

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA**

PEDRO AMARAL REIS

**ANÁLISE SINÓTICA E COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DA PRECIPITAÇÃO DE
UM CICLONE EXPLOSIVO NO RIO GRANDE DO SUL**

Porto Alegre

2018

PEDRO AMARAL REIS

**ANÁLISE SINÓTICA E COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DA PRECIPITAÇÃO DE
UM CICLONE EXPLOSIVO NO RIO GRANDE DO SUL**

Trabalho de Conclusão de Curso de
graduação apresentado como requisito para
a obtenção do grau de Bacharel em
Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Francisco Eliseu Aquino

Porto Alegre

2018

CIP - Catalogação na Publicação

Reis, Pedro Amaral
ANÁLISE SINÓTICA E COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DA
PRECIPITAÇÃO DE UM CICLONE EXPLOSIVO NO RIO GRANDE DO
SUL / Pedro Amaral Reis. -- 2018.
61 f.
Orientador: Frascisco Eliseu Aquino.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Bacharelado em Geografia, Porto
Alegre, BR-RS, 2018.

1. Ciclogênese. 2. Jato de Baixos Níveis. 3.
Isótopos estáveis. 4. Ciclones Explosivos. I. Aquino,
Frascisco Eliseu, orient. II. Título.

ANÁLISE SINÓTICA E COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DA PRECIPITAÇÃO DE UM CICLONE EXPLOSIVO NO RIO GRANDE DO SUL

Trabalho de Conclusão de Curso aprovado para obtenção do título de Bacharel em Geografia na Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pela banca examinadora formada por:

Porto Alegre, 14 de dezembro de 2018.

Prof. Dr. Ulisses Franz Bremer
Departamento de Geografia (UFRGS)

Dr. Denílson Ribeiro Viana
Centro Polar e Climático (UFRGS)

Ao meu tio Marcio (*in memoriam*).

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha mãe e ao meu pai, pelo amor imensurável e empenho em me fornecer a melhor educação e oportunidades. Sem o apoio de vocês muitos dos meus sonhos já realizados, ainda seriam apenas sonhos. Ao meu irmão, Arthur, meu ídolo e companheiro de morada. Agradeço por criar contigo um lar não-especista nessa cidade de buzina e asfalto. A toda minha família, em especial aos meus avós: vô Caio, companheiro de música e tão imortal como nosso Grêmio, vó Joyce, pelo carinho e rezas fortes em todos os momentos decisivos.

Às amigas e amigos que fizeram parte dessa caminhada e que de alguma forma contribuíram para eu estar onde estou hoje. Nesses últimos cinco anos, vocês iluminaram minha vida com conselhos, incentivos e simplesmente pela proximidade. Menções especiais para Sammy, Carol, Mateus, Gabi, Rafa, e a todas as pessoas incríveis que conheci na Geografia, que mudaram a maneira como eu vejo o mundo e a mim mesmo.

Ao meu orientador Dr. Francisco Eliseu Aquino, que há três anos e meio atrás abriu as portas do laboratório pra um guri meio perdido que queria “trabalhar com clima”. Obrigado pela orientação, amizade e pelo empenho em fazer o CPC pulsar e crescer a cada ano.

Aos colegas de CPC, com quem aprendi e aprendo diariamente, seja na hora de trabalhar sério e da correria para vencer prazos, como nos momentos de descontração. Em especial para o glacioquímico Ronaldo Torma Bernardo, pela análise das amostras de chuva e auxílio em suas interpretações e ao Prof. Mateus da Silva Teixeira, Meteorologia UFPEL, pelo treinamento e apoio em programação para análise de campos sinóticos.

Ao Dogui, Blue e Lola, companheiros felinos especialistas em desarmar o estresse e ansiedade.

À UFRGS, pelo ensino público e gratuito de qualidade, minha segunda casa nos últimos 5 anos.

*“Sou filha da Terra e da Água,
E o rebento do Céu:
Passo pelos poros do oceano e das praias;
Eu me transformo, mas não posso morrer.
Pois após a chuva, quando, sempre
imaculada,
A tenda do céu se mostra sem nenhum
adorno,
E os ventos e as luzes do sol com seus raios
convexos
Constroem a cúpula azul de ar,
Eu, silenciosamente, rio do meu próprio
cenotáfio,
E dentro das cavernas da chuva,
Como uma criança saindo do ventre, como
um fantasma da tumba,
Eu me ergo, e desmonto novamente.”*

(Percy Bysshe Shelley, “A nuvem”)

RESUMO

Esse estudo analisou as características isotópicas e sinóticas do evento de precipitação do dia 13 de setembro de 2016 no Rio Grande do Sul, que gerou desastres por estar associado a vendaval e queda de granizo. Os objetivos foram identificar a fonte de umidade da água precipitada pela sua composição isotópica, e as características atmosféricas prévias ao evento. Para a análise isotópica a técnica utilizada foi a espectroscopia por tempo de decaimento em cavidade ressonante, realizada com a água da chuva do evento, no Laboratório de Isótopos Estáveis no Centro Polar e Climático, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Para a análise do ambiente atmosférico foram utilizadas as imagens do satélite GOES-13, e os dados da reanálise climática *Climate Forecast System Version 2 (CFSv2)* do *National Center for Environmental Prediction (NCEP)*. Os dados de reanálise possuem grade de resolução espacial de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$ latitude/longitude, e temporal de 6-6 horas. As variáveis utilizadas foram temperatura, altura geopotencial, ventos v e u , umidade específica do ar, pressão ao nível médio do mar nos níveis de 200, 500, 850 e 925 hPa entre os dias 11 e 13 setembro de 2016. Também foram utilizados dados da Estação Meteorológica Automática de Porto Alegre (A801), para quantificar a representatividade do evento na precipitação mensal. O evento resultou em 32,3 mm de precipitação, representado 35,6% do acumulado mensal e com assinatura isotópica de $\delta^{18}\text{O} = 1,08\text{‰}$. O Jato de Baixos Níveis foi classificado como JBN-3 (velocidade superior 20 m s^{-1} , cisalhamento do vento acima de 10 m s^{-1}) e como Evento de Jato do Chaco. A intensificação da ciclogênese gerou um ciclone explosivo com 1,27 Bergeron e desenvolvimento vertical presente em altos níveis (250 hPa). Conclui-se que a umidade que alimentou o evento possui fonte Amazônica, transportada pelo Jato de Baixos Níveis. O acoplamento entre o Jato de Baixos Níveis e os Jatos de Altos Níveis, associados à passagem de uma frente fria intensificaram a ciclogênese e favoreceu o rápido desenvolvimento de um ciclone explosivo.

Palavras Chave: Ciclogênese, Jato de Baixos Níveis, Isótopos estáveis, Ciclones explosivos.

ABSTRACT

This study analyzed the isotopic and synoptic characteristics of the precipitation event of September 13th, 2016 in Rio Grande do Sul, which generated disasters due to the associated windstorm and hail. The objectives were to identify the source of precipitated water moisture through its isotopic composition and the atmospheric characteristics prior to the event. For the isotopic analysis, the technique used was the cavity ring-down spectroscopy, performed with the rainwater of the event, at the Laboratório de Isótopos Estáveis at the Centro Polar e Climático of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul. The GOES-13 satellite images and the National Center for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Version 2 (CFSv2) data were used for the atmospheric environment analysis. The reanalysis data have a spatial resolution grid of 0.5°x0.5° latitude / longitude, and temporal of 6-6 hours. The variables used were temperature, geopotential height, v and u wind, specific air humidity, pressure reduced to mean sea level at the levels of 200, 500, 850 and 925 hPa between September 11th and 13th, 2016. Additionally, data from the automatic weather station of Porto Alegre (A801) were used to quantify the representativeness of the event in the monthly precipitation. The event resulted in 32.3 mm of precipitation, which represented 35.6% of the monthly accumulated and with an isotopic signature of $\delta^{18}\text{O} = 1.08\text{‰}$. The Low-Level Jet was classified as JBN-3 (with wind speed greater than 20 m s^{-1} ; wind shear above 10 m s^{-1}) and as Jet Event of the Chaco. The intensification of the cyclogenesis generated an explosive cyclone with 1.27 Bergeron and vertical development identified at high levels (250 hPa). It is concluded that the humidity which sustained the event has an Amazonian source, carried by the Low-Level Jet. The coupling between the Low-Level Jet and the Jet Streams associated with the passage of a cold front intensified the cyclogenesis and favored the quick development of an explosive cyclone.

Keywords: Cyclogenesis, Low Level Jet, Stable Isotopes, Explosive cyclones

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Ciclo hidrológico.....	18
Figura 2 –	Imagem do satélite GOES-13, na banda WV, no dia 13/09/2016.....	19
Figura 3 –	Distribuição global de $\delta^{18}\text{O}$ em precipitação nos continentes...	21
Figura 4 –	Isótopos de ^{18}O – comparativo entre estações de coleta de precipitação localizadas no HS.....	22
Figura 5 –	Sistemas atuantes na Baixa e Alta Troposfera da América do Sul.....	24
Figura 6 –	Massas de ar da América do Sul no verão.....	25
Figura 7 –	Precipitação média anual do RS entre 1945-1974 e 1975-2004.....	26
Figura 8 –	Estágios da evolução de Ciclogênese.....	28
Figura 9 –	Representação do avanço de uma frente fria.....	30
Figura 10 –	Tipos de JBN e área de ocorrência segundo a classificação de Nicolini <i>et al.</i> (2004).....	32
Figura 11 –	Localização do RS no Brasil e na América do Sul.....	34
Figura 12 –	Pluviômetro Palmex Rain Sampler (a) e Espectrômetro CRDS Picarro LD 2130i (b).....	35
Figura 13 –	Mapa com a grade de distribuição espacial dos dados do CFSv2 utilizados.....	36
Figura 14 –	Decaimento do feixe de luz, em espectroscopia por tempo de decaimento em cavidade.....	39
Figura 15 –	Campos de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) em 925 hPa entre os dias 12-13/09/2016.....	43
Figura 16 –	JBN (m s^{-1}) em 850 hPa, nos dias 12-13/09/2016.....	45
Figura 17 –	Cisalhamento do vento (m s^{-1}) entre 850 e 700 hPa, entre os dias 11-12/09/2016.....	46
Figura 18 –	JAN (m s^{-1}) em 250 hPa, entre os dias 12-13/09/2016.....	48
Figura 19 –	Campos de umidade específica (kg kg^{-1}) (tons de azul), e direção do vento em 925 hPa (setas pretas), entre os dias 12-13/09/2016.....	49
Figura 20 –	Campos de Pressão ao Nível do Mar (mb) entre os dias 12-13/09/2016.....	50

Figura 21 – Campos de altura geopotencial em 500 hPa, entre os dias 12-13/09/2016.....	52
Figura 22 – Campos de altura geopotencial em superfície (a), 500 hPa (b) e 250 hPa, às 18:00 UTC do dia 13/09/2016.....	53
Figura 23 – Evolução da ciclogênese explosiva pelas imagens do satélite GOES-13.....	55
Figura 24 – Série de $\delta^{18}\text{O}$ do período 1965-1983 do IAEA e os anos 2016 e 2017 medidos pelo CPC/UFRGS.....	56

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Exemplo de diferença isotópica entre átomos de H e O.....	20
Tabela 2 – Critério para classificação do JBN Bonner (1968) adaptados por Whiteman <i>et al.</i> (1997).....	40
Tabela 3 – Precipitação do evento do dia 13/09/2016 relativa ao mês de setembro/2016 e climatologia (1960-2018).....	55

LISTA DE FÓRMULAS

Fórmula 1 – Clausius-Clapeyron.....	19
Fórmula 2 – Razão isotópica.....	39
Fórmula 3 – Taxa Normalizada de Aprofundamento da Pressão Central.....	40

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANAC	Agência Nacional de Aviação Civil
AS	América do Sul
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
BCH	Baixa do Chaco
BDMEP	Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa
CC	Clausius-Clapeyron
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CFS	<i>Climate Forecast System</i>
CFSR	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CFSv2	<i>Climate Forecast System version 2</i>
CPC	Centro Polar e Climático
DSA	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
DOE	<i>Department of Energy</i>
EJC	Evento de Jato do Chaco
ENOS	El Niño - Oscilação Sul
GFDL	<i>Geophysical Fluid Dynamics Laboratory</i>
GOES-13	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite - 13</i>
HS	Hemisfério Sul
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
JAN	Jatos de Altos Níveis
JBN	Jato de Baixos Níveis
MOM3	<i>Modular Ocean Model version 3</i>
NEJC	Não-Evento de Jato do Chaco
RS	Rio Grande do Sul
R2	<i>Global Reanalysis 2</i>
SAM	<i>Southern Annular Mode</i>
VSMOW	<i>Vienna Standard Mean Ocean Water</i>

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	14
1.1.	APRESENTAÇÃO.....	14
1.2.	PROBLEMA.....	15
1.3.	OBJETIVOS.....	15
1.3.1.	Objetivo geral.....	15
1.3.2.	Objetivos específicos.....	16
1.4.	JUSTIFICATIVA.....	16
2.	ÁGUA: COMPORTAMENTO E COMPOSIÇÃO QUÍMICA.....	17
2.1.	CICLO HIDROLÓGICO.....	17
2.2.	ISÓTOPOS ESTÁVEIS.....	20
3.	ASPECTOS CLIMÁTICOS DO RIO GRANDE DO SUL.....	23
3.1.	O CLIMA NO RS.....	23
3.2.	SISTEMAS ATMOSFÉRICOS ATUANTES.....	27
3.2.1.	Ciclogênese.....	27
3.2.2.	Frentes frias.....	29
3.2.3.	Jato de Baixos Níveis.....	30
4.	METODOLOGIA.....	33
4.1.	MATERIAIS.....	33
4.1.1.	Área de estudo.....	33
4.1.2.	Água da chuva.....	34
4.1.3.	Reanálise CFSv2.....	35
4.1.4.	GOES-13.....	37
4.1.5.	Estações Meteorológicas do INMET.....	37
4.2.	MÉTODOS.....	38
4.2.1.	Espectroscopia por tempo de decaimento.....	38
4.2.2.	Classificação do JBN.....	39
4.2.3.	Classificação da ciclogênese.....	40
5.	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	41
5.1.	ANÁLISE DO AMBIENTE ATMOSFÉRICO.....	41
5.2.	ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO.....	55
6.	CONCLUSÕES.....	56
6.1.	Considerações finais.....	56
	REFERÊNCIAS.....	57

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

O ciclo da água é uma das forças que rege a vida na Terra. A água evapora em grande quantidade nos oceanos, é transportada para as porções continentais, precipita como chuva e neve, e abastece os rios que deságuam nos mares. Compreender todos os aspectos desse sistema é um dos desafios da ciência atmosférica, principalmente em tempos de mudanças climáticas antropogênicas aceleradas. Onde chove e choverá mais? Com que intensidade? Com que frequência? De onde vem a água que precipita aqui? O entendimento desse comportamento é essencial para nos prepararmos aos extremos de um planeta mais aquecido.

Alterações no ciclo hidrológico já são perceptíveis, Alexander *et al.* (2006) observaram um aumento na precipitação global durante o século XX. Trenberth (2011) aponta o aumento de secas e de inundações registradas em todos os continentes e explica que há um aumento no volume de precipitação em áreas já favoráveis, e maiores períodos de estiagem para onde há menor frequência de chuvas. Esse cenário de climas extremos, tem resultado no aumento de danos a lavouras, propriedades, ecossistemas e de perdas de vidas humanas (ROSENZWEIG *et al.* 2001; FLANNIGAN *et al.* 2009; SCHLENKER e LOBELL 2010).

Groisman *et al.* mostram que o Brasil não está imune a essas alterações, o nordeste e o sudeste brasileiro apresentam um aumento de 40% e 58% em 100 anos, respectivamente, em eventos extremos de precipitação. No Rio Grande do Sul (RS), estado mais ao Sul do país, há um aumento progressivo na quantidade de água precipitada desde a década de 40 (GROISMAN *et al.* 2004; VIANA *et al.* 2006). Sua localização é um fator importante, pois é uma região de transição entre os trópicos e as médias latitudes, estando associadas à ação de Jatos de Altos Níveis (JAN), de Jatos de Baixos Níveis (JBN), frentes frias e ciclones extratropicais.

A orografia é capaz de provocar ou alterar sistemas meteorológicos, e ajuda a ditar características climáticas em todo o globo. Na América do Sul (AS), a

presença da Cordilheira dos Andes é responsável pela formação do JBN ao desviar e acelerar para sul os ventos alísios. Esse fluxo transporta calor e umidade da região amazônica para às latitudes médias do continente, sendo a formação de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), eventos de curta duração, com ocorrência preferencialmente noturna, diretamente associada à sua presença (Viana, 2011). Nas estações quentes do ano, esses JBN são intensificados e facilitam a formação de Sistemas Convectivos de Mesoescala na região (MORAES, 2016). Abdoulaev *et al.* (1996) identificaram que ocorrem 13 desastres por ano na região associados a CCM, e Viana *et al.* (2009) identificaram, em estudo de caso, que eles representam 60% da precipitação do estado, ou seja, com alta capacidade de descarga hídrica.

Assim, este trabalho é um estudo de caso do evento meteorológico ocorrido no dia 13 de setembro de 2016 no RS, onde se buscou identificar a fonte da água precipitada. O sistema atmosférico atuante gerou chuva com queda de granizo, rajadas de vento superiores a 80 km/h e inundações, e ocorreu durante a madrugada do dia 12 para o dia 13/09/16. Também foram noticiados danos à rede elétrica e queda de árvores em diversos municípios do estado (SEMA, 2016). Para isso realizou-se análise de isótopos estáveis da precipitação, aliada a análise das condições atmosféricas prévias ao evento.

1.2. PROBLEMA

No dia 13 de setembro de 2016, uma forte tempestade agiu sobre o RS provocando danos a milhares de residências em diversas cidades. É sabido da influência de um sistema de baixa pressão atuando na costa litorânea do estado, porém as origens da umidade que alimentou o sistema convectivo ainda são desconhecidas. Assim, com o uso de isótopos estáveis da água busca-se elucidar essa questão.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo geral

- Identificar a fonte de umidade da precipitação do evento do dia 13 de setembro de 2016 no RS.

1.3.2. Objetivos específicos

- Descrever a composição isotópica da precipitação do evento;
- Descrever o quadro sinótico prévio ao evento;
- Classificar a intensidade da ciclogênese;
- Classificar o JBN quanto a sua intensidade e localização.

1.4. JUSTIFICATIVA

Anualmente aumenta o número de pessoas que sofrem com os impactos de eventos extremos no Sul do Brasil. Enchentes, enxurradas, granizo e vendavais são desastres relacionados aos eventos meteorológicos que afetam da população na região (MORAES, 2014; MORAES e AQUINO, 2018). Lima *et al.* (2018), ao analisar eventos de diferentes dimensões, aponta que mesmo eventos de pequena extensão espacial e temporal possuem potencial de gerar desastres. As características atmosféricas favoráveis à formação e os impactos associados a eventos extremos são abordados em poucos estudos e Griebler Júnior *et al.* (2017) apontam que a fonte preferencial de umidade que os alimentam ainda não foi explorada. Dessa forma, novas abordagens como a análise dos isótopos estáveis da chuva, em conjunto com a descrição do quadro atmosférico geral do evento, podem fornecer subsídios para um melhor entendimento da fonte de umidade e previsão de eventos dessa natureza.

2. ÁGUA: COMPORTAMENTO E COMPOSIÇÃO QUÍMICA

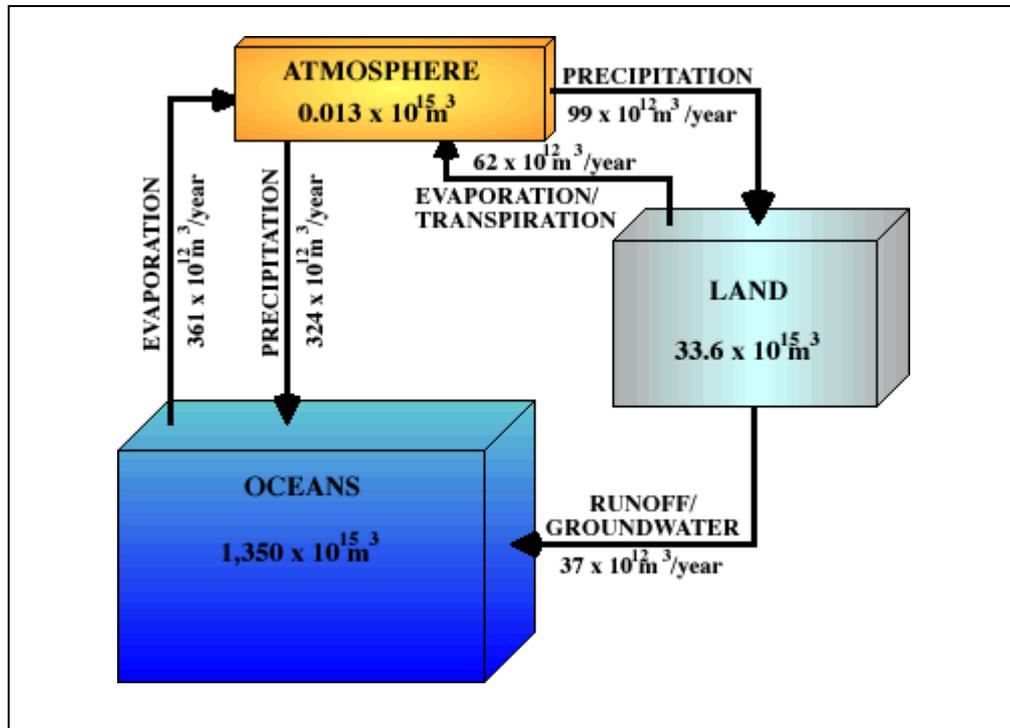
2.1. CICLO HIDROLÓGICO

O ciclo da água é um sistema fechado, que consiste na interação entre oceano, atmosfera e terra (incluindo as águas subterrâneas). De acordo com Oliveira *et al.* (2001), o maior reservatório é o oceano correspondendo a 97,5% da água planetária, seguido pela terra com 2,4%, por fim, a atmosfera com apenas 0,001% do total (Figura 1). Esta última, apesar do pequeno percentual, não reflete o processo de reciclagem da água na atmosfera, ou seja, a velocidade com que é capaz de promover a evaporação e precipitação. A precipitação anual global, seja ela na forma de chuva, neve ou granizo, é 30 vezes superior à capacidade total de contenção de água na atmosfera, $0,013 \times 10^{15} \text{ m}^3$ (OLIVEIRA *et al.* 2001). De acordo com Christopherson e Birkeland (2017), o tempo de permanência médio da água na atmosfera é de apenas 10 dias, uma taxa rápida de renovação, quando comparada à circulação oceânica profunda (3.000 a 10.000 anos).

A maior parte da transferência de água para a atmosfera se dá pelo oceano (86%), e o restante por águas interiores e pela evapotranspiração da vegetação (14%). Da mesma forma, 78% da precipitação ocorre nos oceanos, e apenas 22% no continente (CHRISTOPHERSON e BIRKELAND, 2017). Segundo Barry e Chorley (2013), 50% do teor de umidade atmosférica se localiza abaixo de 850 mb (aproximadamente 1450 m) e mais de 90% abaixo de 500 mb (5575 m).

Figura 1 – Ciclo Hidrológico.

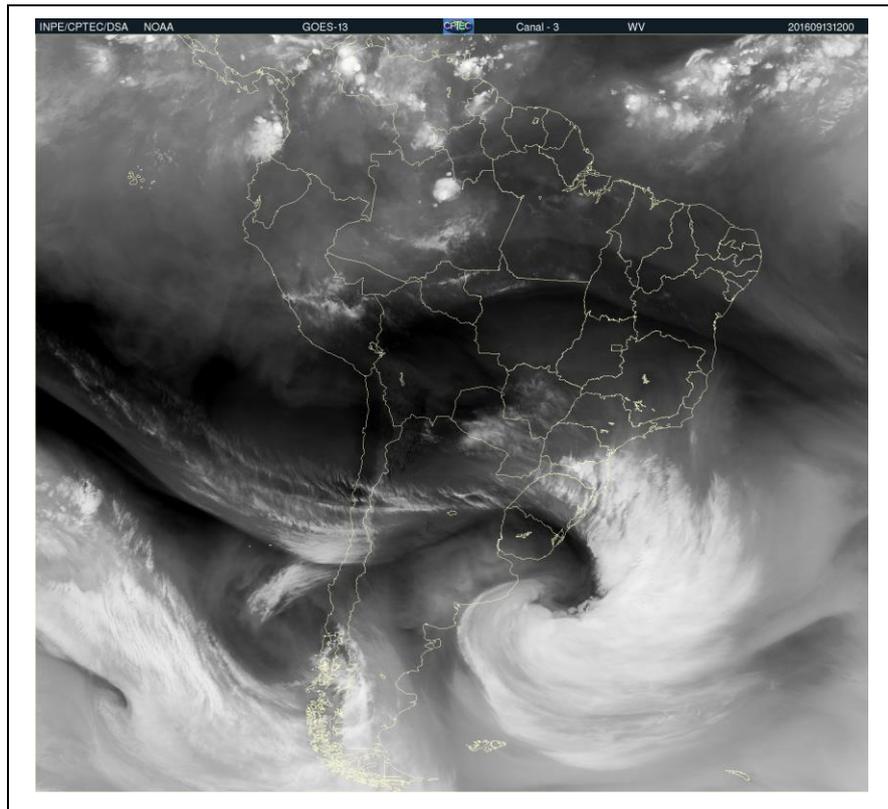
[Atmosphere = Atmosfera; Precipitation = Precipitação; Evaporation/Transpiration = Evaporação/Transpiração; Land = Terra; Oceans = Oceanos; Runoff/Groundwater = Águas subterrâneas.]



Fonte: Oliveira *et al.*, 2001.

O vapor d'água é transportado pelo vento, alterando as taxas de umidade do ar pelo globo. Na AS, um dos mecanismos de transporte de umidade é o JBN (maior descrição em 3.2.3), responsável pelo transporte meridional da umidade da bacia Amazônica para a bacia do Prata, no sudeste do continente. Oliveira *et al.* (2001) apontam que uma forma de identificar o transporte de umidade é através de imagens de satélite (Figura 2). Segundo Ferreira (2006), a energia emitida pelo vapor d'água (WV, na sigla em inglês) é captada pelo sensor dos satélites nos comprimentos de onda de $7,5 \mu\text{m}$ e $6,5 \mu\text{m}$. As imagens permitem identificar as largas concentrações de vapor d'água, sendo as regiões mais claras (escuras) as que possuem maior (menor) concentração. Seu uso tem auxiliado na compreensão de sistemas meteorológicos, pois permitem identificar o movimento da umidade na atmosfera e não apenas os padrões de nebulosidade (FERREIRA, 2006).

Figura 2 – Imagem do satélite GOES-13, na banda WV, em 13/09/2016.



Fonte: Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais

O aumento das temperaturas globais afeta diretamente o equilíbrio do sistema hídrico. Um dos efeitos para a atmosfera é o aumento do ponto de saturação da pressão de vapor, ou seja, a capacidade do ar em reter vapor d'água é maior. A equação (1) comumente utilizada para analisar essa relação é a Clausius-Clapeyron (CC) para saturação da pressão de vapor:

$$\text{Eq. (1)} \quad \frac{d \ln e_s}{dT} = \frac{L}{RT^2} = \alpha (T)$$

onde L é o calor latente de vaporização, e_s a saturação da pressão de vapor, T a temperatura e R é a constante de gases. A partir da fórmula de CC, temos que o ponto de saturação da pressão de vapor aumenta em 7% para cada 1°K de aquecimento. Dessa forma, se a dobra de CO₂ na atmosfera representar um aumento de 3°K, haveria um aumento de 20% na capacidade da atmosfera em reter vapor d'água (HELD e SODEN, 2005).

2.2. ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Isótopos são definidos como elementos químicos de natureza igual, ou seja, que possuem o mesmo número de prótons, porém com distinta quantidade de nêutrons. Essa diferença faz a massa de um determinado átomo ser mais leve ou mais pesada, uma vez que o cálculo da massa atômica (A) é a soma do número de prótons e nêutrons. A Tabela 1 exemplifica a diferença entre os átomos de H_2O .

Tabela 1 – Exemplo de diferença isotópica entre átomos de H e O

Átomo	Nº de prótons	Nº de nêutrons
1H	1	0
2H	1	1
^{16}O	8	8
^{18}O	8	10

Fonte: Elaborada pelo autor.

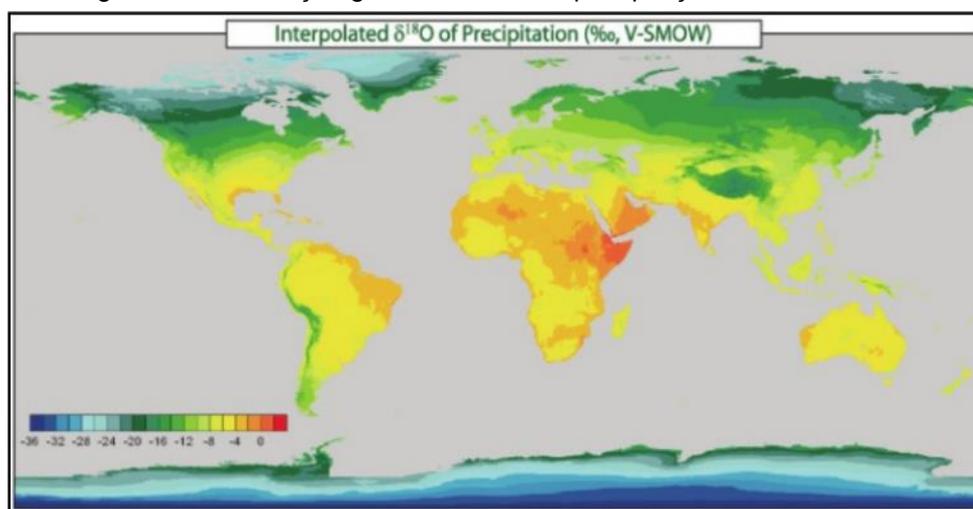
Os isótopos estáveis são os átomos que durante sua existência mantêm sua massa, em contraste aos instáveis ou radioativos que em determinado momento mudam de massa (decaem) por emissão de energia ou emissão de matéria subatômica. A composição isotópica varia de uma forma previsível conforme o elemento se move através dos diversos compartimentos do ecossistema, dessa forma podendo ser utilizado para estudos ambientais (MARTINELLI *et al.*, 2009).

Isótopos mais leves são mais comuns que os pesados. Quanto ao oxigênio, na natureza, encontram-se três isótopos, são eles: ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O , sendo o ^{16}O mais abundante (99,757%), seguido por ^{18}O (0,205%) e pelo ^{17}O (0,038%) (ROSMAN e TAYLOR, 1998). As moléculas de água formadas por diferentes isótopos ($H_2^{16}O$ e $H_2^{18}O$) possuem tensões de vapor diferentes, dessa forma, durante a troca de fase (evaporação e condensação, por exemplo) existe um fracionamento isotópico, assim, as concentrações das moléculas diferem nas fases de vapor e líquida. Quando o vapor d'água condensa em uma nuvem, os isótopos mais pesados (^{18}O e 2H) se tornam mais enriquecidos na fase líquida, enquanto os mais leves (^{16}O e 1H) permanecem na fase de vapor (KENDALL, 1998).

Ao se analisar amostras de água, as comparações são feitas e reportadas em relação a um padrão internacional. Segundo Griebler Júnior (2018) isso pode ser realizado de duas formas: utilizando amostras dos padrões internacionais, ou pelo uso de padrões calibrados relativamente aos padrões internacionais. O padrão mais utilizado é o *Vienna Standard Mean Ocean Water* (VSMOW), que consiste na mistura de água dos cinco oceanos, com valor atribuído de 0‰.

A relação entre os isótopos pesados e leves é dada por δ e expressa em ‰. Um valor positivo de δ indica que a amostra contém mais do isótopo pesado do que o padrão; da mesma forma, o valor δ negativo indica uma amostra com menor quantidade de isótopos pesados que o padrão utilizado na análise (MARTINELLI *et al.*, 2009). Quando se examina a distribuição espacial dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ de precipitação, vê-se que eles oscilam entre 4‰ e -36‰ das baixas latitudes em direção às altas (Figura 3). Esse efeito da latitude se deve principalmente à temperatura, pois em geral, quanto maior a temperatura, menor é a diferença entre a composição isotópica (KENDALL, 1998).

Figura 3 – Distribuição global de $\delta^{18}\text{O}$ em precipitação nos continentes.



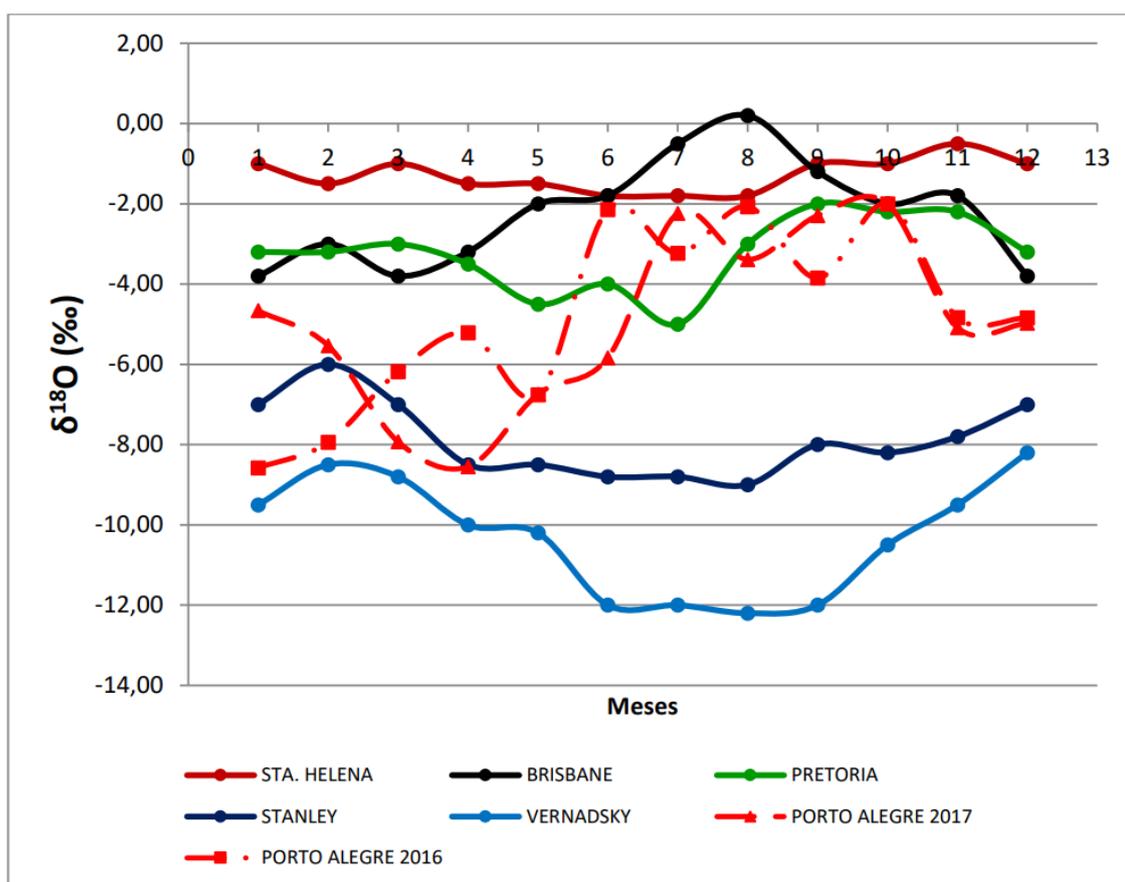
Fonte: Darling (2005).

Martinelli *et al.* (2009), ainda cita outros dois fatores para essa oscilação. O primeiro deles seria a influência da continentalidade, onde os valores isotópicos em pontos de coleta no interior do continente apresentam resultados mais negativos em relação às estações localizadas em ilhas no meio do oceano. Isso acontece, pois, a massa de ar, deslocando-se para o interior do continente se torna cada vez mais leve a cada precipitação. Outra explicação seria a influência da evaporação continental,

onde o vapor d'água dessas áreas teriam composições isotópicas mais leves. O segundo fator seria o “efeito de quantidade”, onde as chuvas mais intensas apresentam valores menores de $\delta^{18}\text{O}$, ou seja, uma relação inversa entre volume de água precipitada e valores isotópicos.

Gat *et al.* (2001), ao comparar a razão isotópica de ^{18}O entre cinco cidades, mostra como diferem os valores médios mensais de $\delta^{18}\text{O}$ em diferentes latitudes, com a tendência de empobrecimento em direção às latitudes mais altas (Figura 4). Segundo Griebler Júnior (2018), os valores de Stanley e de Vernadsky, -7‰ e $-9,5\text{‰}$ respectivamente, permitem interpretar o comportamento mensal e sazonal da fonte de umidade em Porto Alegre, que apresentou valores semelhantes em janeiro e fevereiro de 2016 ($-8,58\text{‰}$ e $-7,94\text{‰}$, respectivamente).

Figura 4 – Isótopos de ^{18}O – comparativo entre estações de coleta de precipitação no HS.



Fonte: Griebler Júnior (2018), modificado de Gat *et al.* (2001).

3. ASPECTOS CLIMÁTICOS DO RIO GRANDE DO SUL

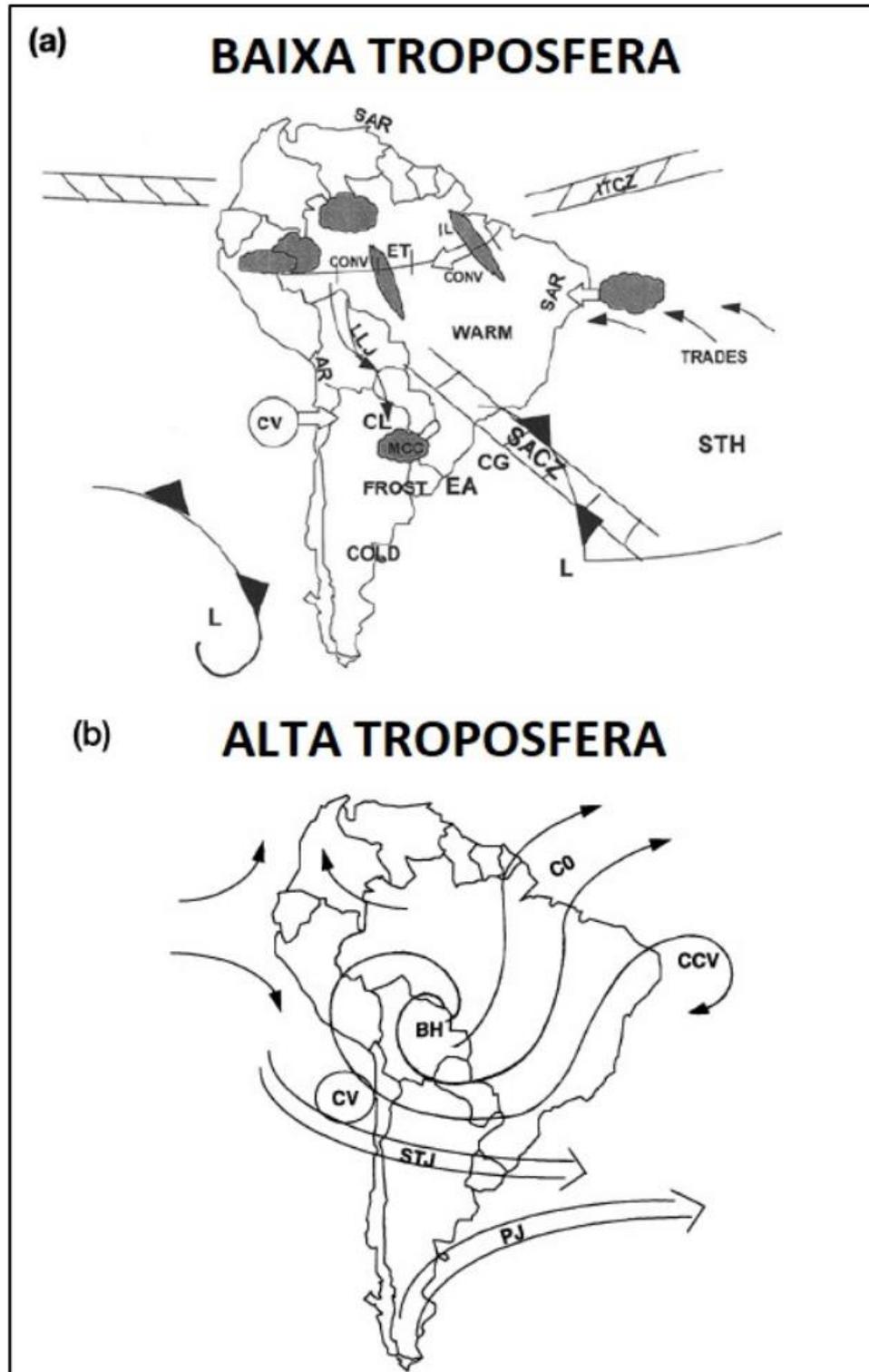
3.1. O CLIMA NO RS

O RS insere-se no contexto climático da AS, sendo controlado por variáveis em diferentes níveis da atmosfera. Na Figura 5, são mostrados os principais mecanismos atuantes na AS, onde é possível ver na baixa troposfera a ação de JBN, transportando umidade para a região Sul do Brasil, a passagem de sistemas frontais e a presença da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Na Alta Troposfera, a ação dos JAN influencia tanto a formação, quanto localização de sistemas convectivos no continente.

A posição geográfica do RS em relação ao restante do país faz com que o estado possua especificidades em relação ao comportamento das temperaturas e do regime de precipitação. Isso se dá pela prevalência da ação de massas de ar tropicais e subpolares, tanto marítimas, quanto continentais, em diferentes estações, além da influência do relevo (Figura 6). As massas de ar que modulam o clima do RS são: a Marítima Tropical (Tm), a Marítima Polar (Pm) e a Continental Tropical (Tc).

Figura 5 – Sistemas atuantes na Baixa e Alta Troposfera da América do Sul.

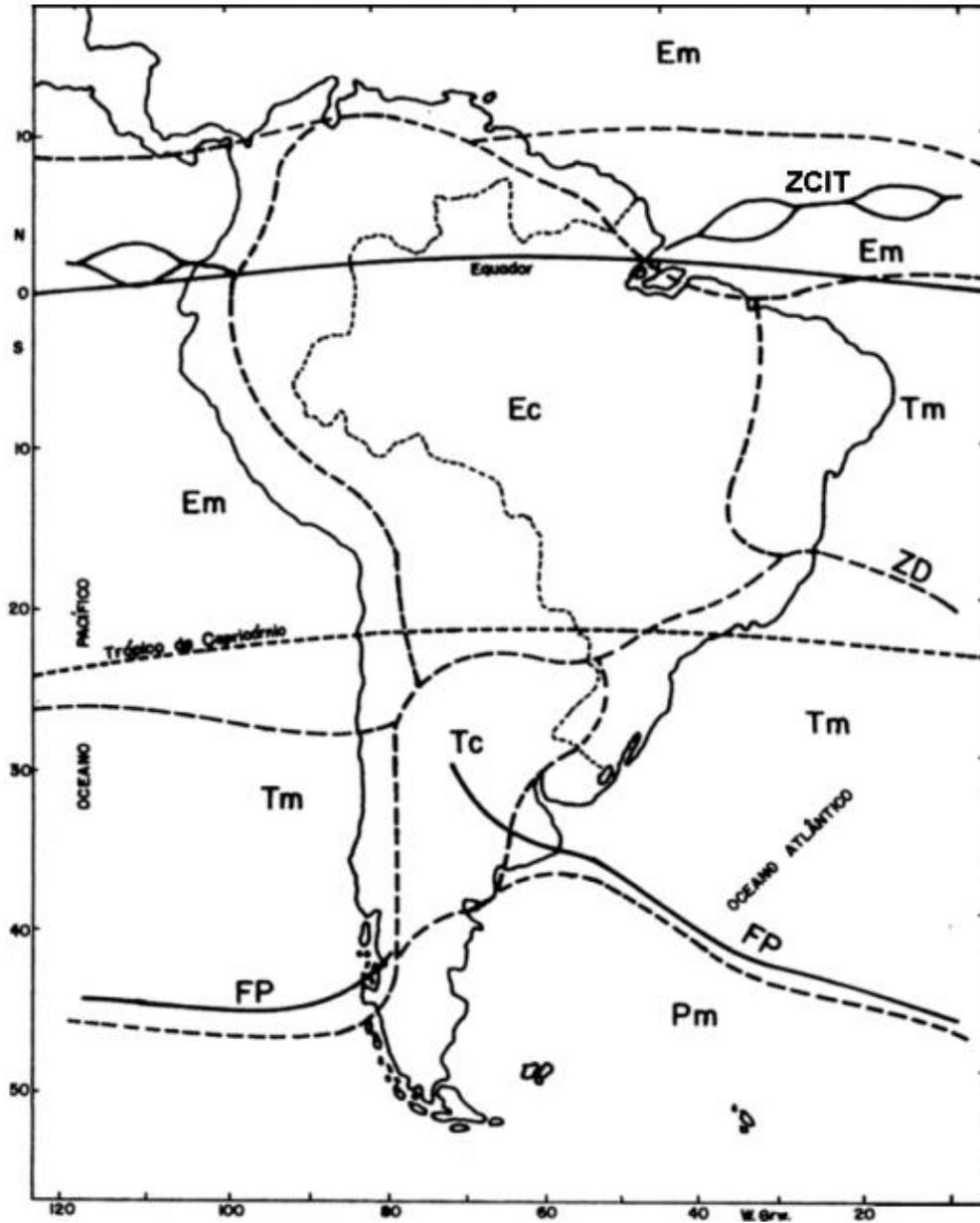
(a) Baixa Troposfera e (b) Alta Troposfera [IL = Linhas de Instabilidade Tropicais (IT); CL = Baixa do Chaco (BC); LLJ = Jatos de Baixos Níveis (JBN); ET = Baixa Equatorial; AR = Região Árida; SAR = Região Semiárida; MCC = Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM); CONV = Atividade Convectiva; CG = Ciclogênese; 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 Satymurty *et al.* (1998).

Figura 6 – Massas de ar da América do Sul no verão.

ZCIT = Zona de Convergência Intertropical; Em = Equatorial Marítima; Tm = Tropical Marítima; Ec = Equatorial Continental; Tc = Tropical Continental; Pm = Polar Marítima; FP = Frente Polar; ZD = Zona de Descontinuidade.



Fonte: Tubelis e Nascimento (1980).

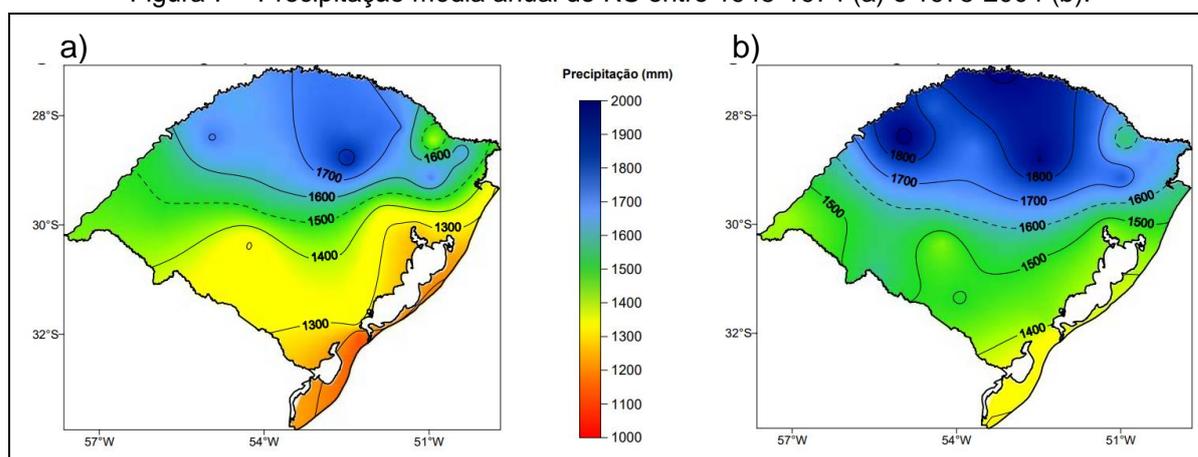
Grimm (2009) destaca que essas características fazem com que o RS possua a maior amplitude de temperaturas no ciclo anual comparada ao resto do Brasil. Na classificação climática de Köppen o RS encontra-se dentro do Tipo Climático Fundamental C, possuindo clima temperado, e temperatura média do mês mais frio que oscilam entre 18° e -3°C. Dentro do Tipo C, ainda se encaixa como “f”,

para um clima sem estação seca, sendo úmido o ano inteiro, e por fim “a”, possuindo um verão com temperaturas superiores a 22°C.

As características da precipitação no RS diferem sazonalmente. Durante os meses frios há um predomínio de chuvas frontais, enquanto nos meses quentes o padrão de chuvas convectivas é mais presente, muitas vezes gerando extremos de precipitação, associados à queda de granizo e vendavais (ARAÚJO, 1930). Também são registrados valores heterogêneos em seu território, influenciados principalmente pela diferença altimétrica entre o Planalto, Campanha e Litoral.

As primeiras séries históricas do RS foram analisadas no início do século XX, por Araújo (1930), com o período de 1913-1928. Nesse intervalo o autor encontrou volumes anuais de precipitação variando entre 2.000 mm e 1.250 mm, para a Serra do Nordeste e Litoral, respectivamente. Viana *et al.* (2006) analisou duas séries recentes (Figura 7) com 30 anos de observações (1945-1974 e 1975-2004) a partir de médias anuais de precipitação de 24 estações meteorológicas, e observou um aumento no volume de chuvas do RS. Da mesma forma, ao analisar o comportamento de eventos extremos de precipitação em todo o globo, Groisman *et al.* (2004) mostra que para a região há um aumento progressivo na quantidade de água precipitada desde a década de 40.

Figura 7 – Precipitação média anual do RS entre 1945-1974 (a) e 1975-2004 (b).



Fonte: Viana *et al.*, 2006.

Grimm (2009) explica que o Sul do Brasil mesmo possuindo valores altos de evaporação, tem como principal fonte de água para precipitação de origem norte e nordeste. A umidade sobre a região Sul do Brasil é maior durante os meses de verão, sendo compatível com os registros de precipitação mensal, também mais elevados nesse período. A autora ainda descreve a importância do sistema de baixa pressão

intermitente localizado no noroeste da Argentina, Paraguai e sul da Bolívia. Conhecido como Baixa do Chaco (BCH), esse sistema tem origem ligada à interação dos Andes, ventos de oeste em altos níveis e ao aquecimento da superfície. A BCH intensifica o gradiente meridional de pressão, e contribui para o transporte de umidade e calor da região Amazônica para a Bacia do Prata.

Ademais das oscilações sazonais, outro fator de influência na precipitação do RS são os modos de variabilidade climática como o *Southern Annular Mode* (SAM) e o El Niño - Oscilação Sul (ENOS). Valente (2018) analisou os eventos extremos de precipitação no RS no século XX e sua relação com o ENOS, e identificou que as regiões da Campanha e Planalto são mais suscetíveis que o Litoral à influência desse modo de variabilidade para a ocorrência de eventos extremos de precipitação. Schossler (2018) descreve que o comportamento da precipitação do Litoral do RS é melhor analisado em segmentos, onde a precipitação do setor norte é influenciada pela orografia local, em comparação com os setores médio (influenciado pelo SAM) e sul (por ENOS e SAM).

3.2. SISTEMAS ATMOSFÉRICOS ATUANTES

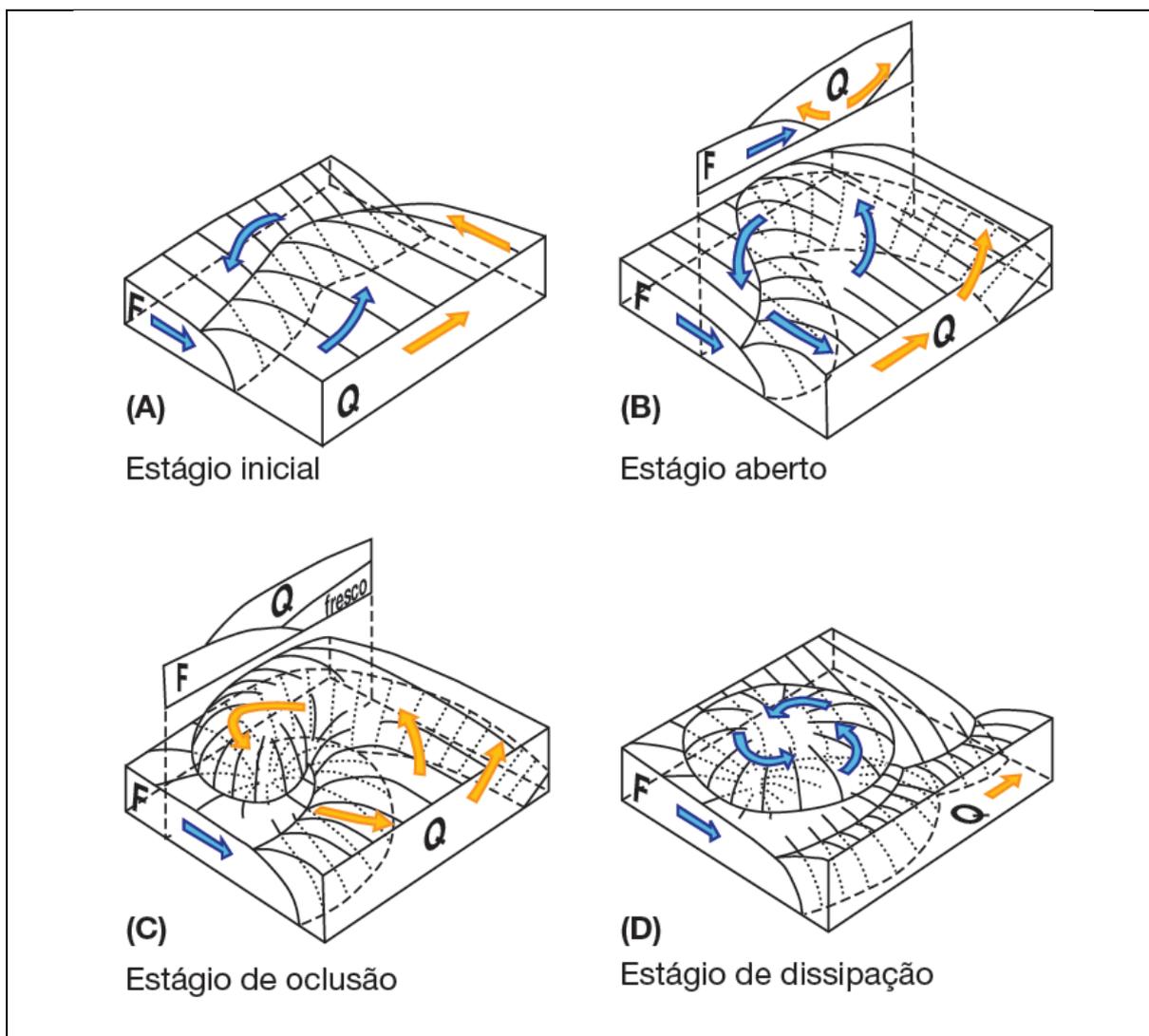
A escala sinótica é aquela que permite a visualização dos sistemas atmosféricos em escala continental ou superior, e na escala temporal de dias ou semanas. O tempo no RS é condicionado por fatores que podem ser analisados nessa escala, como a formação e ação de ciclones extratropicais e sistemas convectivos, comportamento dos JBN e JAN, e a interação de sistemas frontais.

3.2.1. Ciclogênese

O processo de formação e desenvolvimento de ciclones na atmosfera é denominado de ciclogênese, e em razão da grande importância no transporte de calor, umidade e quantidade de movimento, além de mudanças no tempo das regiões onde atuam, são estudados desde o século XIX (GAN e SELUCHI, 2009). Henry (1922) descreveram que os ciclones extratropicais ocorrem pela interação entre massas frias (mais densas) de origem polar e as mais quentes (menos densas) de origem tropical. Esse processo começa (Figura 8) a partir de uma onda de pequena amplitude sobre a frente polar estacionária e intensificaria até o ponto de maior desenvolvimento

(estágio maduro ou aberto). Posteriormente, quando a frente fria começa a se sobrepor à frente quente, denomina-se estágio de oclusão, até que o ciclone chegue ao seu fim.

Figura 8 – Estágios da evolução de Ciclogênese.



Fonte: Barry e Chorley (2012).

Por serem associados a chuvas intensas e a fortes ventos, foram criadas maneiras de se avaliar a intensidade dos ciclones extratropicais. Essas avaliações podem ser feitas pela análise do incremento de vorticidade ciclônica associada ao ciclone, ou simplesmente, da queda de pressão no centro do ciclone (GAN; SELUCHI, 2009). Os ciclones explosivos são ciclones extratropicais que possuem rápida intensificação, com a queda de 1 mb h^{-1} durante 24h no seu centro. Sua ocorrência globalmente é maior durante o inverno, e sua frequência no Hemisfério Sul é menos precisa em relação ao Hemisfério Norte (GAN e RAO 1991; ALLEN *et al.* 2010). Esse

fenômeno é capaz de gerar fortes ventos, intensa precipitação e condições marítimas adversas como aumento da altura de ondas e marés de tempestade, devido ao seu rápido desenvolvimento e Fyfe (2003) aponta para um aumento de 30% no número de ciclones explosivos até o final do século XXI pela maior presença de CO₂ na atmosfera.

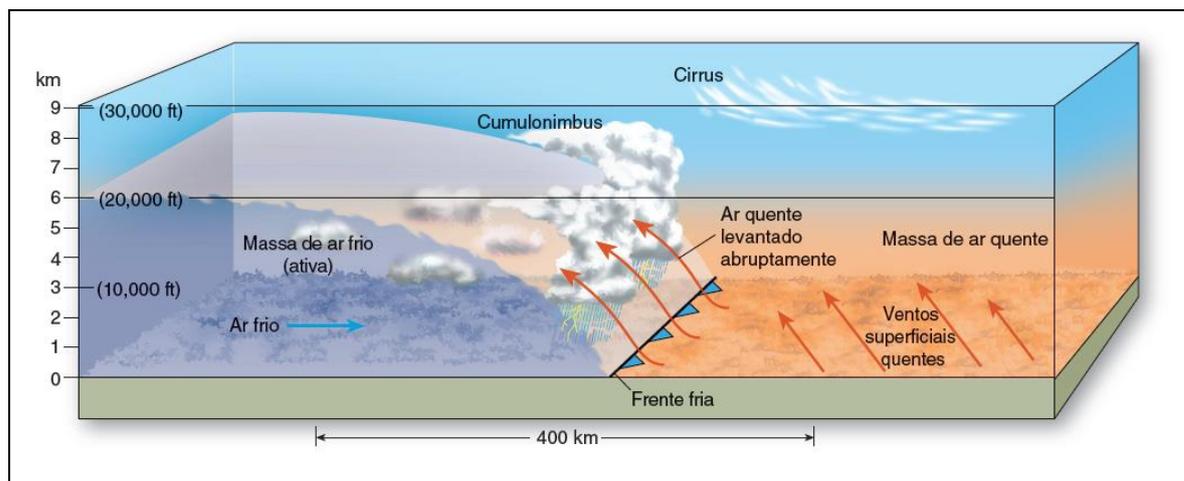
Lim e Simmonds (2007) avaliam a intensificação dos ciclones a partir de sua estrutura vertical, onde ciclones bem desenvolvidos (da superfície à 500 hPa) diferem-se dos pouco desenvolvidos que não costumam passar de 700 hPa. Os ciclones explosivos no HS costumam possuir bom desenvolvimento vertical, associado a um “*tilt*” entre o centro do ciclone em superfície e 500 hPa, com média de 300 km de distância quando analisados em sua fase madura. Dessa forma, entende-se que quanto menor for a inclinação, e conseqüentemente, a distância entre centro em superfície e em 500 hPa, mais verticalizada é sua estrutura. Ainda em Lim e Simmonds (2007) foi identificado que a proporção de ciclones com boa estrutura vertical aumentou dentro do total de ciclones extratropicais no HS, assim como a distância de inclinação dos centros (superfície-500 hPa), entre 1979-2001.

3.2.2. Frentes frias

A área de descontinuidade de uma massa de ar que avança é sua frente. A frente é uma zona estreita que forma uma linha de conflito entre duas massas de ar que possuem diferentes temperaturas, pressão, umidade, direção e velocidade do vento, e desenvolvimento de nuvens (CHRISTOPHERSON e BIRKELAND, 2017). A área de descontinuidade de uma massa de ar frio é uma frente fria, enquanto de uma massa de ar quente é uma frente quente.

Segundo Christopherson e Birkeland (2017) a frente fria é precedida um ou dois dias antes pela chegada de nuvens cirrus. O avanço gera variações na direção dos ventos, queda da temperatura e abaixamento da pressão atmosférica, devido ao ar quente deslocado ao longo da área de contato entre as massas (CHRISTOPHERSON e BIRKELAND, 2017). A ascensão da massa de ar quente resulta na formação de nuvens cumulonimbus, assim, a passagem do sistema frontal geralmente acompanha forte precipitação (chuva frontal), com possível queda de granizo e vendavais. Após sua passagem, a direção dos ventos costuma ser norte (no HS), há uma queda de temperatura e aumento da pressão atmosférica devido ao ar mais denso, predominando assim o céu sem nebulosidade (Figura 9).

Figura 9 – Representação do avanço de uma frente fria.



Fonte: Christopherson e Birkeland (2017).

As frentes frias agem na AS e afetam o tempo no Brasil durante todo o ano. Geralmente possuem deslocamento de sudoeste para nordeste, avançando sobre o continente e o oceano adjacente (CAVALCANTI e KOUSKY, 2009). Durante os meses de inverno têm sua maior penetração no continente e são advindos de latitudes altas, sendo capazes de gerar geadas e friagens, avançando a latitudes baixas. Segundo Cavalcanti e Kousky (2009), as características típicas da circulação atmosférica associadas a frentes frias sobre a região subtropical da AS são: 1) uma crista amplificada nos níveis médios da troposfera e anticiclone em superfície sobre o Pacífico Sul Leste; 2) um cavado nos níveis médios da troposfera, em intensificação sobre a região central da Argentina. Esses dois pontos favorecem e intensificam o avanço do ar frio pelo continente no sentido sul-norte. Oliveira (1986) identificou que para a faixa latitudinal de 40°-35° S há uma penetração das frentes frias durante todo o ano, com o máximo de eventos ocorrendo em julho. Sua identificação é baseada em três variáveis atmosféricas: 1) variação positiva de pelo menos 2 hPa da pressão ao nível do mar; 2) queda da temperatura em 925 hPa de pelo menos 2°C; 3) Ação de ventos de sul, com intensidade de pelo menos 2 m s⁻¹ (CAVALCANTI e KOUSKY, 2009).

3.2.3. Jato de Baixos Níveis

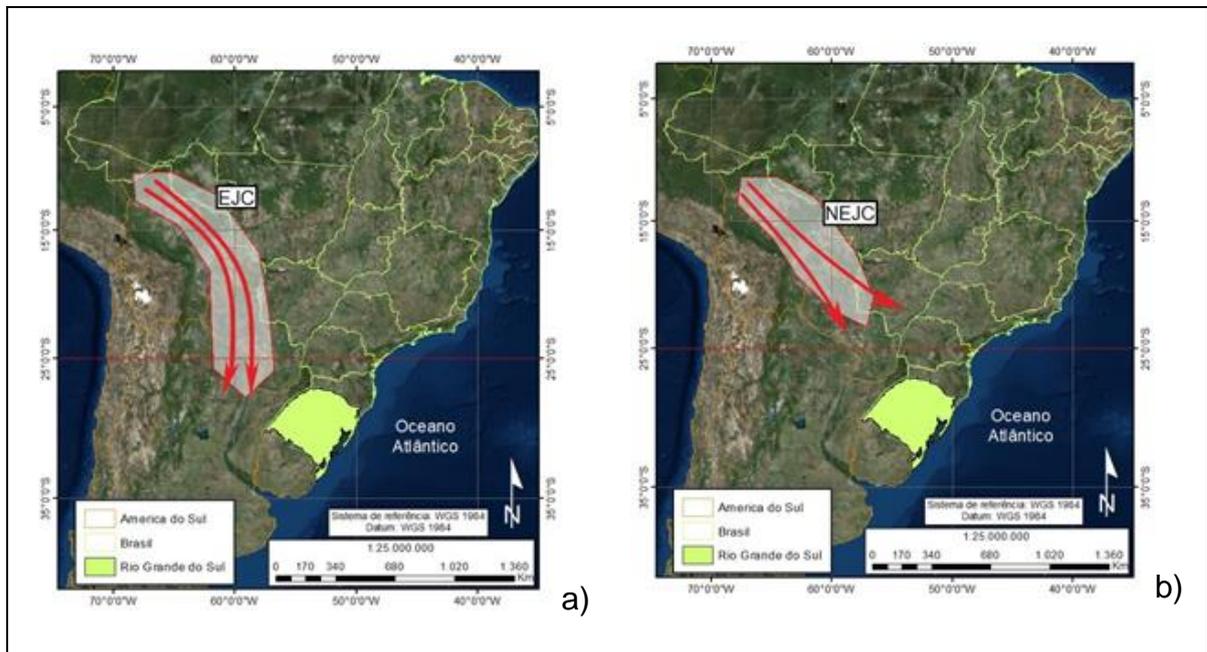
Os JBN são ventos de fluxo meridional observados na baixa atmosfera (velocidade máxima em torno de 2000 m de altitude) ao longo de cadeias

montanhosas. Bonner (1968) analisa as características dos JBN atuantes nas Montanhas Rochosas nos Estado Unidos da América e pela primeira vez são sugeridos critérios para sua classificação, estes por intensidade e cisalhamento do jato. Whiteman *et al.* (1997) adapta os critérios de Bonner para que dois tipos de JBN daquela região fossem diferenciados. Essa classificação, mesmo criada para outra região do planeta, é utilizada para identificar os JBN na AS como nos trabalhos de Marengo e Soares (2004), Santos (2008), Moraes (2016).

Na classificação de Bonner (1968) adaptada, são avaliados critérios de velocidade e cisalhamento do vento e estabelecidas quatro categorias de intensidade de JBN (de 0 a 3). O valor mínimo da velocidade do vento para ser considerado JBN deve ser de pelo menos 10 m s^{-1} , com cisalhamento superior a 5 m s^{-1} acima do ponto de maior velocidade do JBN, porém abaixo de 3.000 metros. O cisalhamento é definido como a variação da direção e/ou velocidade do vento em uma pequena distância, tanto vertical como horizontal.

Sua presença na AS é fator importante de transporte de umidade para as regiões subtropicais, mesmo que ainda não tenha sido possível quantificar a porcentagem dessa contribuição (MARENGO *et al.*, 2009). O JBN na AS possui uma variabilidade sazonal, apresentando maior intensidade durante o verão (novembro a fevereiro), que ocorre pelo fortalecimento dos ventos alísios advindos do Atlântico Tropical Norte, desviados a sudeste quando barrados pela Cordilheira do Andes. Nos meses de inverno há um enfraquecimento dos alísios e se sobressai o fluxo de noroeste influenciado pela Alta Subtropical do Atlântico Sul. Essa característica faz com que as fontes de umidade tropicais se alterem durante o ano. No verão, há maior aporte de umidade da região Amazônica, que se soma na região de saída do JBN aos fluxos do Atlântico Sul. Já no inverno, prevalece a influência do Atlântico Sul (MARENGO *et al.*, 2009).

Outro aspecto do JBN é analisado por Nicolini *et al.* (2004) que ao avaliar seu ciclo diurno, cria duas categorias de classificação: Eventos de Jato do Chaco (EJC) e Não Eventos de Jato do Chaco (NEJC). Essa classificação diz respeito à posição latitudinal de saída do JBN onde se denomina EJC (NEJC) quando está localizada em latitudes superiores (inferiores) 25° S (Figura 10). Nascimento (2008) identificou que os JBN de característica EJC apresentam maiores volumes de precipitação sobre o sul do RS, Uruguai e noroeste da Argentina.

Figura 10 – Tipos de JBN e área de ocorrência segundo a classificação de Nicolini *et al.* (2004).

Fonte: Elaborada pelo autor, adaptado de Nascimento (2008).

4. METODOLOGIA

Neste capítulo serão descritos os materiais e métodos utilizados para descrever os aspectos sinóticos e isotópicos do evento do dia 13 de setembro de 2016. Primeiramente, foram cedidos os resultados da análise isotópica do evento, feita a partir da técnica de espectroscopia por tempo de decaimento em cavidade ressonante, do projeto *Composição Isotópica da molécula de água precipitada em Eventos Meteorológicos Normais e Extremos no Brasil*, do Centro Polar e Climático (CPC) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

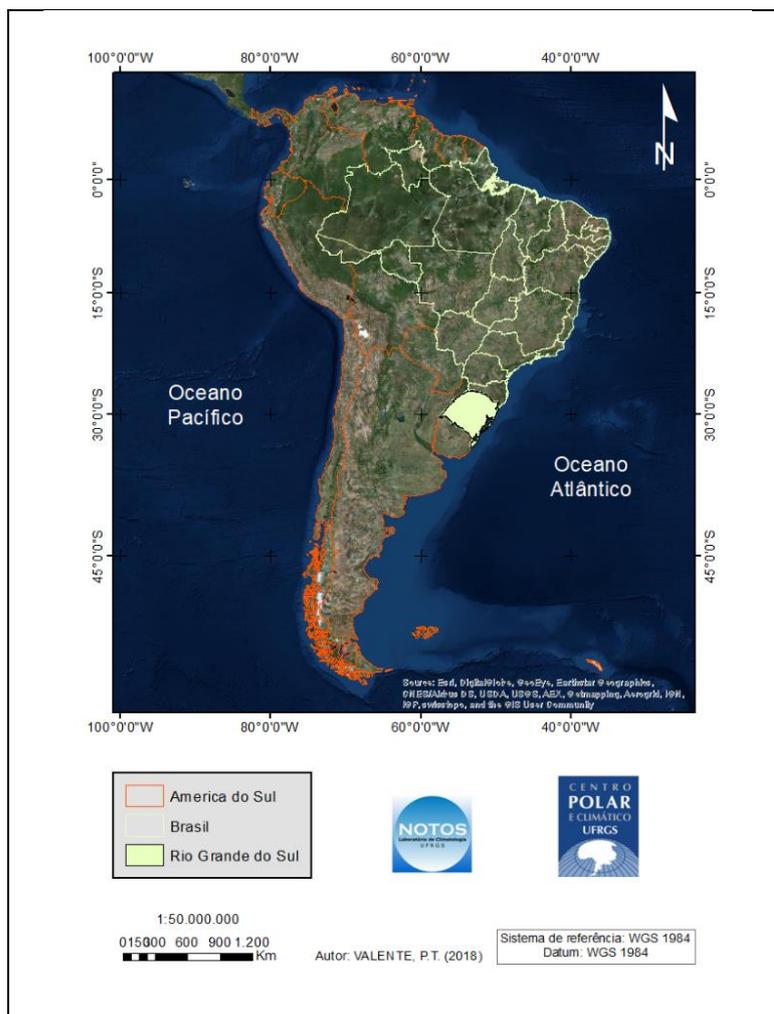
Os valores de fracionamento isotópico obtidos, por si só não respondem as questões que objetivam esse trabalho, dessa forma optou-se pela descrição do quadro sinótico do evento para compreender a situação atmosférica nas 48 horas prévias e durante sua atuação. Assim, foram utilizados dados da Reanálise *Climate Forecast System version 2 (CFSv2)*, do *National Center for Environmental Prediction (NCEP)* dos EUA, e imagens do Satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite 13 (GOES-13)* disponibilizadas pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

4.1. MATERIAIS

4.1.1. Área de estudo

O RS é o estado mais ao sul do Brasil (Figura 11), localiza-se entre os paralelos 33°45'03" Sul e 27°04'49" Sul e os meridianos 49°42'41" Oeste e 57°40'57" Oeste e possui uma área de 281.748,5 km². Tem ao sudoeste a República do Uruguai e ao noroeste a Argentina. Ao norte faz divisa com o estado de Santa Catarina e ao leste com o Oceano Atlântico. Segundo estimativas do IBGE (2017) para o ano de 2017, a população do RS era de 11.322.895. Para a capital Porto Alegre, onde foram coletadas as amostras de água para análise isotópica, se estimou 1.484.941 habitantes.

Figura 11 – Localização do RS no Brasil e na América do Sul.

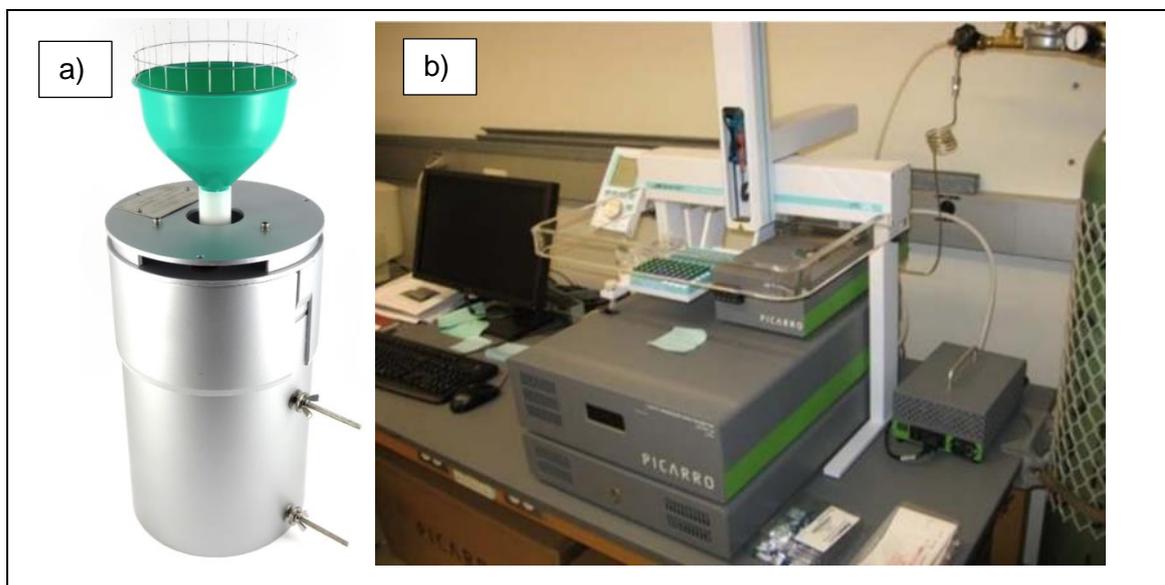


Fonte: Valente (2018).

4.1.2. Água da chuva

A água precipitada no evento do dia 13 de setembro de 2016 foi coletada em um pluviômetro *Palmex Rain Sampler RS1* (Figura 12a), localizado no Centro Polar e Climático, no Campus do Vale da UFRGS. A coleta foi realizada no dia seguinte a sua ocorrência. Posteriormente, foi analisado no Laboratório de Isótopos Estáveis, em um Espectrômetro CRDS Picarro LD 2130i (Figura 12b), e foram submetidas ao método de espectroscopia por tempo de decaimento em cavidade (*cavity ring-down spectroscopy*, CRDS em inglês).

Figura 12 – Pluviômetro Palmex Rain Sampler (a) e Espectrômetro CRDS Picarro LD 2130i (b).



Fonte: a) Rain Sampler (2018). b) Picarro (2018).

4.1.3. Reanálise CFSv2

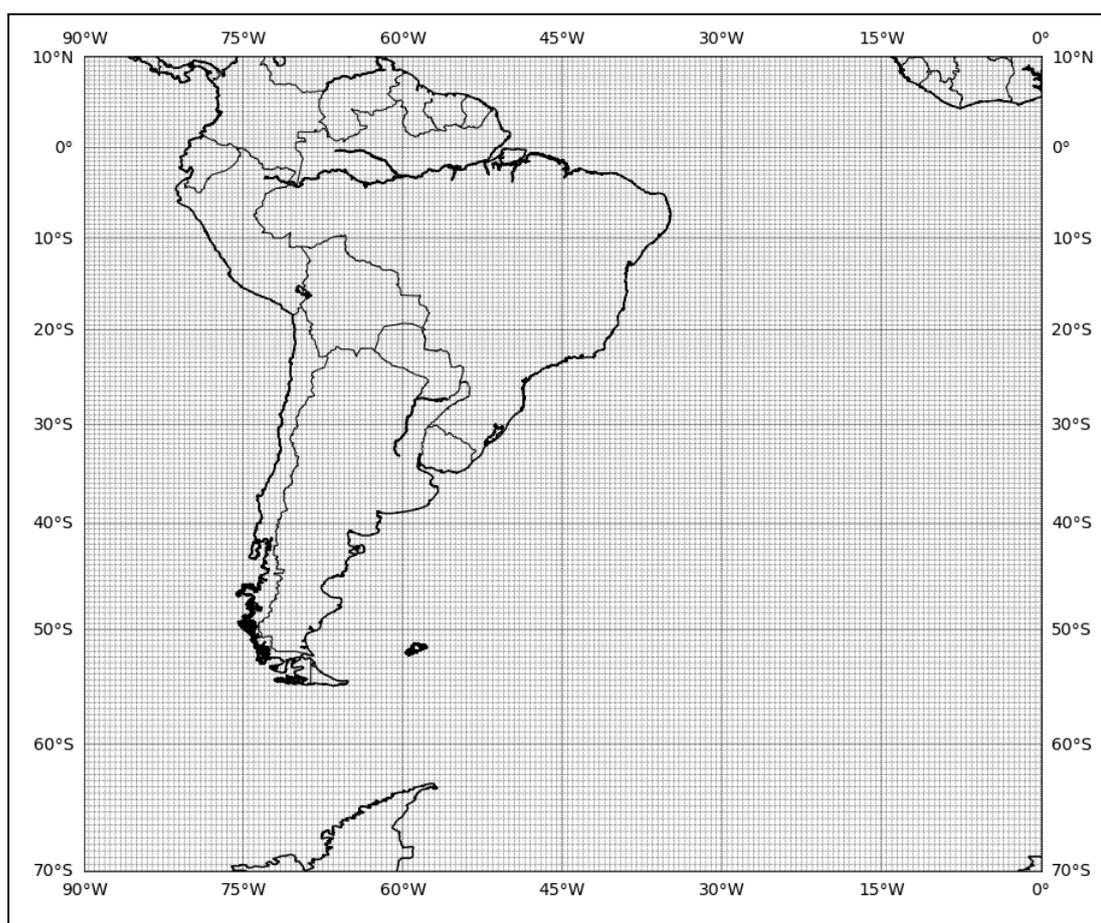
A reanálise de dados é o processo pelo qual os dados climáticos observados são assimilados num modelo numérico, para obtenção de uma interpolação física em uma grade regular. Levando em conta a topografia, a cobertura vegetal e a evolução temporal dos processos como radiação solar, turbulência, convecção e os processos de dinâmica de fluídos associados (BARRY e CARLETON, 2001; BIAZETO *et al.*, 2006). Tornam-se dados consistentes para análises climáticas ao serem alimentados a cada 6-12 horas por 7-9 milhões de dados observacionais de satélites, radiossondas, boias, aeronaves e navios (DEE *et al.*, 2015).

Optou-se pelo uso dos dados diários da reanálise do *National Centers for Environmental Protection* (NCEP), o *Climate Forecast System Version 2* (CFSv2) que possui um banco de dados do período de 2011-presente. O produto CFSR foi implementado em 2004, e hoje é um banco de dados do período de 1979-2010. Foi o primeiro acoplamento *quasi-global* entre atmosfera-oceano-terra usado para previsões sazonais do NCEP. Seu desenvolvimento ocorreu com base em quatro distintos produtos: *Global Reanalysis 2* (R2) do *Department of Energy* (DOE) para as condições iniciais de atmosfera e superfície terrestre; um sistema de assimilação de

dados oceânicos globais (GODAS) operado pelo NCEP, para condições iniciais de oceano; *Global Forecast System* (GFS) do NCEP, modelo atmosférico de menor resolução; e o *Modular Ocean Model version 3* (MOM3), do *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL). Assim, a versão seguinte CFSv2, que compreende o período de 2011-presente, possui a mesma origem, mas com melhor consistência, somando características como o aumento das concentrações de CO₂ e mais níveis de solo e de camadas de gelo (SAHA *et al.* 2014).

Assim, foram utilizadas as variáveis atmosféricas de temperatura, altura geopotencial, vento meridional (v) e zonal (u), umidade específica do ar, pressão ao nível médio do mar nos níveis de 200, 500, 850 e 925 hPa entre os dias 11 e 13 setembro de 2016. A grade de resolução horizontal é de 0,5° latitude x 0,5° longitude entre as latitudes 70° Sul e 10° Norte e longitudes 90° Oeste e 0° (Figura 13), com 4 horários diários (00h, 06h, 12h, 18h UTC).

Figura 13 – Mapa com a grade de distribuição espacial dos dados do CFSv2 utilizados.



Os dados foram trabalhados através da linguagem Python 2.7., no laboratório disponível no CPC. Foi escolhida por se tratar de uma linguagem livre, de

fácil sintaxe e qualidade gráfica dos produtos. Foram criados scripts para a espacialização dos dados, permitindo assim a análise visual da intensidade das características atmosféricas analisadas.

4.1.4. GOES-13

O satélite GOES-13¹ pertence ao grupo de satélites geoestacionários do governo estadunidense e auxiliam na identificação do sistema que agiu sobre o RS. De acordo com Macedo *et al.* (2004), o satélite GOES-13 produz imagens da AS em canais de diferentes bandas de comprimento de onda, os quais permitem observar e quantificar muitas características da nebulosidade. Além disso, permite um bom acompanhamento da evolução das condições atmosféricas por possuir definição espacial de 4 km e ter imagens geradas a cada meia hora. Assim, foram utilizadas com o objetivo de identificar a formação e evolução do sistema convectivo.

Neste trabalho foram utilizadas as imagens infravermelhas que permitem acompanhar as condições atmosféricas mesmo durante a noite, adquiridas gratuitamente pelo site da DAS/INPE. Segundo Ferrari (2006), os sensores infravermelhos medem a quantidade de energia infravermelha (calor) emitida pela superfície terrestre e atmosfera, assim, a imagem gerada é representativa da temperatura da superfície e dos topos de nuvens, sendo retratadas em preto, branco e tons de cinza. Trabalhou-se com quatro horários diários (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC) para os dias 12 e 13 de setembro, para coincidirem com as imagens geradas pela reanálise CFSv2 (ver 4.1.3).

4.1.5. Estações Meteorológicas do INMET

Os valores de precipitação do evento foram obtidos da estação meteorológica automática de Porto Alegre (código da estação: A801) do INMET, localizada em 30°55'60" Sul de latitude, 51°07'29" Oeste de longitude e a 41 metros de altitude. Essa estação faz parte da rede de estações automáticas e segundo o INMET (2011), coleta a cada minuto, informações de temperatura, umidade, pressão atmosférica, precipitação, direção e velocidade dos ventos e radiação solar. Esses

¹ O Satélite foi lançado em 24 de maio de 2016, tornou-se operacional em 14 de abril de 2010 e foi substituído pelo GOES-16 em 8 de janeiro de 2018. (NASA, 2018)

dados são integralizados de hora em hora, e após sua validação, são armazenados no banco de dados e disponibilizados na internet.

Os dados utilizados foram de precipitação diária para o período 1960-2018, disponíveis *online* e gratuitamente no Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) do INMET. Deles foram calculadas a média do acumulado mensal e a média dos dias com precipitação para os meses de setembro.

4.2. MÉTODOS

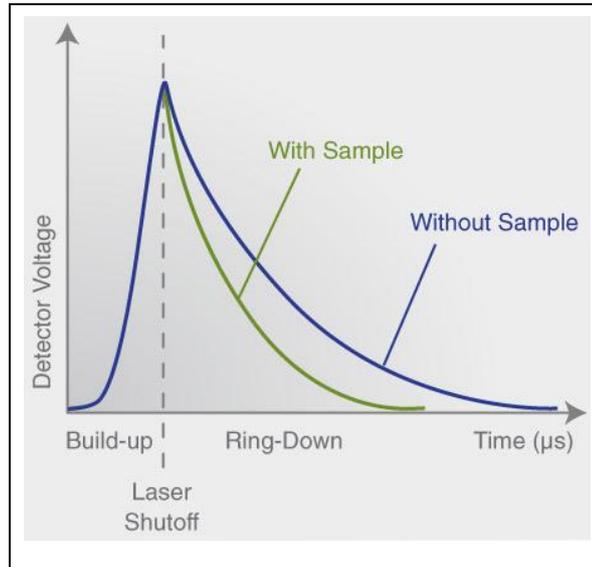
4.2.1. Espectroscopia por tempo de decaimento

O método utilizado para a análise isotópica foi a espectroscopia por tempo de decaimento em cavidade ressonante (*Ring-Down*), no Laboratório de Isótopos Estáveis do CPC, no Instituto de Geociências, Campus do Vale da UFRGS.

Esse método, realizado em um Espectrômetro CRDS Picarro LD 2130i (Figura 12b), consiste em um feixe de laser, inserido em uma cavidade com dois ou mais espelhos de alta refletância. Quando o fotodetector atinge a condição de medida, o laser é desligado e dentro da cavidade continua a circular a luz que já estava ali. Este feixe permanece refletindo no interior da cavidade de 25 cm, em um caminho que pode ser superior a 20 km, com um leve decaimento, "*ring down*", devido os espelhos internos possuírem refletividade de 99,999%. O tempo de decaimento é dado pelo tempo entre a interrupção do feixe de luz, até o momento em que a cavidade se encontra sem luz.

Assim, a amostra da precipitação, é inserida no espectrômetro, vaporizada e inserida na cavidade em forma de vapor. A inserção do gás na cavidade é um segundo mecanismo de perda de luz do laser, acelerando o processo de decaimento, quando comparada à cavidade sem a amostra (Figura 14). Dessa forma, tem-se um resultado consistente das medições, pela comparação entre o decaimento com e sem amostra.

Figura 14 – Decaimento do feixe de luz, em espectroscopia por tempo de decaimento em cavidade.



Fonte: Picarro (2018).

O cálculo da razão isotópica é o valor encontrado pela razão entre a medição e a amostra padrão utilizada. Esse cálculo se dá pela Equação (2):

$$\text{Eq. (2)} \quad \delta = \frac{R - R_0}{R_0}$$

Onde δ representa a medida de enriquecimento em ‰, R a razão isotópica da amostra e R_0 a razão isotópica padrão.

4.2.2. Classificação do JBN

Os critérios para a classificação quanto a intensidade dos JBN foram os de Bonner (1968) com as adaptações de Whiteman *et al.* (1997) que pode ser visto na Tabela 2. Dessa forma, para ser classificado como JBN, o fluxo de ar deve conter velocidade mínima de 10 m s^{-1} e cisalhamento, de ao menos 5 m s^{-1} , acima do ponto de maior velocidade, porém a uma altura inferior a 3.000 m. O último critério é possuir a componente meridional do vento com valores superiores a zonal.

Tabela 2 – Critério para classificação do JBN Bonner (1968) adaptados por Whiteman *et al.* (1997)

Categoria do JBN	Velocidade máxima (m s ⁻¹)	Cisalhamento (m s ⁻¹)
JBN-0	≥ 10	≥ 5
JBN-1	≥ 12	≥ 6
JBN-2	≥ 16	≥ 8
JBN-3	≥ 20	≥ 10

Fonte: Whiteman *et al.*, (1997).

Também foi utilizada a classificação de Nicolini *et al.* (2004) para definir o JBN quanto ao grau de penetração em latitudes mais altas da AS, pois sua posição de saída está diretamente ligada à formação e localização de sistemas convectivos. Dessa forma, se a saída do JBN estiver a sul de 25° S, é classificado como EJC, e o contrário como NEJC.

4.2.3. Classificação da ciclogênese

Segundo Sanders e Gyakum (1980) ciclones explosivos são identificados quando há uma queda de 1 mb h⁻¹ durante 24 horas (1 Bergeron), para aqueles que ocorrem na faixa latitudinal de 60°. Dessa forma, aplica-se para as demais latitudes a Taxa Normalizada de Aprofundamento da Pressão Central, pela Equação (3):

$$\text{Eq. (3)} \quad NDR_c = \left(\frac{\sin 60^\circ}{\sin \varnothing} \right) \cdot \left(\frac{\Delta p_c}{24 \text{ hPa}} \right)$$

Onde Δp_c é a diferença da pressão do sistema em 24h e \varnothing como a latitude média do centro do ciclone.

Já para analisar a intensificação da ciclogênese, utilizou-se a avaliação da verticalidade dos sistemas de Lim e Simmonds (2007). Para isso foram comparadas as distâncias entre os centros da ciclogênese entre a superfície e 500 hPa no momento de maior desenvolvimento do ciclone (maturidade), a partir dos campos de altura geopotencial gerados. Eventos bem desenvolvidos costumam possuir uma distância entre os centros inferior a 300 km.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1. ANÁLISE DO AMBIENTE ATMOSFÉRICO

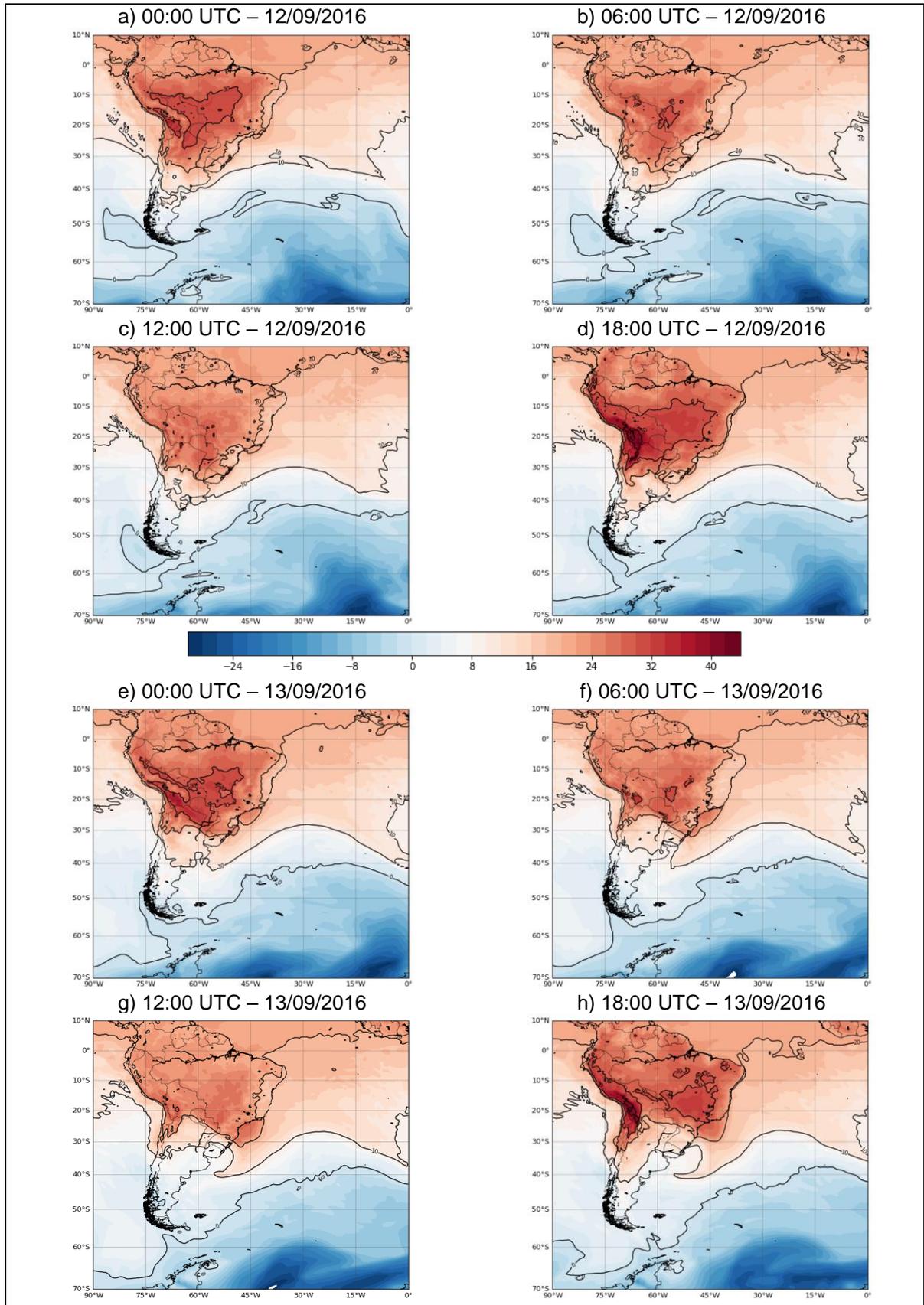
Nos campos de temperatura em 925 hPa identifica-se o contraste continente-oceano sendo superior a 10°C de diferença na faixa latitudinal de 30° S às 12:00 e 18:00 UTC no dia 12/09 (Figura 15c, d). A AS apresenta-se aquecida, com temperaturas superiores a 40°C a leste da Cordilheira dos Andes na região da BCH.

O avanço de uma frente fria pelo continente fez com que as temperaturas no sudoeste do RS oscilassem de 20°C para 10°C em 24 horas (Figura 15c, g). Essa queda na temperatura está de acordo com o requisito de Cavalcanti e Kousky (2009) para definição da ação de uma frente fria, onde é preciso se observar um decréscimo > 2°C no campo de temperatura em 925 hPa. A interação entre as massas de ar quente e fria fica evidente (Figuras 15f, g, h) quando a formação de um ciclone extratropical promove a intrusão de ar frio próximo ao paralelo de 30° S e do ar quente no paralelo 40° S.

Seguindo os critérios de Bonner (1968) adaptados por Whiteman (1997), para classificação dos JBN, a primeira análise dos resultados diz respeito à velocidade dos ventos em 850 hPa. Foi possível identificar o fluxo meridional com magnitude superior a 12 m s⁻¹ desde às 00:00 UTC do dia 11/09 (Figura 16a), intensificando às 06:00 e 12:00 UTC, com núcleos com velocidade acima de 16 m s⁻¹ e 18 m s⁻¹ respectivamente. Às 18:00 UTC há uma queda na velocidade do núcleo para 13 m s⁻¹. Essa queda já foi descrita por Marengo e Soares (2004), que identificaram no ciclo diário dos JBN maior frequência e maior intensidade pela manhã (06:00 e 12:00 UTC). Dessa forma, nos quatro horários analisados do dia 11/09 a magnitude dos ventos atende aos critérios de JBN.

No dia 12/09 às 00:00 UTC os ventos ganharam intensidade novamente com núcleo com velocidades superiores a 24 m s⁻¹, e pela manhã às 06:00 e 12:00 UTC, a magnitude chegou a 28 e 30 m s⁻¹ respectivamente. Às 18:00 UTC o JBN reduz sua intensidade para 22 m s⁻¹, porém ainda atendendo ao critério JBN-3 (Figura 16h). Assim, manteve durante 48 horas magnitude de JBN.

Figura 15 – Campos de temperatura (°C) em 925 hPa entre os dias 12-13/09/2016.



Conforme os critérios utilizados, a segunda análise é identificar e quantificar se há cisalhamento do vento entre os níveis 850 e 700 hPa, ou seja, uma diferença de velocidade ou direção do vento. Identifica-se desde o primeiro horário (00:00 UTC do dia 11/09) a existência de cisalhamento para classificar o fluxo como JBN. O maior valor de cisalhamento foi encontrado no dia 12/09, às 12:00 UTC (Figura 17g), chegando a 23 m s^{-1} , dessa forma, se observa que havia a presença de JBN nas 48h prévias ao evento e que nas 24h prévias o JBN não só atendia o critério mais alto da classificação de B&W (10 m s^{-1}), como o superava em 130%.

Quanto à classificação de Nicolini *et al.* (2004), é possível identificar na Figura 16 que o fluxo do JBN avança às latitudes subtropicais, mantendo sua saída entre 25° S e 32° S entre as 06:00 UTC do dia 11/09 até às 18:00 UTC do dia 12/09. Dessa forma o JBN é classificado como um EJC, corroborando com as análises de Nascimento (2008) quanto à relação desse tipo de JBN e formação de sistemas convectivos na região.

Figura 16 – JBN (m s^{-1}) em 850 hPa, nos dias 12-13/09/2016.

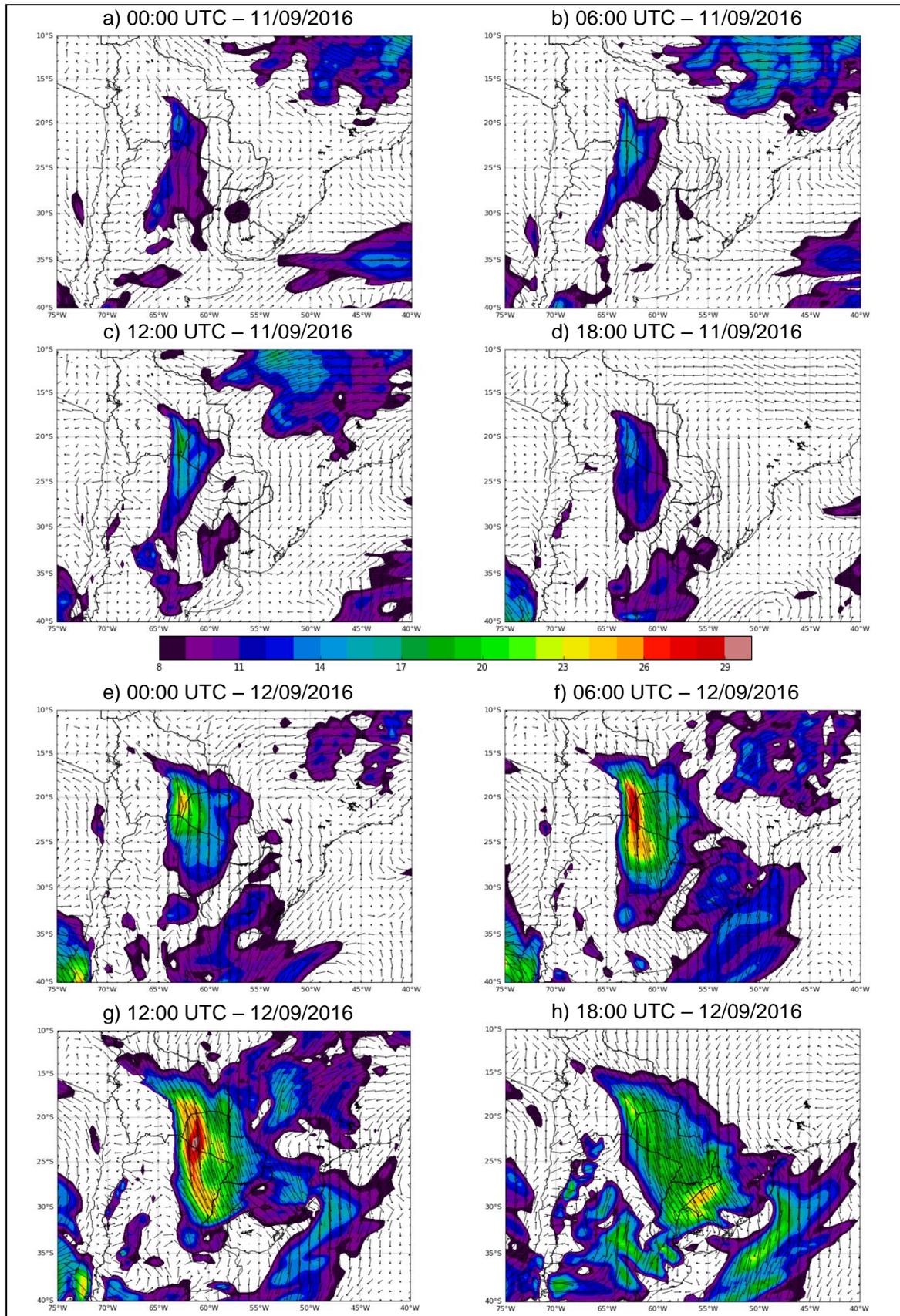
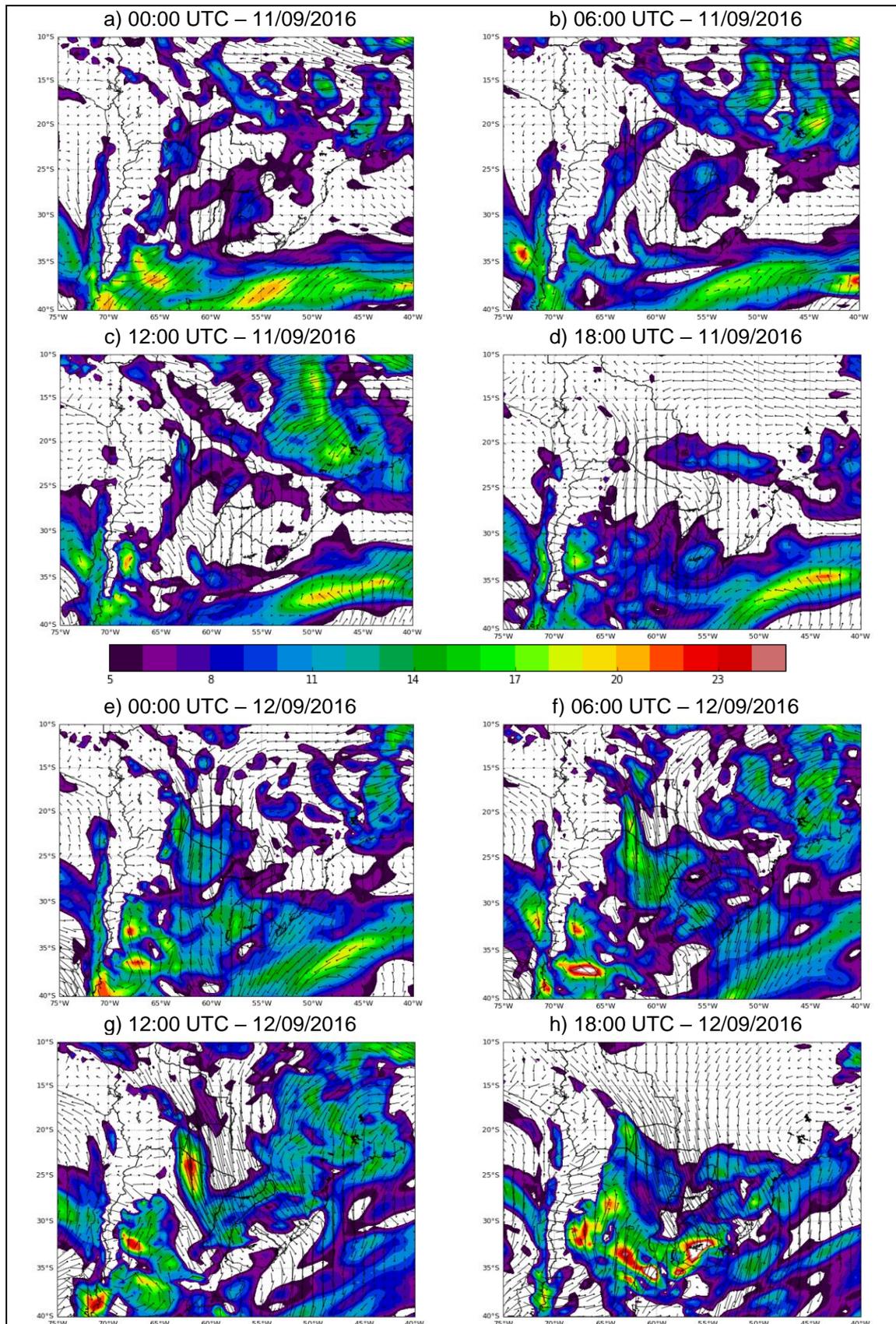


Figura 17 – Cisalhamento do vento (m s^{-1}) entre 850 e 700 hPa, entre os dias 11-12/09/2016



Na alta troposfera, a presença do JAN é outro fator de intensificação de sistemas convectivos na região. Eles servem como um facilitador para a ascensão da umidade, pois intensificam o gradiente horizontal de pressão. Assim, quando acoplados ao JBN, o ar quente e úmido em baixos e médios níveis é levado a ascender e age como combustível para a formação de nuvens do tipo Cb na região subtropical da AS (MORAES, 2016). Moraes (2016) aponta que para ser considerado JAN os ventos devem possuir velocidade no seu núcleo de pelo menos 32 m s^{-1} .

Identifica-se a presença do JAN subtropical e polar atuando sobre o RS e associando-se a circulação ciclônica no dia 13 de setembro (Figura 18e, f, g, h). O fenômeno identificado foi de difluência. Segundo a Agência Nacional de Aviação Civil (ANAC, 2007), essa é uma característica do escoamento em que as linhas de corrente se afastam ou se bifurcam corrente abaixo. A difluência do ar em altos níveis provoca uma ascensão do ar na baixa troposfera.

Os campos de umidade específica em 925 hPa (Figura 19) permitem identificar o fluxo de vapor d'água transportado na baixa atmosfera, onde Barry e Chorley (2003) explicam haver pouco menos de 50% da umidade atmosférica. Para a área de estudo, Grimm (2009) aponta que as duas principais fontes de umidade são a Amazônica e o Oceano Atlântico. No caso do evento analisado é possível identificar o fluxo de umidade preferencialmente amazônico durante os dias 12 e 13 de setembro.

Nos campos de pressão ao nível do mar identifica-se na Figura 20a e 20b, a presença da BCH com núcleo em 1002 mb. Segundo Seluchi e Gurreaud (2012) a existência da BCH normalmente está associada a presença do JBN. Posteriormente há um deslocamento dessa baixa pressão em direção a sudeste (Figura 18c, d, e), localizando-se a sul do RS e com queda da pressão para 994 mb às 18:00 UTC do dia 12/09. Durante as 24 horas seguintes, há uma queda do núcleo do sistema para 972 mb (Figura 20h).

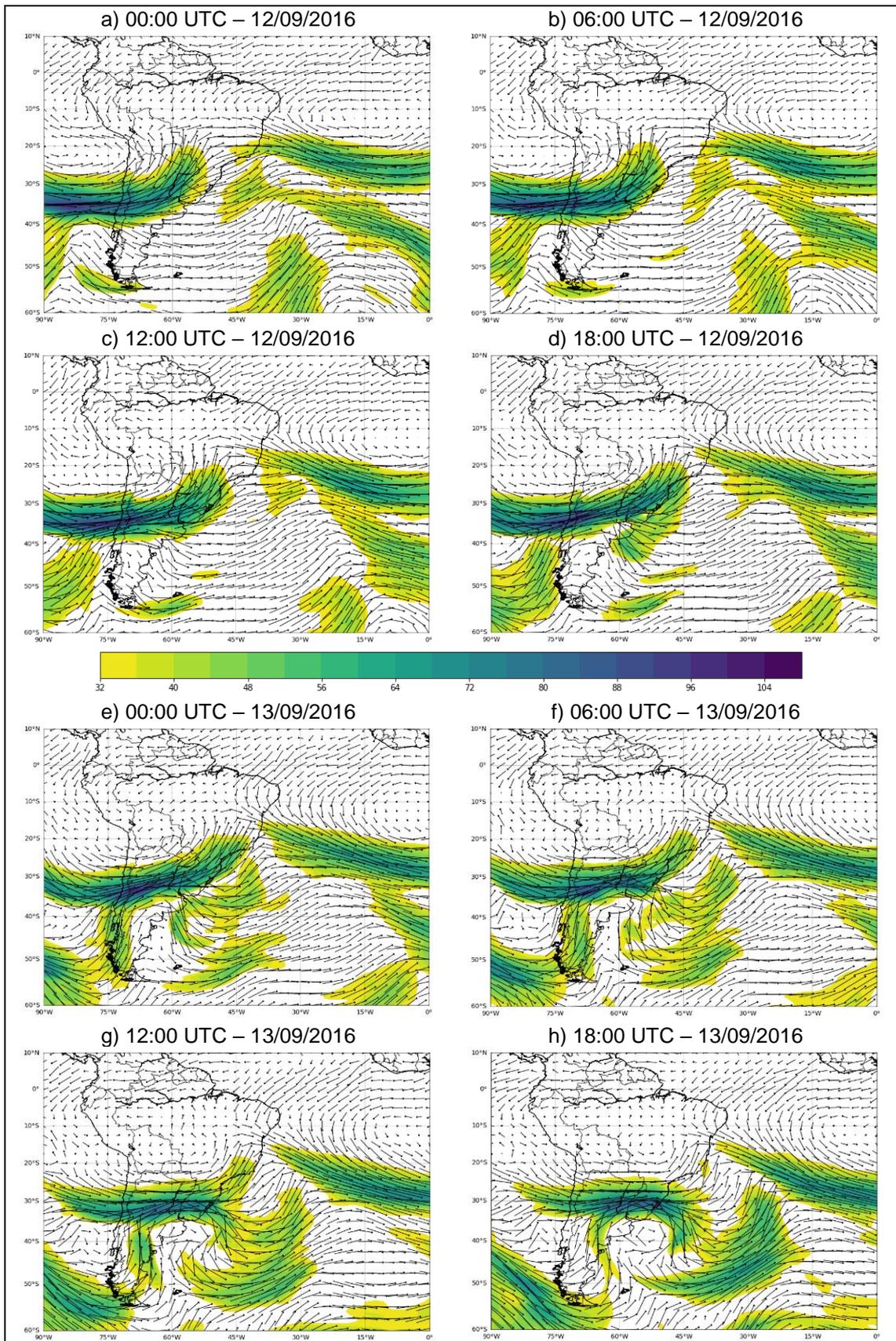
Figura 18 – JAN (m s^{-1}) em 250 hPa, entre os dias 12-13/09/2016.

Figura 19 – Campos de umidade específica (kg kg^{-1}) (tons de azul), e direção do vento em 925 hPa (setas pretas), entre os dias 12-13/09/2016

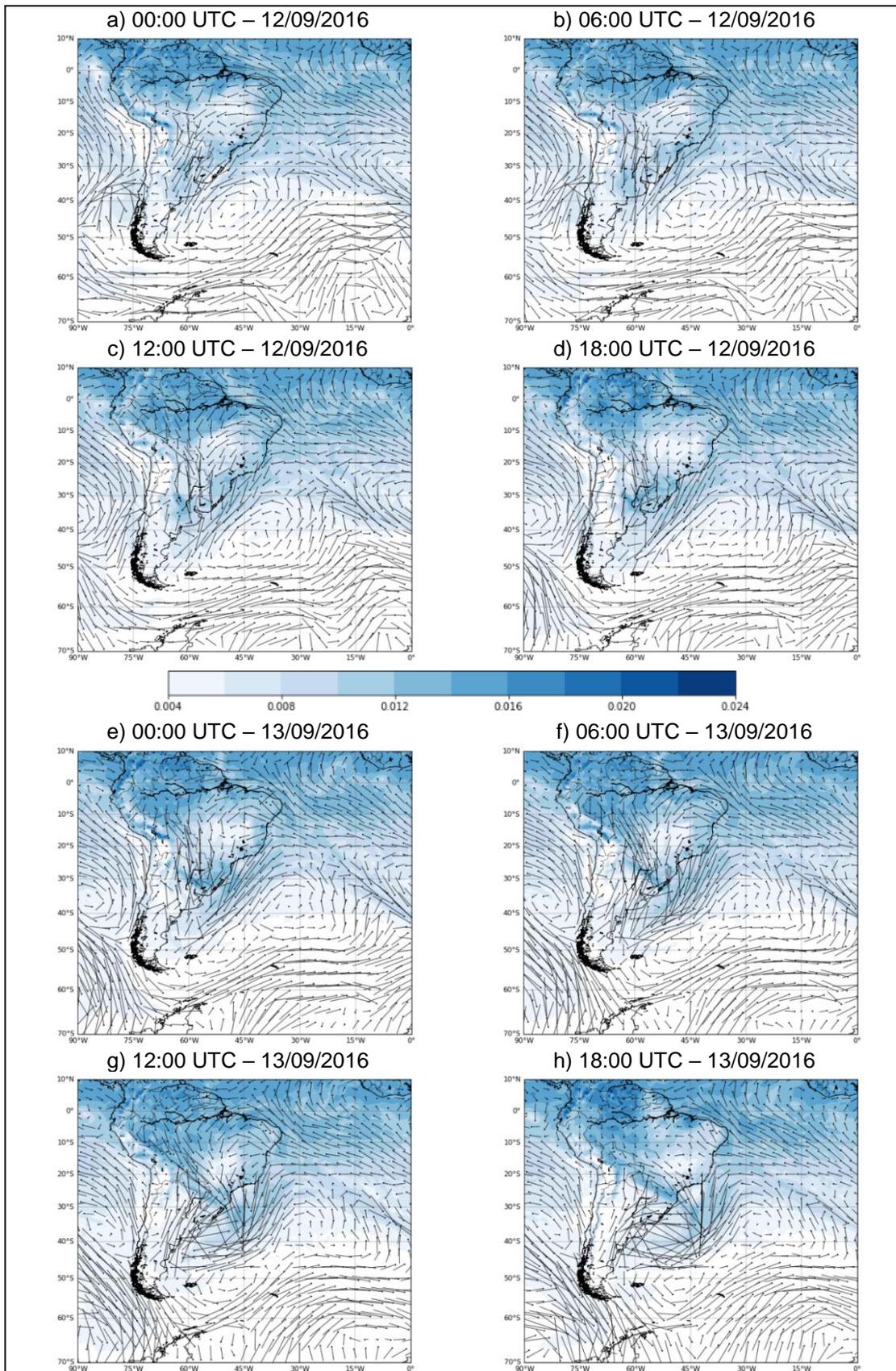
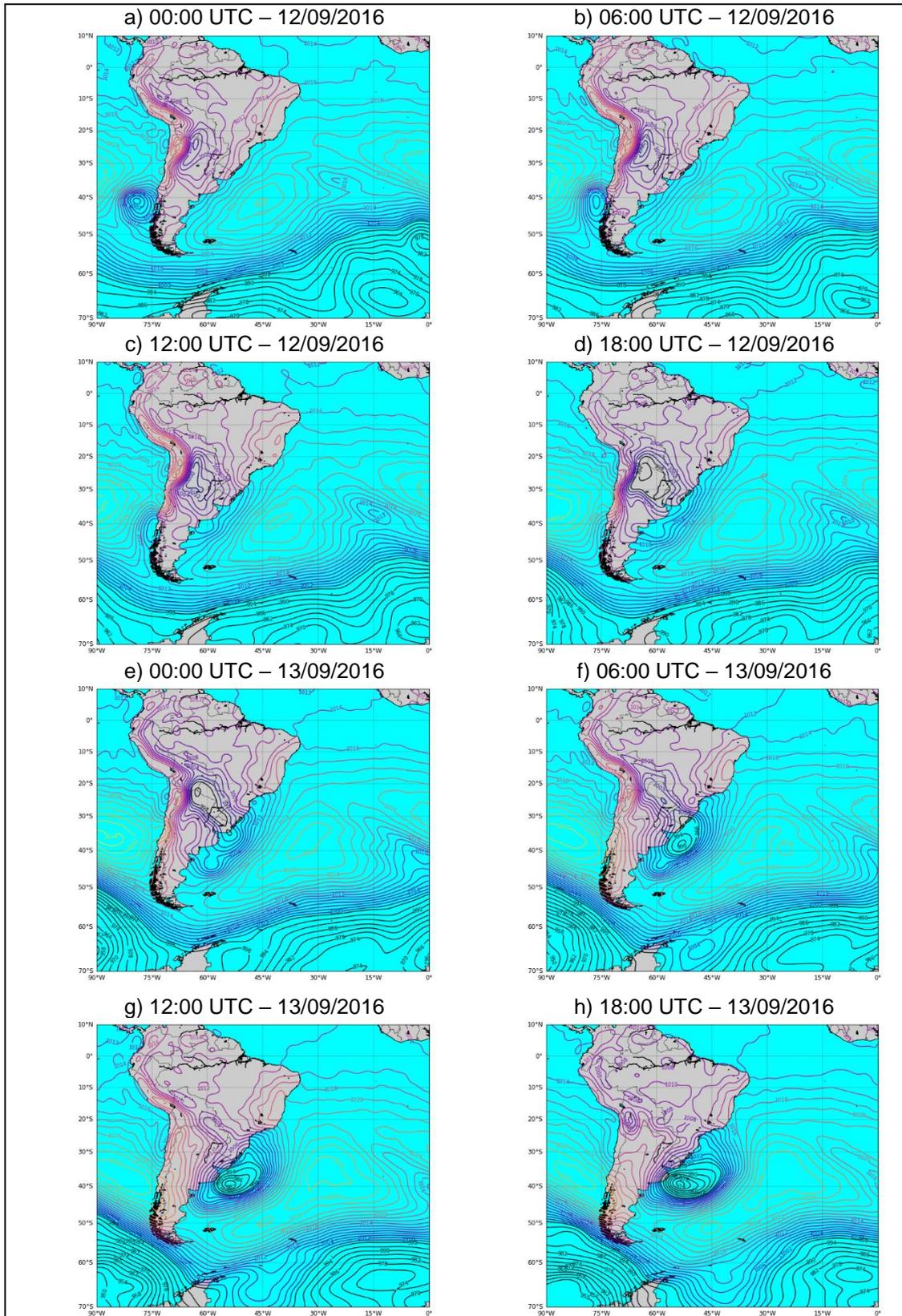


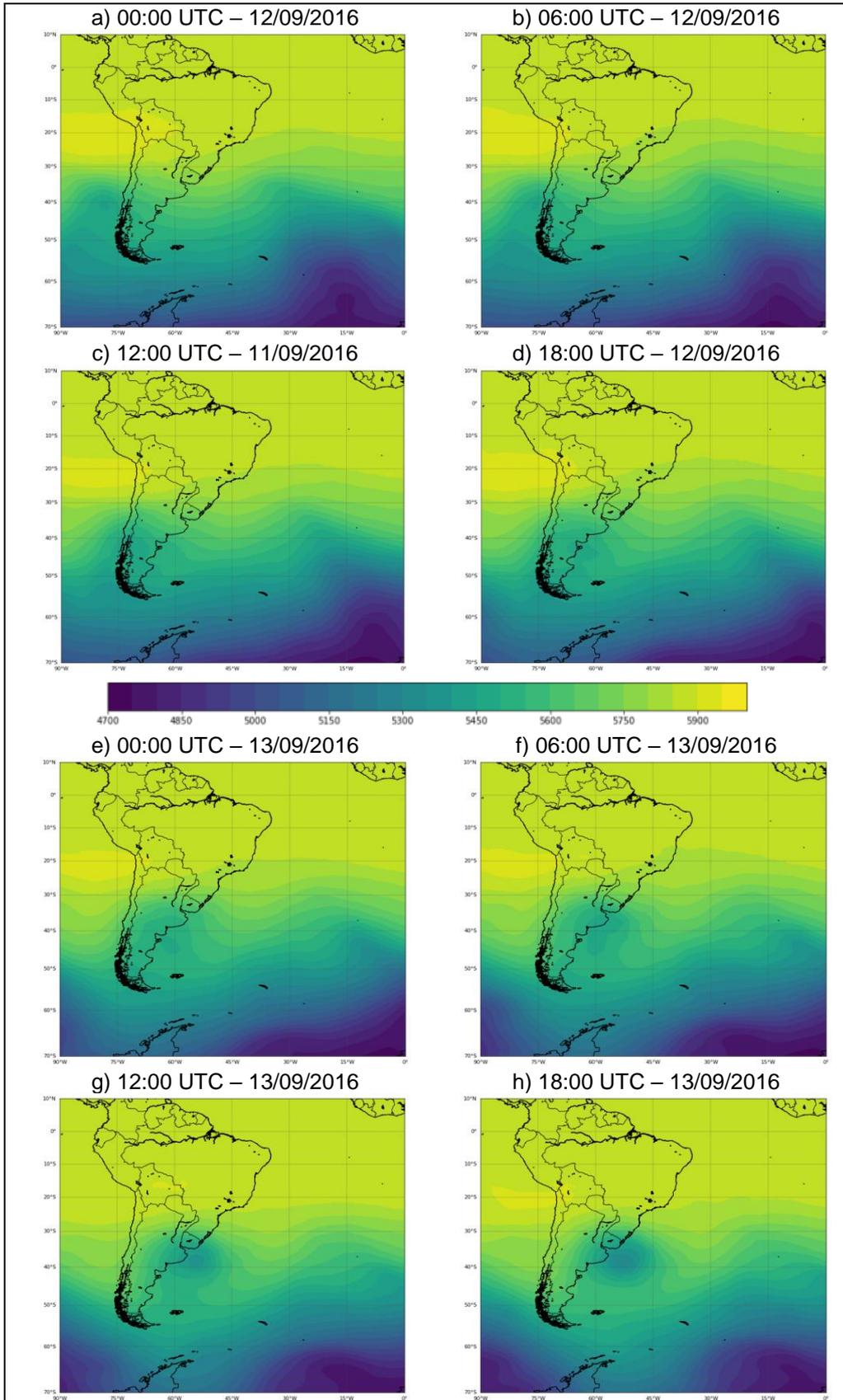
Figura 20 – Campos de Pressão ao Nível do Mar (mb) entre os dias 12-13/09/2016.



Aplicando o método de Sanders e Gyakum (1980), temos como ponto latitudinal médio $38,5^{\circ}$ S, e uma queda de 22 mb em 24 horas, resultando em 1,27 Bergeron. Dessa forma, o ciclone é classificado como explosivo. Sua proximidade ao RS e sua rápida intensificação foram responsáveis pelos vendavais, com rajadas superiores a 90 km h^{-1} na costa, e queda de granizo em diversos pontos do estado (SALA DE SITUAÇÃO, 2016).

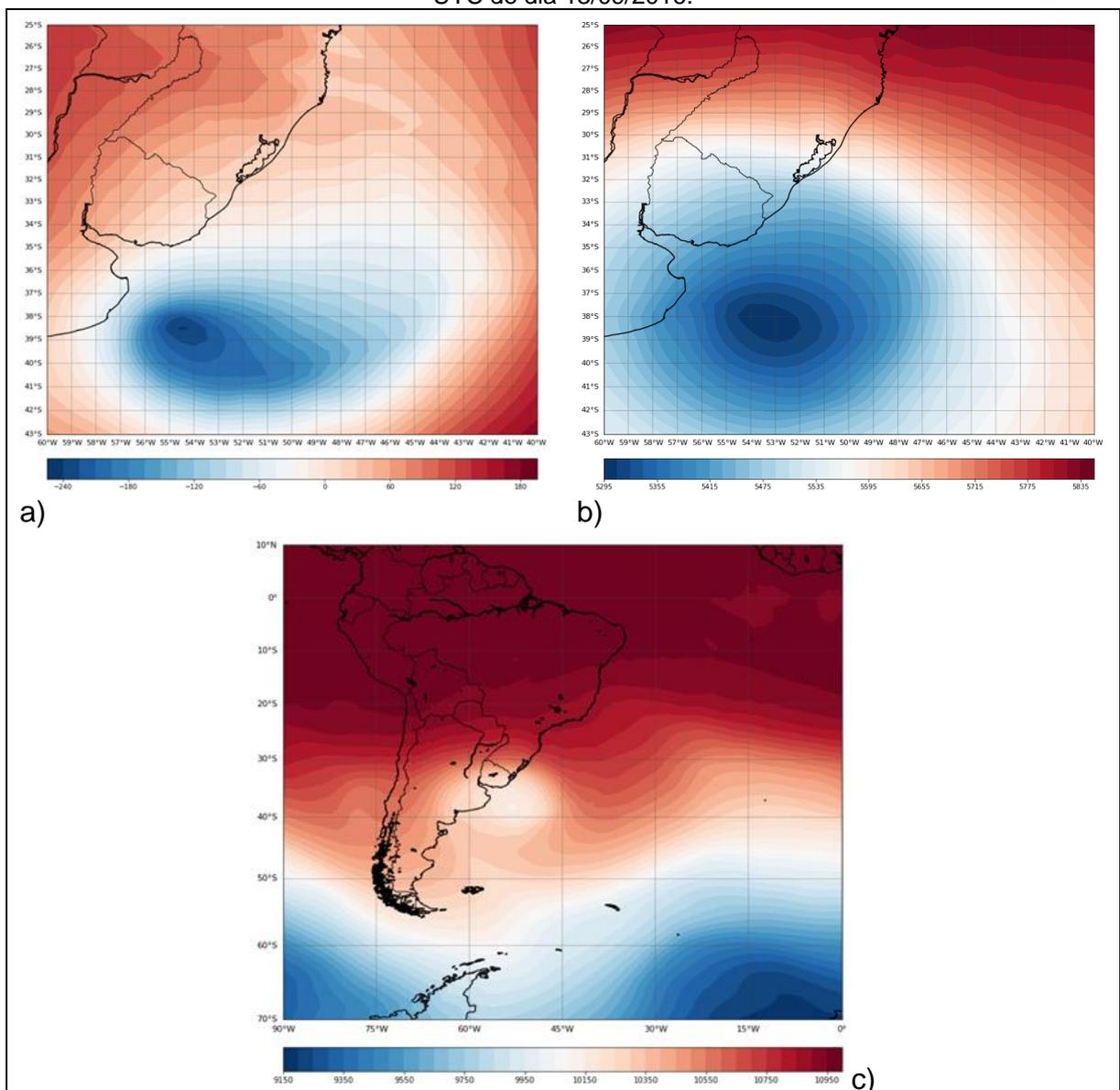
Nos campos de altura geopotencial em 500 hPa é possível identificar a presença de um cavado à oeste da AS em 40° S no dia 12. Esse se desloca durante o dia 12/09 (Figura 21b, c, d), para o sudeste da AS, associando-se com a área de instabilidade presente em superfície.

Figura 21 – Campos de altura geopotencial (500 hPa), entre os dias 12-13/09/2016.



Seguindo o critério de Lim e Simmonds (2007), identificou-se o momento de menor pressão no núcleo do sistema em superfície (18:00 UTC do dia 13/09). O centro do ciclone em superfície (Figura 21a) se localizou em $38,5^{\circ}$ S – $54,5^{\circ}$ O, enquanto em 500 hPa (Figura 22b) o núcleo estava em $38,5^{\circ}$ S – $53,5^{\circ}$ O. Essa diferença resulta em aproximadamente 111 km de distância. A verticalidade evidenciada aponta para uma ciclogênese bem desenvolvida, característica de ciclones explosivos. Da mesma forma, nota-se que a estrutura vertical do ciclone se mostrou desenvolvida o suficiente para ser identificada em 200 hPa (Figura 22c).

Figura 22 – Campos de altura geopotencial em superfície (a), 500 hPa (b) e 250 hPa (c), às 18:00 UTC do dia 13/09/2016.

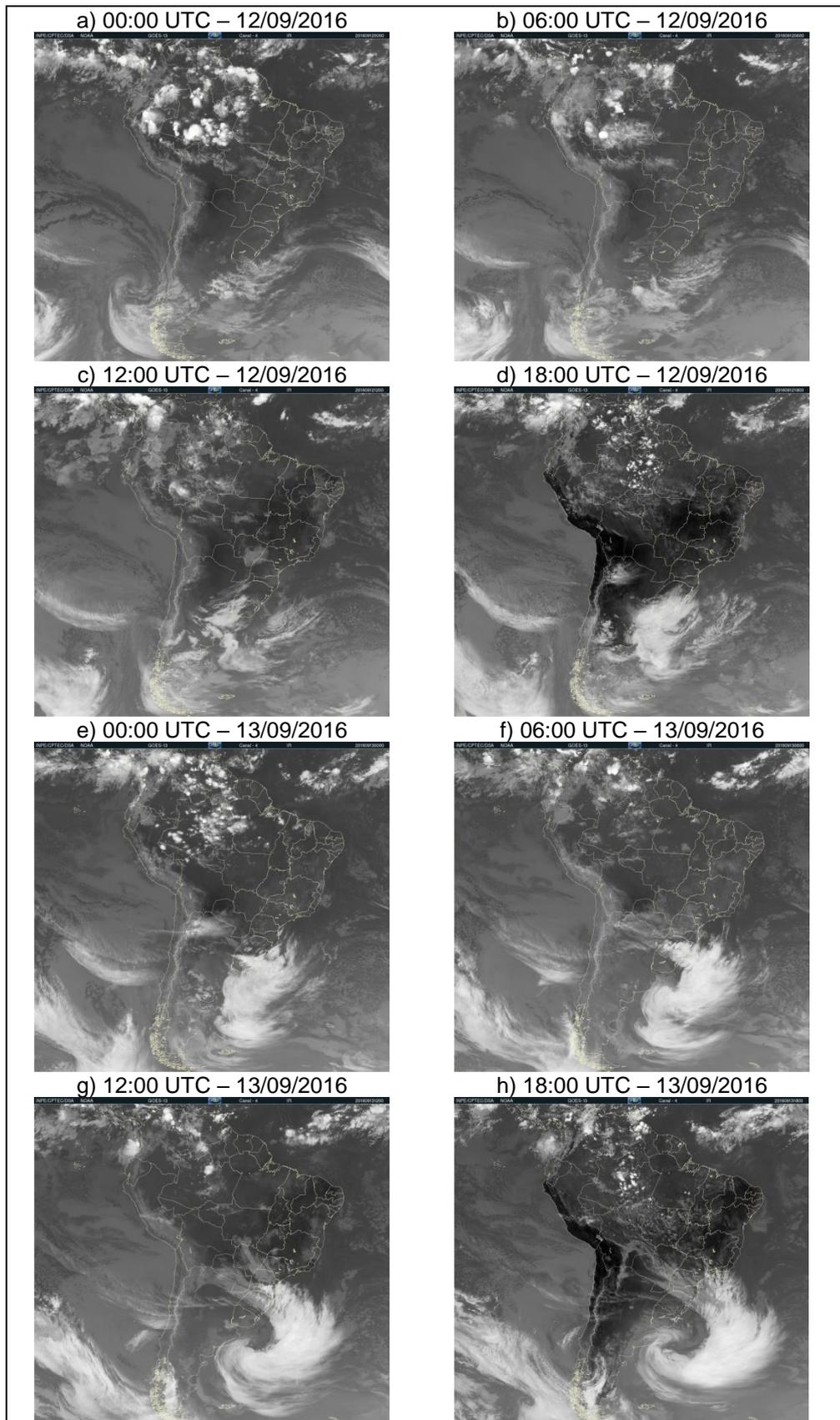


É possível ver a evolução da ciclogênese através das imagens do satélite GOES-13, dos dias 12 e 13 de setembro de 2016. O desenvolvimento de nuvens do tipo folha se dá entre as 12:00 às 18:00 UTC do dia 12 à sudoeste do RS (Figura 23c e d). Ferreira (2006) explica que as nuvens folha tem as bordas bem definidas, no lado polar, e contém profundidade vertical, com nuvens espessas. Assim produzindo uma significativa região de nebulosidade e precipitação, sendo associado ao primeiro estágio de um ciclone extratropical.

Nas Figuras 23e e 23f, com a intensificação da ciclogênese, identifica-se o surgimento de nuvens em forma de vírgula invertida. Sua formação ocorre, pois, a nuvem folha gira entorno de um ponto de máxima vorticidade ciclônica, gerando uma distorção no sistema de nuvem. Segundo Ferreira (2006) esse estágio é caracterizado por um vórtice em níveis médios, contendo uma ou mais bandas de nuvens espirais que convergem em direção a um centro comum, e geralmente são observadas na retaguarda de uma frente fria.

Por fim, as Figuras 23f e 23g, apresentam a banda de nebulosidade do sistema frontal sobre o RS. A proximidade do centro ciclônico à costa do estado nesse momento de grande desenvolvimento do sistema foi responsável pelo vendaval e queda de granizo. Posteriormente (Figuras 23g e 23h) o ciclone entra no seu estágio maduro, onde às 18:00 UTC do dia 13 chega ao seu máximo ponto de aprofundamento.

Figura 23 – Evolução da ciclogênese explosiva pelas imagens do satélite GOES-13.



Fonte: Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais.

5.2. ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO

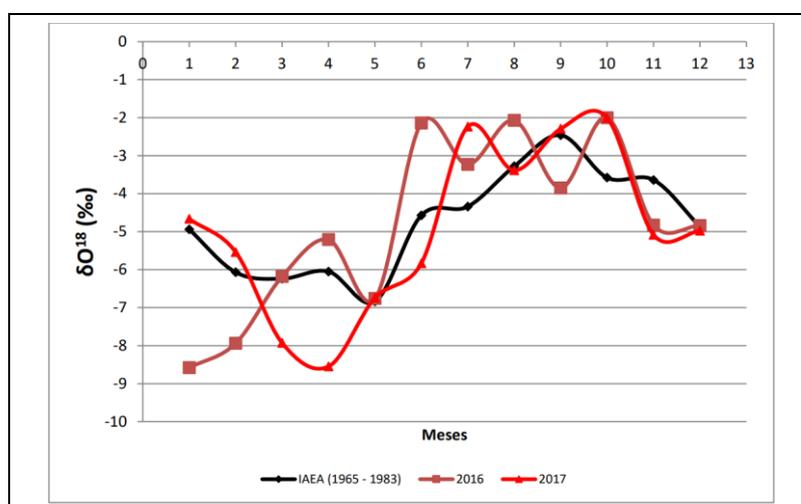
Analisou-se a relevância da precipitação do evento em relação ao mês de setembro de 2016, e à série histórica de 1960-2018. Nas medições de precipitação da estação meteorológica automática de Porto Alegre (Tabela 3) do INMET, a precipitação do evento do dia 13/09/2016 foi de 32,3 mm. Esse valor representa 35,6% do acumulado mensal, e 23% em relação à média histórica (1960-2018) da estação para o mês de setembro.

Tabela 3 – Precipitação do evento do dia 13/09/2016 relativa ao mês de setembro/2016 e climatologia (1960-2018)

Evento 13/09/2016	Acumulado (mm) Setembro/2016	Climatologia Setembro/1960-2018	Dias de chuva Setembro/2016	Climatologia dias de chuva Setembro/1960-2018
32,3 mm	90,6 mm	140 mm	9 dias	12 dias

Após o processamento da água da chuva coletada, obteve-se o resultado de $\delta^{18}\text{O} = 1,08\text{‰}$. Esse resultado aponta para uma água enriquecida em ^{18}O e difere da média mensal apresentada por Rozanski *et al.* (1995) que apresenta valor médio de $-4,70\text{‰}$ para Porto Alegre. Essa água enriquecida, não é compatível com os resultados encontrados para a faixa latitudinal do RS, aproximando-se dos valores encontrados em zonas equatoriais, como visto em Gat *et al.* (2001). Na Figura 24 vemos que o valor médio de $\delta^{18}\text{O}$ para Porto Alegre oscila entre -7‰ e $-2,5\text{‰}$, com oscilação sazonal, sendo mais negativa nos meses mais quentes.

Figura 24 – Série de $\delta^{18}\text{O}$ do período 1965-1983 do IAEA e de 2016 e 2017 do CPC/UFRGS.



Fonte: Griebler Júnior (2018).

6. CONCLUSÕES

6.1. Considerações finais

Este trabalho relacionou a análise do conteúdo isotópico e o ambiente atmosférico prévio ao evento meteorológico do dia 13 de setembro de 2016 para determinação da fonte de umidade da água precipitada. Assim, as principais conclusões foram:

- A fonte de umidade do evento apresenta característica Amazônica, com assinatura isotópica de $\delta^{18}\text{O} = 1,08\text{‰}$, valor encontrado apenas em regiões equatoriais. Essa umidade foi transportada para região através do JBN-3, presente durante as 48 horas prévias ao evento. Dessa forma, tem-se o registro em isótopos estáveis predominantemente amazônicos na precipitação da região.

- A ciclogênese foi classificada como ciclone explosivo, com 1,27 Bergeron, com que de 22 mb em 24 horas. Pelos critérios de Lim e Simmond (2007) foi possível identificar o acentuado desenvolvido vertical, com distância entre os centros em superfície e 500 hPa inferior a 300 km e presença da ciclogênese na alta troposfera (250 hPa).

- O JBN atingiu e superou em 50% o critério 3 na classificação de Bonner (1968) adaptada por Whiteman *et al.* (1991), com velocidade máxima de 30 m s^{-1} e cisalhamento superior a 130%. O fluxo se manteve presente durante as 48 horas prévias ao evento, e após fundiu-se a circulação ciclônica.

- Através da análise sinótica identificou-se o avanço de uma frente fria, com queda de temperatura superior a 10°C em 24 horas em alguns pontos do estado. O avanço da frente, associados à umidade amazônica transportada pelo JBN, e a forte difluência do JAN, favoreceram e intensificaram a formação de um ciclone extratropical com centro ao sul do RS.

REFERÊNCIAS

- ABDOULAEV S.; STAROSTIN, A.; CASARIN, D.P. Sistemas de mesoescala de precipitações no Rio Grande do Sul. Parte 1: Descrição Geral. In : IX CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, SBMET. **Anais...**Campos de Jordão. v. 2, 1996, p. 936-940.
- ALEXANDER, L.V.; ZHANG, X.; PETERSON T. C.; CAESAR J.; GLEASON, B.; KLEIN TANK, A. M. G.; HAYLOCK, M.; COLLINS D.; TREWIN, B.; RAHIMZADEH, F.; TAGIPOUR A.; RUPA KUMAR K.; REVADEKAR, J.; GRIFFITHS, G.; VINCENT, L.; STEPHENSON, D. B.; BURN, J.; AGUILAR, E.; BRUNET, M.; TAYLOR, M.; NEW, M.; ZHAI P.; RUSTICUCCI M.; VAZQUEZ-AGUIRRE J. L. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. **Journal of Geophysical Research**. Vol. 111, 2006.
- ARAÚJO, L.C. **Memória Sobre o Clima do Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura. 1930, 100 p.
- BONNER, W. D. Climatology of the Low Level Jet. **Monthly Weather Review**, v. 96, n. 12, 1968, p. 833-850.
- BARRY, R.G.; CHORLEY, R.J. **Atmosfera, Tempo e Clima**. Porto Alegre: Bookman. 9 ed. 2013. 512 p.
- CHRISTOPHERSON, R.W.; BIRKELAND G.H. **Geossistemas Uma introdução à geografia física**. Porto Alegre: Bookman. 9 ed. 2017. 656 p.
- 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 Palaeoenvironmental Research series, Springer, Dordrecht. 2005. p. 1-66.
- DEE, D.; FASULLO, J.; SHEA, D.; WALSH, J. e National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). **The Climate Data Guide: Atmospheric Reanalysis: Overview & Comparison Tables**. Disponível em: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/atmospheric-reanalysis-overviewcomparison-tables>.
- FERREIRA, A.G. **Meteorologia Prática**. São Paulo: Oficina de Textos. 2006. 188 p.
- FLANNIGAN, M.D.; KRAWCHUK, M.A.; GROOT, W.J.; WOTTON, B.M.; GOWMAN, L.M. Implications of changing climate for global wildland fire. **International Journal of Wildland Fire**. 2009, v.18, p.483–507.
- FYFE, J.C. Extratropical Southern Hemisphere Cyclones: Harbingers of Climate Change? **Journal of Climate**. Vol 16, p.2802-2805, 2003.
- GAN M.A.; RAO, V.B. Surface Cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**. Vol. 119, p.1293-1302, 1991.
- GAN, M.A.; SELUCHI, M.E. Ciclones e Ciclogênese. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J. e DIAS, M.A.F.S (orgs.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 111-125.
- 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.

GRIEBLER JÚNIOR, J.C. **Origem da precipitação no Rio Grande do Sul a partir da composição isotópica**. Dissertação de Mestrado, no Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Faculdade de Geociências. Porto Alegre. 2018. 112p.

GRIEBLER JÚNIOR, J.C.; RIBEIRO, R.R.; BERNARDO, R.T.; AQUINO, F.E. Composição Isotópica da Precipitação no Rio Grande Do Sul: Investigar a origem da umidade em Eventos Normais e Extremos de Precipitação. In: I CONGRESSO NACIONAL DE GEOGRAFIA FÍSICA. **Anais...** Campinas, 2017, p. 2084-2093.

GROISMAN, P.Y.; KNIGHT, R.W.; EASTERLING, D.R.; KARL, T.R.; HEGERL, G.C.; RAZUVAEV, V.N. Trends in Intense Precipitation in the Climate Record. **Journal of Climate**. 2004, v. 18, p. 1326-1350.

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

HELD, I.M.; SODEN, B.J. Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. **Journal of Climate**. 2006, v. 19, p. 5686-5699.

HENRY, A.J. J. Bjerknes and H. Solberg on the Life Cycle of Cyclones and the Polar Front Theory of Atmospheric Circulation. **Monthly Weather Review**. 1922, p. 468-478.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Estimativas de População**. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/estatisticas-novoportal/sociais/populacao/9103-estimativas-depopulacao.html>. Acesso em: 15 de setembro de 2018.

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia. BDMEP – Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/>. Acessado

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

LIM, E.; SIMMONDS, I. Southern Hemisphere Winter Extratropical Cyclone Characteristics and Vertical Organization Observed with the ERA-40 Data in 1979–2001. **Journal of Climate**. 2007, v. 20, p. 2675-2690.

LIMA, K.B.; AQUINO, F.E.; MORAES, F.D.S. Impactos gerados por dois Complexos Convectivos de Mesoescala de diferentes extensões no Sul do Brasil. **Revista de Gestão e Sustentabilidade Ambiental**. Junho 2018, v.7, n. esp, p.186-205.

MACEDO, S.R.; VILA, D.; MACHADO, L.A. **FORTRACC – Previsão a curto prazo e evolução dos sistemas convectivos: FORTRACC V1.1 – Guia do Usuário**. São Paulo: INPE/CPTEC, 2004.

MARENGO, J.A.; SOARES, W.R. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, 2004, v.17, n.12.

MARENGO, J.A.; AMBRIZI, T.; SOARES, W.R.; Jato de Baixos Níveis ao Longo dos Andes. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J. e DIAS, M.A.F.S (orgs.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 169-180.

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.

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**. Trabalho de conclusão de curso, no Departamento de Geografia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2014, 86 p.

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.

NASCIMENTO, M. G. **Análise dos impactos dos jatos de baixos níveis sobre a Bacia do Prata**. Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-graduação em Meteorologia no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008, 208 p.

NCEP, National Centers for Environmental Prediction. Climate Forecast System Version 2. <https://rda.ucar.edu/datasets/ds094.0/>, acesso em 7 de outubro de 2018.

NICOLINI, M.; SALIO, P.; ULKE, G.; MARENGO, J. A.; DOUGLAS, M.; PAEGLE, J.; ZIPSER, E. South American low level jet diurnal cycle and three dimensional structure. **Clivar Exchanges**, 2004, v.9, n.29, p.6. http://www.clivar.org/publications/exchanges/ex29/pdf/s29_nicolini.pdf, acesso em 18 de abril de 2018.

OLIVEIRA, L.L.; VIANELLO, R.L.; FERREIRA, N.J. **Meteorologia Fundamental**. Erechim: Edifapes. 2001. 430 p.

PICARRO, 2018. http://www.picarro.com/technology/cavity_ring_down_spectroscopy. Acessado em 20/08/2018.

RAIN SAMPLER, 2018. <http://www.rainsampler.com/portfolio-page/rain-sampler-rs1/>. Acessado em 01/09/2018.

ROSENZWEIG, C.; IGLESIUS, A.; YANG, X.B.; EPSTEIN, P.R.; CHIVIAN, E. Climate change and extreme weather events – Implications for food production, plant diseases, and pests. **Global Change & Human Health**. 2001, v. 2, n. 2, p 90-104.

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**. 1998. v. 70, n. 1, 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**, 2010. v. 91. p. 1015-1057.

SEMA - SALA DE SITUAÇÃO. **Boletim Especial**. Secretaria do Ambiente e Desenvolvimento Sustentável. 2016, v. 20. Disponível em www.saladesituacao.rs.gov.br/boletins/Especial, acessado em 10/05/2018.

SANDERS, F.; GYAKUM, J.R. Synoptic-Dynamic Climatology of the "Bomb". *Monthly Weather Review*. 1980, v. 1008, p. 1589-1606.

SANTOS, J. G. M.; CAMPOS, C. R. J.; LIMA, K. C. Análise de Jatos de Baixos Níveis associados a um Sistema Convectivo de Mesoescala na América do Sul: um Estudo de Caso. **Revista Brasileira de Geofísica**. 2008, v.26(4), p.452-468.

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

SCHLENKER, W.; LOBELL, D.B. Robust negative impacts of climate change on African agriculture. **Environmental Research Letters**. 2010. v. 5, n. 1.

SCHOSSLER, V.; SIMÕES, J.C.; AQUINO, F.E.; VIANA, D.R. Precipitation anomalies in the Brazilian southern coast related to the SAM and ENSO climate variability modes. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, 2018, v. 23, e. 14.

SELUCHI, M. E. e GARREAUD, R. D. Campos médios e processos físicos associados ao ciclo de vida da Baixa do Chaco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2012, v. 27, n. 4, p. 447-462.

TRENBERTH, K.E. Changes in precipitation with climate change. **Climate Research**. 2011, v. 47, p. 123-138.

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

VALENTE, P.T.; AQUINO, F.E. Registros históricos e reanálises nas anomalias de precipitação do Rio Grande do Sul de 1901 a 1960. **Revista Gestão e Sustentabilidade Ambiental**, 2018, v. 7, p. 447-462.

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, no 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: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Florianópolis: SBMET, 2006. v. **Anais**. p. CD-ROM.

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**, 2009, v.21 (2). p. 91-105.

VIANA, D.R. **Interação Trópicos/Extra-Trópicos: contribuição dos jatos de baixos níveis no transporte de umidade para a região subtropical da América do Sul**. Monografia para a disciplina de Tópicos Especiais em Climatologia Tropical, INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2011.

WHITEMAN, C.D.; BIAN, X.; ZHONG, S. Low-Level Jet Climatology from Enhanced Rawinsonde Observations at a Site in the Southern Great Plains. **Journal of Applied Meteorology**. 1997, v.36, p.1363-1376.