, V.W.; MEITES, J. Impaired ability of old male rats to secrete growth hormone in vivo but not in vitro in response to hpGRF (1-44). **Endocrinology**, v. 113, Issue 6. 1983. p. 2305-2307.

STENSRUD D.J. Importance of Low Level Jet to Climate: A Review. **Journal of Climate**, 9(8). 1996. 1698–1711.

STRAHLER, A.; STRAHLER, A. **Physical Geography: science and systems of the human environment**. John Wiley, New York. 1997. 637 p.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F.J.L. **Meteorologia Descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Nobel. 1980. 374 p.

UVO, C. B. Influence of sea surface temperature on rainfall and runoff in northeastern South America: Analysis and modeling. **Report 1021, Department of Water Resources Engineering**, Lund University, Sweden. 1998. 73 pp.

VAREJÃO-SILVA, M.A. **Meteorologia e Climatologia**. Brasília. INMET. 2001. 532 p.

VILES, H. e GOUDIE, A. Interannual, decadal and multidecadal scale climatic variability and geomorphology. **Earth-Science Reviews**, v. 61 (1-2), p. 105-131. 2003.

VELASCO, I.; FRITSCH, J.M. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v.92. n. D8. 1987. p.9591-9613.

VERA C., BAEZ J.; DOUGLAS M., EMMANUEL C. B.; MARENGO J.; MEITIN J., NICOLINI M.; NOGUES-PAEGLE J.; PAEGLE J.; PENALBA O.; SALIO P.; SAULO C.; SILVA DIAS M. A.; SILVA DIAS P. S.; ZIPSER E. The South American Low-Level Jet Experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.87. n. 8. 2006. p. 63-77.

VIANA, D.R. **Avaliação da precipitação e desastres naturais associados a complexos convectivos de mesoescala no Rio Grande do Sul entre outubro e dezembro de 2003**. Trabalho de conclusão de curso, Departamento de Geografia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006, 135 p.

VIANA, D.R.; AQUINO, F.E.; MATZENAUER, R. Comportamento espaço temporal da precipitação no Rio Grande do Sul entre 1945-1974 e 1975-2004. In: **Congresso Brasileiro de Agrometeorologia**, 14, Florianópolis. Anais. Florianópolis: SBMET. 2006. 1 CD-ROM.

VIANA, D.R. **Comportamento Espaço-Temporal da Precipitação na Região Sul do Brasil utilizando dados TRMM e SRTM**. Dissertação de Mestrado, Divisão de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto. INPE. São José dos Campos, Brasil. 2009a. 162p.

VIANA, D.R.; AQUINO, F.E.; MUÑOZ, V.A. Avaliação de Desastres no Rio Grande do Sul associados a Complexos Convectivos de Mesoescala. **Sociedade e Natureza**, v.21 (2). 2009. p. 91-105.

WHITEMAN, C.D.; BIAN, X; ZONG, S. Low-level Jet Climatology from Enhanced Rawinsonding Observations at a Site in the Southern Great Plains. **Journal of Applied Meteorology**, 36 (10). 1997. p. 1363-1376.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. WMO Statement on the state of the global climate in 2017. **WMO - n. 1212**. 2018. Geneve, Switzerland. 40p.

YURTSEVER, Y. Worldwide survey of isotopes in precipitation. **IAEA report**, Vienna. 1975.