



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/12.28.13.48-TDI

**INFLUÊNCIA DO OZÔNIO ESTRATOSFÉRICO NOS
EFEITOS DINÂMICOS E RADIATIVOS
RELACIONADOS À FORMAÇÃO DE BLOQUEIOS
ATMOSFÉRICOS NO HEMISFÉRIO SUL**

Mateus Dias Nunes

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Simone Marilene Sievert da Costa Coelho, e Paulo Yoshio Kubota, aprovada em 16 de dezembro de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/464ABP2>>

INPE
São José dos Campos
2021

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE)
Divisão de Biblioteca (DIBIB)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):

Presidente:

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

Membros:

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/12.28.13.48-TDI

**INFLUÊNCIA DO OZÔNIO ESTRATOSFÉRICO NOS
EFEITOS DINÂMICOS E RADIATIVOS
RELACIONADOS À FORMAÇÃO DE BLOQUEIOS
ATMOSFÉRICOS NO HEMISFÉRIO SUL**

Mateus Dias Nunes

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Simone Marilene Sievert da Costa Coelho, e Paulo Yoshio Kubota, aprovada em 16 de dezembro de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/464ABP2>>

INPE
São José dos Campos
2021

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Nunes, Mateus Dias.

N922i Influência do ozônio estratosférico nos efeitos dinâmicos e radiativos relacionados à formação de bloqueios atmosféricos no Hemisfério Sul / Mateus Dias Nunes. – São José dos Campos : INPE, 2021.

xxviii + 257 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/12.28.13.48-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2021.

Orientadores : Drs. Simone Marilene Sievert da Costa Coelho, e Paulo Yoshio Kubota.

1. Trocas Estratosfera-Troposfera. 2. Tropopausa.
3. Anticiclone. 4. Ondas de Rossby. 5. Cut-off low. I.Título.

CDU 551.510.52(215-13)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS
Serviço de Pós-Graduação - SEPGR

DEFESA FINAL DE TESE DE MATEUS DIAS NUNES
BANCA Nº 335/2021, REG 139602/2017

No dia 16 de dezembro de 2021, às 09h00min, por teleconferência, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) foi APROVADO(A) pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutor em Meteorologia. O trabalho precisa da incorporação das correções sugeridas pela Banca e revisão final pelo(s) orientador(es).

Título: “Influência do Ozônio Estratosférico nos Efeitos Dinâmicos e Radiativos relacionados à Formação de Bloqueios Atmosféricos no Hemisfério Sul”

Observações da banca: O aluno mostrou bom conhecimento do assunto na fase de arguição.

Membros da Banca:

Dr. José Paulo Bonatti - Presidente - INPE

Dra. Simone Marilene Sievert da Costa Coelho - Orientadora - INPE

Dr. Paulo Yoshio Kubota - Orientador - INPE

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti - Membro Interno - INPE

Dr. Pedro Leite da Silva Dias - Membro Externo - USP/IAG

Dr. Lucas Vaz Peres - Membro Externo - UFOPA/IEG



Documento assinado eletronicamente por **José Paulo Bonatti, Pesquisador**, em 20/12/2021, às 09:59 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Simone Marilene Sievert da Costa Coelho, Pesquisador**, em 20/12/2021, às 10:07 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Paulo Yoshio Kubota, Pesquisador**, em 20/12/2021, às 10:34 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Pedro Leite da Silva Dias (E), Usuário Externo**, em 20/12/2021, às 14:05 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Lucas Vaz Peres (E), Usuário Externo**, em 20/12/2021, às 16:44 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Iracema Fonseca de albuquerque cavalcanti (E), Usuário Externo**, em 21/12/2021, às 13:11 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <http://sei.mctic.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **8901859** e o código CRC **9759FD3A**.

Referência: Processo nº 01340.008944/2021-70

SEI nº 8901859

*“Desistência não, eu não aceito,
No final do túnel existe luz,
E a sua cruz é tão pesada quanto a minha,
E no geral, o bem jamais perdeu pro mal
E ainda bem, que ainda há bem...
Ainda bem”.*

SERGINHO MERITI/CLAUDEMIR

À minha família.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente aos melhores pais que alguém poderia ter, Maria Helena e Abrahão, que foram fiadores deste sonho, e desta conquista. Obrigado pelo amor e dedicação.

Aos meus três filhos, Bernardo, Joaquim e Bento, por toda a paciência devido à distância e por compreenderem que toda essa luta foi por eles. Vocês três são o motivo disso tudo. Vocês são a minha vida.

À minha amada esposa, companheira e melhor amiga, Beatriz (*Bia*), que foi a sustentação da nossa família, nestes mais de quatro anos, passando por muitas dificuldades, angústias e incertezas, mas que nunca descreditou no real propósito deste sonho. Obrigado por tudo.

Aos meus orientadores Simone Sievert e Paulo Kubota, por acreditarem no potencial desta pesquisa, pela amizade em todos estes anos, pelas discussões propostas, "puxões de orelha" e engrandecimento desta pesquisa. Serei eternamente grato à vocês por tudo que passamos nestes mais de quatro anos.

À Dra. Michaela I. Hegglin pelo período na Universidade de Reading (UK) e pelo apoio incondicional para a confecção de parte desta pesquisa.

Aos meus irmãos, Marilene, Abrahão, Fernanda, Gláucia e todos os meus familiares, por sempre acreditarem e confiarem no meu potencial.

Aos amigos de longa data, que me acolheram na chegada, momento mais difícil em Cachoeira Paulita, Mauro, Mabel, Vinícius, Valesca, Helena, Natália, Bruna, Leonardo. Aos catedráticos, Fábio, Aline e Douglas pelos valiosos momentos de descontração e dicas sobre a "tempestade" que seria o doutoramento.

Em especial, aos meus grandes amigos destes anos de INPE, Luciano e Ivette, que tem grande contribuição no desenvolvimento desta tese, sofrendo junto desde a qualificação, passando por proposta e pelas madrugadas "viradas" no CPTEC, discutindo metodologias, histórias de vida e desenrolando meus códigos/scripts "malucos".

Aos amigos conquistados no alojamento, mais conhecidos como *Retards*, Tamires, Rafael Vernini, Raphael Moura, Regiane e Stefane.

Aos colegas Rute, Milena, Bianca, Ana Caroline, Álvaro, Carol, William, Fernanda, Bruno Zanetti, Thiago Biscaro, Juliana Freire, Vivian, Diogo, Liviany, Dayana,

Bruno Guimarães, Layrson pelos bons momentos em Cachoeira Paulista.

Aos docentes do curso de Meteorologia da UFPEL pelos ensinamentos, incentivo, amizade e reciprocidade.

Aos colegas professores do período de ciências atmosféricas da UNIFEI, Aos alunos que mesmo sem querer ajudaram no meu amadurecimento para desenvolver o conhecimento em pesquisas.

Aos docentes e as secretárias que passaram pelo Programa de Pós-Graduação em Meteorologia (PGMET), além dos Pesquisadores do CPTEC/INPE do do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pelo conhecimento repassado e as elucidacões que contribuíram pra essa pesquisa.

Aos colegas de trabalho da empresa WorldSE, pela oportunidade e pelos momentos de descontração na reta final desta pesquisa.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) processo n°88882.330668/2019-01 e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico (CNPq) processo n°142118/2019-2, pelas bolsas de estudo concedidas.

RESUMO

Os estudos sobre o impacto que os gases traço possuem sobre a atmosfera são amplamente abordados em avaliações sazonais e climáticas. Entretanto, o impacto que as variações de gases como o ozônio, principalmente quando na estratosfera, tem sobre os sistemas meteorológicos em escala de tempo, ainda são pouco exploradas. Com base nessa premissa, a pesquisa teve como objetivo analisar a influência da variabilidade do ozônio estratosférico no comportamento dos processos dinâmicos e radiativos que afetam a formação dos sistemas de bloqueios atmosféricos no Hemisfério Sul (HS). A pesquisa foi dividida em dois grandes grupos de estudo (observacional e experimental), onde o observacional é dividido em mais duas etapas: avaliação dos conteúdos nas reanálises e relação ozônio e bloqueios. Na primeira etapa do estudo observacional, a fim de verificar qual reanálise representava os conteúdos de ozônio mais realísticos, utilizou-se sete reanálises globais, sendo elas as Copernicus Atmosphere Monitoring Service (CAMS), Climate Forecast System Reanalysis (CFSR), ECMWF Re-Analysis Interim (ERA-I), ECMWF Re-Analysis 5 (ERA-5), Japanese 55-year Reanalysis (JRA-55), Monitoring Atmospheric Composition and Climate (MACC) e Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications (MERRA-2) e mais dois sensores de referência (*merge*) para o perfil de ozônio a European Space Agency's Climate Change Initiative (ESA-CCI) e SPARC Data Initiative (SDI) e um *merge* para a Coluna Total de Ozônio (CTO) o Multi-Sensor Reanalysis II (MSR-II). O estudo observacional buscou a partir de dados de sensores à bordo de satélites e reanálises, caracterizar os padrões espaciais e temporais do ozônio estratosférico no HS, e sua relação com sistemas de bloqueios atmosféricos. A partir de 10 anos de observações (2003-2012) foram avaliados os resultados sob análises estatísticas (médias, desvios padrão, e correlações) que mostraram que a reanálise ERA-5 apresentou os mais consistentes resultados dos conteúdos de ozônio. Já a segunda etapa observacional, utilizou avaliações diagnósticas a partir dos dados da reanálise de melhor desempenho da primeira etapa observacional, a ERA-5. Para encontrar os eventos de bloqueio no Hemisfério Sul, foi utilizado um índice meridional baseado nas diferenças de altura geopotencial entre os anos de 2000-2015 nos meses de Junho-Julho-Agosto. Com isso, foram identificados dezenove eventos de bloqueio do tipo diplo na região do Pacífico Sudeste (120°W-80°W e 35°S-65°S). Essa etapa da pesquisa teve como objetivo identificar os padrões atmosféricos associados com trocas na Troposfera Superior e Estratosfera Inferior e a relação entre o ozônio estratosférico e o bloqueio atmosférico. Para descrever os processos que ocorrem no acoplamento estratosfera-troposfera, foram avaliados o fluxo de massa e as taxas de aquecimento e resfriamento radiativo em níveis elevados da atmosfera. Observou-se que a intrusão de uma estratosférica é caracterizada por anomalias de vorticidade potencial e uma alta concentração de ozônio estratosférico na coluna atmosférica, associado aos *Cut-off Lows* (COLs). Já nas regiões de altas pressões, os conteúdos de ozônio são associados com as quebras anticiclônicas das ondas de Rossby e a amplificação de cristas geradoras das altas pressões de bloqueio. Análises de significância estatística mostraram que as anomalias dos conteúdos de ozônio em

altos níveis, ao serem defasados com relação ao primeiro modo de variabilidade da altura geopotencial, mostram que há um a perturbação primeiro no campo de ozônio que favorece a formação dos bloqueios no PSE. Já no estudo experimental, foram selecionados quatro eventos dos quais fazem parte dos dezenove encontrados no PSE na segunda etapa do estudo observacional. Utilizando o modelo global do Centro de previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), o Brazilian Global Atmospheric Model (BAM), foram simulados os quatro eventos de bloqueio, visando a avaliação da sensibilidade do modelo em reproduzir as trocas entre a baixa estratosfera e a alta troposfera, as taxas de aquecimento devido as perturbações no campo de ozônio estratosférico. Estas perturbações foram em torno dos desvios padrões dos eventos curtos e longos no PSE. os resultados mostram boa consistência nas análises físicas e nas significâncias estatísticas no que tange o impacto das variações do ozônio na formação dos bloqueios atmosféricos no PSE.

Palavras-chave: Trocas Estratosfera-Troposfera. Tropopausa. Anticiclone. Ondas de Rossby. Cut-off Low. Vórtice Polar.

INFLUENCE OF STRATOSPHERIC OZONE ON DYNAMIC AND RADIATIVE EFFECTS RELATED TO THE FORMATION OF ATMOSPHERIC BLOCKINGS IN THE SOUTHERN HEMISPHERE

ABSTRACT

Studies on the impact that trace gases have on the atmosphere are widely covered in seasonal and climatic assessments. However, the impact that variations in gases such as ozone, especially when in the stratosphere, have on meteorological systems on the time scale, are still little explored. Based on this premise, the research aimed to analyze the influence of stratospheric ozone variability on the behavior of dynamic and radiative processes that affect the formation of atmospheric blocking systems in the Southern Hemisphere (HS). The research was divided into two large study groups (observational and experimental), where observational is divided into two more stages: content evaluation in reanalysis and the ozone and atmospheric blockings relationship. In the first stage of the observational study, to verify which reanalysis represented the most realistic ozone contents, seven global reanalyses were used, namely the Copernicus Atmosphere Monitoring Service (CAMS), Climate Forecast System Reanalysis (CFSR), ECMWF Reanalysis. Interim Analysis (ERA-I), ECMWF Re-Analysis 5 (ERA-5), Japanese 55-year Reanalysis (JRA-55), Monitoring Atmospheric Composition and Climate (MACC) and Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications (MERRA -2), and two more reference sensors (merge) for the ozone profile of the European Space Agency's Climate Change Initiative (ESA-CCI) and SPARC Data Initiative (SDI) and a merge for the Column Total Ozone (CTO) o Multi-Sensor Reanalysis II (MSR-II). The observational study sought, from sensor data aboard satellites and reanalysis, to characterize the spatial and temporal patterns of stratospheric ozone in the HS, and its relationship with atmospheric blocking systems. From 10 years of observations (2003-2012), the results were evaluated under statistical analyzes (means, standard deviations, and correlations) which showed that the ERA-5 reanalysis presented the most consistent results of ozone contents. The second observational stage, on the other hand, used diagnostic assessments based on data from the best performance reanalysis of the first observational stage, ERA-5. To find the blocking events in the Southern Hemisphere, a southern index based on the differences in geopotential height between the years 2000-2015 in the months of June-July-August was used. Thus, nineteen Dipole-type blocking events were identified in the Southeast Pacific region (120°W-80°W and 35°S-65°S). This stage of the research aimed to identify the atmospheric patterns associated with exchanges in the Upper Troposphere and Lower Stratosphere and the relationship between stratospheric ozone and atmospheric blockings. To describe the processes that occur in the stratosphere-troposphere coupling, the mass flux and the rates of radiative heating and cooling at high levels of the atmosphere were evaluated. It was observed that a stratospheric intrusion is characterized by potential vorticity anomalies and a high concentration of stratospheric ozone in the atmospheric column, associated with Cut-off Lows (COLs). On the other hand, in regions of high pressure, the ozone contents are associated with anticyclonic breaks in Rossby waves and the amplification of ridges generating the high blocking pressures. Analyzes of statistical significance showed

that the anomalies of ozone contents at high levels, when lagged concerning the first mode of geopotential height variability, show that there is a first disturbance in the ozone field that favors the formation of atmospheric blockings in the PSE. In the experimental study, four events were selected, which are part of the nineteen found in the PSE in the second stage of the observational study. Using the global model of the Center for Weather Forecasting and Climate Studies (CPTEC), the Brazilian Global Atmospheric Model (BAM), the four blocking events were simulated, aiming to assess the sensitivity of the model in reproducing the exchanges between the lower stratosphere and the upper troposphere, heating rates due to disturbances in the stratospheric ozone field. These perturbations were around the standard deviations of short and long events in the PSE. the results show good consistency in the physical analyzes and statistical significance regarding the impact of ozone variations in the formation of atmospheric blockings in the PSE.

Keywords: Exchanges Stratosphere-Troposphere. Tropopause. Anticyclone. Cut-off Low. Polar Vortex.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 Estrutura organizacional do desenvolvimento da tese.	7
2.1 Representação esquemática da estrutura da Ex-UTLS.	18
2.2 Climatologia do vento zonal e a marcação da posição do Vórtice Polar para Janeiro e Julho em Ambos os hemisférios.	20
2.3 Componentes transversais do vento ageostrófico e padrões de divergência associados às regiões de entrada e saída de uma corrente de jato.	21
2.4 Representação esquemática da influência da convecção tropical na geração de onda ZW3 nos extratropicos SH.	31
2.5 Representação esquemática da relação entre o transporte de ozônio e a mudança de temperatura durante as fases leste (esquerda) e oeste (direita) da QBO.	33
3.1 Distribuição zonal mensal da Coluna Total de Ozônio entre 2003-2012.	54
3.2 Distribuição zonal interanual da Coluna Total de Ozônio entre 2003-2012.	55
3.3 Seção vertical do perfil global de ozônio na estratosfera.	58
3.4 Média anual do perfil de ozônio por faixas de latitude.	60
3.5 Variabilidade interanual do ozônio em 100 e 10 hPa em diferentes faixas de latitude.	62
3.6 Anomalias dessazonalizadas da região 70°S-50°S e do perfil de ozônio em 100 hPa.	65
3.7 Anomalias dessazonalizadas da região 50°S-30°S e do perfil de ozônio em 10 hPa.	66
3.8 Média mensal do conteúdo de ozônio da faixa entre 30°S-0° entre as reanálises.	69
3.9 Média mensal do conteúdo de ozônio da faixa entre 90°S-70°S entre as reanálises.	70
3.10 Média anual do RMSE para o período de 2003-2012 para o HS.	72
3.11 Distribuição anual do Diagrama de Taylor por faixas latitudinais para o período de 2003-2012 para o HS.	75
4.1 Domínio da área de estudo na região do Pacífico Sudeste (PSE).	84
4.2 Eventos de bloqueio na região do Pacífico Sudeste.	93
4.3 Média total dos bloqueios (dipolo) na região do Pacífico Sudeste.	96
4.4 Efeito radiativo-termodinâmico médio da UTLS no Pacífico Sudeste.	98
4.5 Efeitos da dinâmica na UTLS na região do Pacífico Sudeste.	101

4.6	Composto médio do vetor Q para o fluxo de massa vertical na UTLS.	103
4.7	Velocidade do vento na estratosfera em níveis isentrópicos.	105
4.8	Média da seção vertical de ozônio na região do PSE.	109
4.9	Média da seção vertical da umidade relativa na região do PSE.	111
4.10	Média da seção vertical da vorticidade relativa, fluxo de massa e estabilidade estática na região do PSE.	113
4.11	Média da seção vertical da taxa de aquecimento na região do PSE.	115
4.12	Vorticidade potencial, estabilidade estática na UTLS para os três dias antes dos eventos de bloqueio no PSE.	118
4.13	Acoplamento entre ozônio, umidade e taxa de aquecimento na UTLS 3 dias antes dos eventos de bloqueio.	121
4.14	Impacto da anomalia da forçante devido ao perfil de ozônio e o acoplamento com as taxas de aquecimento devido à onda longa.	122
4.15	Anomalia padronizada na região da tropopausa dinâmica para os eventos no PSE.	125
4.16	Componentes principais dos eventos de bloqueio entre 2000-2015.	128
4.17	Correlação cruzada entre a EOF1 da altura geopotencial vs. anomalia de ozônio em 200hPa.	130
4.18	Anomalia zonal da altura geopotencial em 500hPa dos eventos de bloqueio dipolo no PSE.	132
4.19	Histograma da distribuição dos eventos de bloqueio no PSE.	133
4.20	Média dos eventos de bloqueio de curta e longa duração no PSE.	140
4.21	Efeitos dinâmicos da UTLS para os eventos de curta e longa duração no PSE.	143
4.22	Efeitos radiativos-termodinâmicos da UTLS para os eventos de curta e longa duração no PSE.	144
4.23	Acoplamento na UTLS devido a taxa de aquecimento radiativo para casos curtos e longos.	147
4.24	Acoplamento bidirecional na UTLS devido à umidade e estabilidade para casos curtos e longos.	149
4.25	Velocidade do vento ao longo do vórtice polar estratosférico para os eventos de curta e longa duração no PSE.	151
4.26	Representação de um modelo conceitual das trocas de ar na UTLS e o impacto na formação dos bloqueios no PSE.	153
5.1	Média do CTRL e o composto médio dos cinco membros para os quatro eventos no PSE.	165
5.2	Média da diferença entre o CTRL e a média do ensemble (membros) de cada evento para o campo da altura geopotencial no PSE.	168

5.3	Média da diferença entre os experimentos CTRL e os cinco membros de cada evento para os campos dinâmicos na UTLS.	169
5.4	Média da seção vertical da taxa de aquecimento do CTRL e o composto médio dos cinco membros para os quatro eventos no PSE.	172
5.5	Média da diferença entre os experimentos CTRL e os cinco membros de cada evento para a taxa de aquecimento radiativo para os quatro eventos no PSE.	174
5.6	Diferença entre cada membro e o CTRL para o evento Curto Médio de junho de 2008.	176
5.7	Corte vertical da diferença de da taxa de aquecimento radiativo devido a onda curta entre cada membro e o CTRL para o evento Curto Médio de junho de 2008.	177
5.8	Corte vertical da diferença de da taxa de aquecimento radiativo devido a onda longa entre cada membro e o CTRL para o evento Curto Médio de junho de 2008.	178
5.9	Diferença entre cada membro e o CTRL para o evento Curto Médio de junho de 2009.	179
5.10	Corte vertical da diferença de da taxa de aquecimento radiativo devido a onda curta entre cada membro e o CTRL para o evento Longo Médio de junho de 2009.	180
5.11	Corte vertical da diferença de da taxa de aquecimento radiativo devido a onda longa entre cada membro e o CTRL para o evento Longo Médio de junho de 2009.	181
A.1	Variabilidade interanual do ozônio em 5 hPa e 50 hPa em diferentes faixas de latitude.	235
A.2	Média mensal do conteúdo de ozônio da faixa entre 70°S-50°S entre as reanálises.	236
A.3	Média mensal do conteúdo de ozônio da faixa entre 50°S-30°S entre as reanálises.	237
A.4	Média sazonal do RMSE para o período de 2003-2012 para o HS.	238
A.5	Distribuição sazonal (DJF) do Diagrama de Taylor por faixas latitudinais para o período de 2003-2012 para o HS.	239
A.6	Distribuição sazonal (MAM) do Diagrama de Taylor por faixas latitudinais para o período de 2003-2012 para o HS.	240
A.7	Distribuição sazonal (JJA) do Diagrama de Taylor por faixas latitudinais para o período de 2003-2012 para o HS.	241
A.8	Distribuição sazonal (SON) do Diagrama de Taylor por faixas latitudinais para o período de 2003-2012 para o HS.	242

B.1	Vetor Q, velocidade potencial e corrente de jato na UTLS três dias antes dos eventos de bloqueio.	243
B.2	Projeção das componentes principais para o campo de altura geopotencial entre 1979-2015.	244
B.3	Correlação cruzada entre a primeira componente da altura geopotencial vs. a anomalia de CTO.	245
B.4	Anomalia zonal da altura geopotencial em 500hPa dos eventos de bloqueio dipolo no PSE.	246
D.1	Quantidade perturbada de ozônio por membro em cada experimento: Evento 2002.	249
D.2	Quantidade perturbada de ozônio por membro em cada experimento: Evento 2008.	250
D.3	Quantidade perturbada de ozônio por membro em cada experimento: Evento 2009.	251
D.4	Quantidade perturbada de ozônio por membro em cada experimento: Evento 2012.	252
D.5	Média do efeito dinâmico da UTLS para os membros de cada evento de bloqueio no PSE.	253
D.6	Média dos membros da velocidade do vento em níveis isentrópicos para cada evento de bloqueio no PSE.	254
D.7	Média da diferença entre os experimentos CTRL e os cinco membros de cada evento para a taxa de aquecimento radiativo para os quatro eventos no PSE.	255
D.8	Média da vorticidade relativa para experimentos CTRL e a média dos cinco membros de cada evento no PSE.	256
A.1	Média mensal do vento zonal a partir sondagens em Cingapura de Janeiro de 1980 a Setembro de 2021.	257

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Algumas das principais características do tratamento do ozônio nas reanálises.	46
4.1 Eventos de bloqueio (tipo dipolo) ocorridos no Pacífico Sudeste (120°W-80°W e 35°S-65°S) para o trimestre JJA entre 2000-2015.	90
4.2 Tabelas dos eventos curtos e longos, registrados no trimestre JJA entre 2000-2015 na região do Pacífico Sudeste (120W-80W). A parte superior da tabela representa os casos do de curta duração ($5 \leq x \leq 8$ dias), já a parte inferior da tabela representa casos de longa duração ($x \geq 10$ dias). .	135
5.1 Informações dos eventos de bloqueio simulados no BAM, em que CI, CM, LM e LI, representam respectivamente os eventos Curto Intenso, Curto Médio, Longo Médio e Longo Intenso.	160
5.2 Configurações do Brazilian Global Atmospheric Model (BAM) para a excussão dos experimentos. Os eventos são classificados quanto à intensidade e duração. Eventos Curto Intenso(CI), Curto Médio (CM), Longo Médio (LM), Longo Intenso (LI).	161
C.1 Descrição das fases dos modos de variabilidade para os eventos de bloqueio no PSE entre 2000-2015. As fases de cada modo são representadas pelos valores em vermelho (positiva), em azul (negativa) e em preto (neutralidade).	247

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

4D-Var	–	Four-dimensional Variational Data Assimilation technique
ACP	–	Análise de Componentes Principais
AAO	–	Antartic Oscillation
AIRS	–	Atmospheric Infra-Red Sounder
BAM	–	Brazilian Global Atmospheric Model
BOTH2000	–	Ambos os conteúdos modificados
CBD	–	Circulação Brewer-Dobson
CC	–	Coeficiente de Correlação
CCI	–	Climate Change Initiative
CFC	–	Cloro Flúor Carbono
CFSR	–	Climate Forecast System Reanalysis
CHEM2D-OPP	–	Chemical 2D Ozone Photochemistry Parameterization
CI	–	Curto Intenso
CM	–	Curto InMédio
CrIS	–	Cross-track Infrared Sounder
COL	–	Cut-Off Low
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CTRL	–	Experimento Controle
CTO	–	Coluna Total de Ozônio
DJF	–	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
dp	–	Desvio Padrão
ECMWF	–	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENOS	–	El Nino de Oscilação Sul
ENSO	–	El Nino - Southern Oscillation
EOF	–	Empirical Orthogonal Function
EP	–	Energia Potencial
ESA	–	European Space Agency
ESA-CCI	–	European Space Agency-Climate Change Initiative
ERA-40	–	ECMWF Re-Analysis 40
ERA-I	–	ECMWF Re-Analysis Interim
ERA-5	–	ECMWF Re-Analysis 5
Ex-UTLS	–	Extratropical - Upper Troposphere and Lower Stratosphere
CAMS	–	Copernicus Atmosphere Monitoring Service
GEE	–	Gases de Efeito Estufa
GEMS	–	Global and regional Earth-system Monitoring using Satellite and in-situ data
GHGN	–	Geopotential Height Gradient North
GHGS	–	Geopotential Height Gradient South
GNSS-RO	–	Global Navigation Satellite System - Radio Occultation
GOME	–	Global Ozone Monitoring Experiment
HGT500	–	Altura Geopotencial em 500 hPa
HIRS	–	High-resolution Infra-Red Sounder
HN	–	Hemisfério Norte
HS	–	Hemisfério Sul

IASI	– Infrared Atmospheric Sounding Interferometer
IFS	– Integrated Forecast System
IFS-C	– Integrated Forecast System to Composition
IPCC	– Intergovernmental Panel on Climate Change
IR	– Infrared
JAXA	– Japan Aerospace Exploration Agency
JJA	– Junho-Julho-Agosto
JMA	– Japan Meteorological Agency
JRA-25	– Japanese 25-year Reanalysis
JRA-55	– Japanese 55-year Reanalysis
JST	– Jato Subtropical
JP	– Jato Polar
LI	– Longo Intenso
LM	– Longo Médio
LS	– Lowermost Stratosphere
LW	– Longwave
MACC	– Monitoring Atmospheric Composition and Climate
MAM	– Março-Abril-Maio
MCGA	– Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MERRA-2	– Modern Era Retrospective Analysis for Research and Applications
MIM	– Multi-Instrument Mean
MIPAS	– Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding
MLS	– Microwave LimbSounder
MOZART	– Model for OZone And RelatedChemical Tracers
MRI-CCM1	– Meteorological Research Institute - Chemistry Climate Model 1
MSR	– Multi Sensor Reanalysis II
MTC	– Modelo de Transporte Químico
N	– Frequência Brunt–Visälä
NASA	– National Aeronautics and Space Administration
NCEP	– National Centers for Environmental Prediction
NEP	– Nuvens Estratosféricas Polares
NOAA	– National Oceanic and Atmospheric Administration
OMI	– Ozone Monitoring Instrument
OQB	– Oscilação Quasi-Bienal
OZONE2000	– Níveis de ozônio dos anos 2000
OMH	– Ozone Mini-Hole
ODP	– Ozone Depleting Substances
PNT	– Previsão Numérica de Tempo
PSE	– Pacífico Sudeste
PVU	– Potencial Vorticity Unit
QBO	– Quasi-Biennial Oscillation
R1	– Reanalysis 1
R2	– Reanalysis 2
REF1960	– Referencial de ozônio dos anos 1960
RIP	– Reanalysis Intercomparison Project

RMO	– Razão de Mistura de Ozônio
RMSE	– Root Mean Square Error
RWB	– Rosbby Wave Breaking
RUV	– Radiação Ultravioleta
SBUV	– Solar Backscatter Ultraviolet
SAM	– Southern Annular Mode
SCIAMACHY	– SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric CartograpHY
SD	– Stantard Deviation
SDI	– Stratosphere-troposphere Processes and their Role in Climate Data Initiative
SON	– Setembro-Outubro-Novembro
SPARC	– Stratosphere-troposphere Processes and their Role in Climate
SS	– Static Stability
STE	– Stratosphere-Troposphere Exchange
STT	– Stratosphere-Troposphere Transport
SW	– Shortwave
TET	– Trocas Estratosfera-Troposfera
TM5	– Transport Model 5
TOMS	– Total Ozone Mapping Spectrometer
TQ0299L64	– Truncamento 299 ondas e 64 Níveis
TR	– Transferência Radiativa
TSM	– Temperatura da Superfície do Mar
TST	– Troposphere-Stratosphere Transport
TTL	– Tropical Tropopause Layer
UD	– Unidade Dobson
UTLS	– Upper Troposphere and Lower Stratosphere
UV-B	– Radiação Ultravioleta - B
UV/VIS	– Ultraviolet/Visible
VPA	– Vórtice Polar Antártico
VPE	– Vorticidade Potencial de Ertel
VPTr	– Vórtice Polar Troposférico
VPEst	– Vórtice Polar Estratosférico
WRCP	– World Climate Research Program
ZW3	– Zonal Wave number 3

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Motivação	3
1.2 Justificativa	4
1.3 Objetivos	5
1.4 Estrutura do documento	6
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	9
2.1 O ozônio estratosférico na atmosfera	9
2.1.1 Dinâmica da distribuição do ozônio na estratosfera do Hemisfério Sul	10
2.1.2 Efeitos da forçante radiativa do ozônio nos processos de feedback	12
2.2 As trocas entre a baixa estratosfera e alta troposfera	14
2.2.1 Aspectos da estrutura, transporte e trocas na alta troposfera e baixa estratosfera extratropical	15
2.3 Processos dinâmicos e radiativos na Ex-UTLS	18
2.3.1 Vórtice Polar Antártico e a corrente de jato	19
2.3.2 Tropopausa dinâmica, estabilidade estática e fluxo de massa	21
2.3.3 A Circulação Brewer-Dobson	26
2.4 Bloqueios atmosféricos no Hemisfério Sul	27
2.5 Relação entre os bloqueios, quebra de ondas de Rossby e transporte de ozônio no Hemisfério Sul	28
2.6 Modos de variabilidade e os conteúdos de ozônio	31
2.7 Impacto do ozônio estratosférico na previsão de tempo	34
2.8 Simulações numéricas e resposta da circulação atmosférica às mudanças do ozônio estratosférico	35
2.9 Brazilian Global Atmospheric Model (BAM)	37
3 AVALIAÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DO PERFIL DE OZÔNIO ESTRATOSFÉRICO: COMPARAÇÃO ENTRE MÚLTIPLAS REANÁLISES	39
3.1 Introdução	39
3.2 Dados e metodologia	41
3.2.1 Dados	41
3.2.2 Tratamento do ozônio nas reanálises	41

3.2.3	Dados de ozônio em sensores à bordo de satélites - Merged	47
3.2.3.1	ESA-CCI	47
3.2.3.2	SDI-MIM	48
3.2.4	Metodologia	49
3.3	Avaliação da distribuição coluna total de ozônio	52
3.4	Análise do perfil vertical de ozônio estratosférico	56
3.5	Comportamento da variabilidade sazonal e interanual de ozônio	61
3.6	Estimativa das incertezas do campo de ozônio nas reanálises	70
3.7	Conclusões preliminares	76
4	RELAÇÃO FÍSICA E ESTATÍSTICA ENTRE OZÔNIO ESTRATOSFÉRICO E BLOQUEIOS ATMOSFÉRICOS NO HEMISFÉRIO SUL	79
4.1	Introdução	79
4.2	Dados e metodologia	81
4.2.1	Dados da reanálise ERA5	81
4.2.2	Metodologia	82
4.2.2.1	Identificação dos bloqueios no Hemisfério Sul	82
4.2.2.2	Avaliação estatística dos compostos nos eventos de bloqueio	84
4.2.2.3	Avaliação física dos compostos nos eventos de bloqueio	87
4.3	Critérios de seleção dos eventos de bloqueio no Hemisfério Sul	89
4.4	Análise dos processos físicos e dinâmicos compostos médios para os eventos de bloqueio no Pacífico Sudeste	94
4.4.1	Processos dinâmicos e radiativos na UTLS dos bloqueio no PSE	96
4.4.2	Processos dinâmicos e radiativos envolvidos no acoplamento estratosfera-troposfera	103
4.4.3	Comportamento do padrão dinâmico-radiativo na UTLS preliminar à formação do bloqueio para os compostos médios	116
4.5	Análise estatística dos compostos médios para os eventos de bloqueio no Pacífico Sudeste	126
4.6	Eventos curtos e longos de bloqueios no Pacífico Sudeste	132
4.7	Conclusões preliminares	154
5	ESTUDO NUMÉRICO DOS EFEITOS DINÂMICOS E RADIATIVOS DO OZÔNIO ESTRATOSFÉRICO NOS BLOQUEIOS ATMOSFÉRICOS	157
5.1	Introdução	157
5.2	Dados e metodologia	159

5.2.1	Dados	159
5.2.2	Metodologia	159
5.2.2.1	Desenho experimental do estudo numérico	159
5.2.2.2	Avaliação estatística dos conjuntos	162
5.2.2.3	Avaliação do feedback direto e indireto	163
5.3	Avaliação dos conjuntos médios e o impacto da variação do ozônio nos bloqueios atmosféricos	164
5.4	Avaliação dos feedback das simulações dos eventos no PSE	173
5.5	Conclusões preliminares	182
6	CONCLUSÃO FINAL	183
6.1	Sugestões para trabalhos futuros	186
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	189
	APÊNDICE A - AVALIAÇÃO SAZONAL DOS CONTEÚDOS DE OZÔNIO NO HEMISFÉRIO SUL.	235
	APÊNDICE B - Padrão da variabilidade espaço-temporal para JJA	243
	APÊNDICE C - Padrão dos modos de variabilidade para os eventos de bloqueio no PSE.	247
	APÊNDICE D - COMPOSTOS MÉDIOS ENTRE OS EXPERI- MENTOS MEMBROS PARA OS BLOQUEIOS NO PSE	249
	ANEXO A - ÍNDICES DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA	257
A.1	Figuras	257

1 INTRODUÇÃO

O gás ozônio (O_3), mesmo estando em pequenas quantidades, é de extrema relevância para a manutenção da vida dos seres na Terra, além da influência expressiva no balanço de energia do planeta. Devido aos processos fotoquímicos envolvidos em sua formação, o ozônio tem sua máxima concentração na estratosfera (onde a temperatura tende a aumentar com a altitude devido as reações fotoquímicas que liberam calor em forma de energia no processo de formação do ozônio) mostrado por [Manabe e Strickler \(1964\)](#), aproximadamente entre 20 e 25 km de altura ([FIOLETOV, 2008](#)). No entanto, a concentração e a distribuição vertical do ozônio variam com a latitude e estação do ano [Solomon \(1999\)](#) e são influenciadas pela dinâmica da estratosfera ([GETTELMAN et al., 2011](#)).

Segundo [Brewer \(1949\)](#), mesmo a região tropical produzindo maior quantidade de ozônio em função da constante incidência de radiação solar, as maiores quantidades da coluna de ozônio estão nas regiões de latitudes médias ([ROSCOE, 2006](#)). A Circulação Brewer-Dobson, caracterizada por ser um escoamento meridional na estratosfera, é responsável pelo transporte de ar estratosférico, que através de um fluxo vertical, o ar da baixa estratosfera ao atingir a alta estratosfera é transportado na direção das regiões polares. Na região de latitudes médias, as mínimas concentrações de O_3 ocorrem nos meses do outono devido a maior homogeneidade da incidência de radiação no Hemisfério Sul. As máximas concentrações da coluna de ozônio ocorrem climatologicamente durante a primavera, em decorrência da presença do Vórtice Polar Antártico que agindo como uma barreira dinâmica, impede o ciclo completo da Circulação Brewer-Dobson ([MOHANAKUMAR, 2008](#)).

Na região inferior da estratosfera (logo acima da tropopausa - chamada baixa estratosfera), as moléculas de ozônio tem um tempo de vida mais longo com relação a alta estratosfera [Danielsen \(1968\)](#), assim essa região pode ser utilizada como um traçador dinâmico para escoamentos de massas de ar.

O escoamento em superfícies isentrópicas possibilita a análise da intrusão de massas de ar da região estratosférica para a região troposférica, assim ocorrendo as chamadas de Trocas Estratosfera-Troposfera (TET), que podem auxiliar na formação dos bloqueios atmosféricos ([SEMANE, 2008](#); [HEGGLIN et al., 2010](#); [GETTELMAN et al., 2011](#)).

No Hemisfério Sul, o resfriamento (aquecimento) radiativo causado pela depleção (recuperação) do ozônio estratosférico produz um maior (menor) gradiente de tem-

peratura meridional, na alta troposfera das latitudes médias [Xie et al. \(2009\)](#), seguido por maior cisalhamento vertical do vento zonal e por maiores (menores) gradientes verticais de frequência de flutuação (relacionado com a condição de propagação de ondas na vertical (tanto as ondas de gravidade-inerciais como as ondas de Rossby) ([THOMPSON et al., 2005](#)). Portanto, nestes casos, há mais (menos) ondas transitórias que se propagam para a estratosfera. O aquecimento (resfriamento) dinâmico, causado pela diminuição (aumento) do ozônio estratosférico compensa parcialmente seu resfriamento (aquecimento) radiativo.

[Polvani et al. \(2011\)](#), investigaram a contribuição da importância da depleção do ozônio estratosférico na circulação da troposfera na segunda metade do século XX utilizando um modelo atmosférico/oceânico climático. Os resultados obtidos indicam que os impactos da destruição do ozônio são cerca de 2 a 3 vezes maiores, do que aqueles associados com aumento de gases de efeito estufa na circulação da troposfera no Hemisfério Sul. De acordo com [Hu et al. \(2015\)](#), utilizando simulações com modelos climáticos para cenários passados e futuros, mostrou-se que no período de depleção do ozônio, há quebra da onda de Rossby (vórtice polar), ou seja, a diminuição significativa dos ventos de oeste na estratosfera polar, alterando o padrão de acoplamento estratosfera-troposfera. A possível depleção e a recuperação dos conteúdos de ozônio estratosférico, se conecta com a sua influência exercida sobre os sistemas de bloqueio troposférico no Hemisfério Sul. Essa relação significa que, o esgotamento do ozônio leva a um aumento da frequência de bloqueio no Atlântico Sul ([DENNISON et al., 2016](#)).

Os efeitos radiativo e dinâmico causados por mudanças na distribuição vertical do ozônio são exemplificados no buraco do ozônio estratosférico no Hemisfério Sul. Vários estudos se concentraram em avaliar o efeito do buraco de ozônio nas temperaturas estratosféricas, na circulação atmosférica [McLandress et al. \(2012\)](#), fração de nebulosidade [Grise et al. \(2013\)](#), frequência de ocorrência de ciclones SH [Grise et al. \(2014\)](#), regimes de precipitação [Gonzalez et al. \(2014\)](#), [Wu e Polvani \(2017\)](#), na propagação das ondas planetárias [Hu et al. \(2015\)](#), climatologia e intensidade da corrente de jato [Kidston et al. \(2015\)](#), [Manney et al. \(2014\)](#) e nos bloqueios atmosféricos ([DENNISON et al., 2016](#)). Além de impactar diretamente na circulação, atualmente muitos estudos mostram a importância do ozônio no que tange as teleconexões, como por exemplo, a Oscilação Antártica [Fogt e Marshall \(2020\)](#), El Niño de Oscilação Sul [Zhang et al. \(2015\)](#), Oscilação Quase-Bienal [Madhu e Sudo \(2019\)](#), Oscilação Decadal do Pacífico [Gamelin et al. \(2020\)](#) e Oscilação de Madden-Julian ([YANG et al., 2020](#)).

Além dos preditores troposféricos causadores de bloqueios atmosféricos já estudados anteriormente por diversos autores [Marques \(1996\)](#), [Berrisford et al. \(2007\)](#), [Cavalcanti \(2000\)](#), existe uma necessidade na comunidade científica de um melhor entendimento dos preditores estratosféricos acoplados aos troposféricos que podem contribuir na formação dos bloqueios [Huang et al. \(2017\)](#), relacionando os aspectos dinâmicos e termodinâmicos para a formação destes sistemas meteorológicos.

1.1 Motivação

A motivação desta pesquisa, é instigada pelo desejo de compreensão dos efeitos das mudanças dos conteúdos de ozônio estratosféricos nos processos que envolvem a formação dos sistemas de bloqueio no Hemisfério Sul.

É amplamente sabido que uma das funções da camada de ozônio é absorver (atenuar) a radiação ultravioleta (UV-B) nociva emitida pelo Sol, mas que também desempenha um papel fundamental no tempo e no clima através do impacto no balanço de energia ([SOLOMON, 1999](#)). A importância de se compreender os efeitos que o ozônio estratosférico tem sobre o tempo e o clima, existe por uma série de razões. Uma destas razões, se concentra em melhorar a compreensão do padrão da dinâmica na atmosfera influenciada pelo O_3 , bem como melhorar a capacidade de previsão nos modelos de previsão numérica de tempo e clima, além de também separar esses efeitos da mudança climática causada por este gás de efeito estufa, ozônio. Atualmente, os conteúdos de O_3 transitam por um período de diminuição substancial no último século [Karl et al. \(2006\)](#), para uma recuperação da coluna de ozônio [Chipperfield et al. \(2017\)](#), [Kuttippurath e Nair \(2017\)](#), [Kuttippurath et al. \(2018\)](#), [Pazmiño et al. \(2018\)](#), expectativa dos próximos anos, de acordo com o Protocolo de Montreal ([HEGGLIN; TEGTMEIER, 2017](#)).

As variações dos conteúdos de ozônio observadas ao longo dos anos na região Antártica, favoreceram a detecção de uma grande área em extensão, conhecida como “Buraco de Ozônio Antártico”, que motiva vários estudos. Adicionalmente, estas variações têm despertado na comunidade científica o interesse da sua compreensão e relação com a dinâmica da atmosfera ([HEGGLIN; TEGTMEIER, 2017](#)). A importância das variações do ozônio estratosférico, é amplamente instigada com relação aos impactos no clima, porém pouco abordado com relação as transições sazonais e aos *feedback* proporcionados aos sistemas meteorológicos em altos níveis, à resposta do balanço de energia, que por sua vez, influenciam na nebulosidade, precipitação, temperatura entre outras variáveis.

Alguns estudos têm abordado a contribuição para a formação, manutenção e dissipação dos bloqueios no Hemisfério Sul avaliando principalmente na baixa troposfera, onde fatores como orografia [Cavalcanti \(2000\)](#), variabilidade do gelo marinho [Carpenedo \(2017\)](#) e Temperatura da Superfície do Mar [Oliveira \(2011\)](#), são utilizados para identificar os mecanismos de formação, manutenção e intensidade dos bloqueios no Hemisfério Sul. Para o Hemisfério Norte (HN) a forçante orográfica tem maior impacto [Barriopedro et al. \(2006\)](#), já para o Hemisfério Sul (HS) a forçante com maior predomínio neste fenômeno é a térmica [Trenberth e Mo \(1985\)](#), devido a Temperatura da Superfície do Mar (TSM), que proporciona mudanças na circulação, produzindo alterações no escoamento de grande escala ([OLIVEIRA et al., 2014](#); [CARPENEDO, 2017](#)).

Entretanto, alguns estudos têm abordado aspectos em mais altos níveis, como o impacto da divergência em altos níveis [Adana e Colucci \(2005\)](#), anomalias de vorticidade [Nascimento e Ambrizzi \(2002\)](#), contribuição do aquecimento diabático [Tilly et al. \(2008\)](#), porém não existe uma base de antecedentes bibliográficos que tratem diretamente o impacto físico do ozônio na formação dos bloqueios no Hemisfério Sul ([ORR et al., 2012](#)).

1.2 Justificativa

A relação entre a variabilidade dos conteúdos de ozônio estratosférico e os bloqueios atmosféricos no Hemisfério Sul foi pouco abordada até o momento ([ORR et al., 2012](#)). Embora haja tal evidência de que exista certa relação (abordagem estatística) para o Hemisfério Norte por [Barriopedro \(2010\)](#) e Hemisfério Sul por [Dennison et al. \(2016\)](#), entretanto não existem indícios explícitos (um consenso) que comprove a relação física da forçante radiativa devido ao ozônio, na manutenção dos sistemas de bloqueios ([HUANG et al., 2017](#)). Segundo ([MARQUES, 1996](#); [OLIVEIRA et al., 2014](#)), as altas de bloqueios no Hemisfério Sul ocorrem principalmente entre as latitudes de 50°S e 65°S, região esta que é afetada pelas intrusões massas de ar da região polar para latitudes menores com baixos níveis nos conteúdos da coluna de ozônio [Newman et al. \(1988\)](#), [Newman e Randel \(1988\)](#), promovidos pelas quebras de ondas de Rossby no oceano Pacífico Sul [Hitchman e Huesmann \(2007\)](#) e [Goyal et al. \(2021\)](#). A região onde forma-se a baixa pressão que compõe o flanco equatorial do bloqueio, localiza-se por volta de 30°S, nas latitudes preferenciais dos *Cut-Off Lows* (COLs) [Fuenzalida et al. \(2005\)](#) e [Pinheiro et al. \(2017\)](#), onde ocorrem as intrusões de ozônio da baixa estratosfera para a alta troposfera [Holton et al. \(1995\)](#), favorecendo a dobra da tropopausa e alterando os gradientes de temperatura potencial nesta

região (EIBERN et al., 1998a).

Assim, a hipótese desta pesquisa é que, o favorecimento dos episódios de bloqueios atmosféricos, podem ser influenciados pela variabilidade dos conteúdos de ozônio estratosférico Barriopedro (2010) e Dennison et al. (2016). Isso pode ser resultado de um resfriamento/aquecimento estratosférico e por consequência levar a um aquecimento/resfriamento troposférico (KARL et al., 2006). Portanto, tenderia a aumentar os gradientes meridionais de temperatura e pressão, o que leva a uma intensificação dos ventos de oeste em superfície e o jato polar (POLVANI et al., 2011; KANG et al., 2011). A partir de um jato polar mais intenso, as cristas e cavados tendem a ficar mais amplificados, favorecendo o escoamento meridional e, assim, através destes fatores, aliados ao acoplamento na região da tropopausa e trocas entre baixa estratosfera e a alta troposfera Olsen et al. (2004a), Davini et al. (2014a), Greenslade et al. (2017), proporciona-se a ocorrência dos sistemas de bloqueios atmosféricos no HS (PETERS; WAUGH, 2003).

Contudo, as questões científicas que pretende-se responder nesta pesquisa são:

- **Qual contribuição das variações do perfil de ozônio na manutenção dos sistemas de bloqueio?**
- **Existem relações físico-dinâmicas diretas entre conteúdos de ozônio e sistemas de bloqueio?**
- **É possível identificar ou quantificar a contribuição física do ozônio estratosférico na formação dos bloqueios através de simulações numéricas?**

1.3 Objetivos

O principal objetivo deste estudo é, avaliar qual a influência da variabilidade do ozônio estratosférico, nos processos radiativos e dinâmicos que envolvem a formação dos sistemas de bloqueio no Hemisfério Sul.

Para que seja atingido este objetivo principal, foram traçados os objetivos específicos que são:

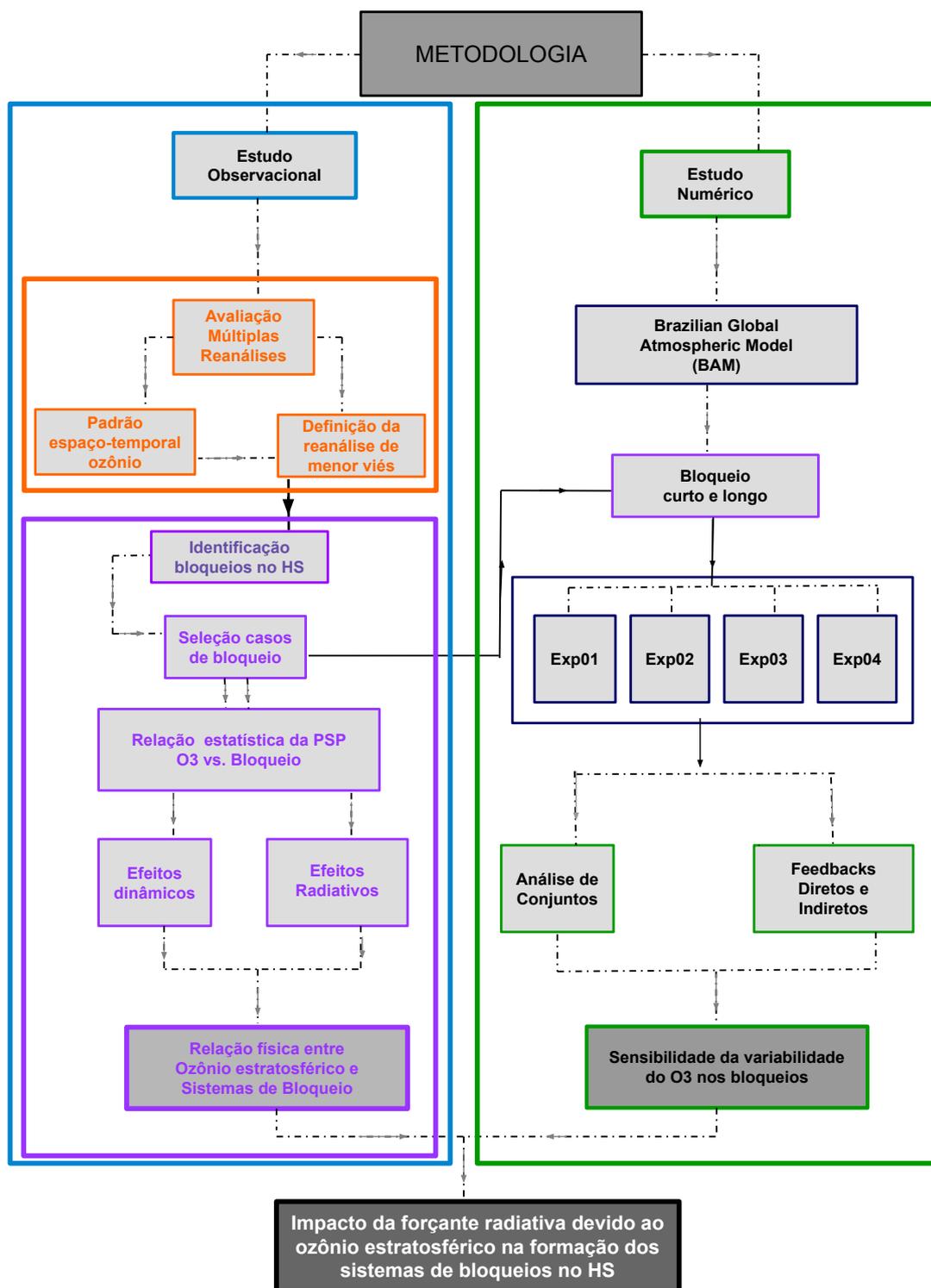
- Determinar a mais realista representação da distribuição espaço-temporal dos conteúdos de ozônio entre as reanálises;

- Analisar a relação entre a variabilidade de ozônio estratosférico e a formação dos sistemas de bloqueio;
- Identificar e avaliar com abordagem quantitativa e qualitativa os processos dinâmicos e termodinâmicos que descrevem o acoplamento entre a estratosfera e troposfera, utilizando diferentes cenários de ozônio para os casos de bloqueios e o seu impacto na circulação;
- Avaliar o *feedback* positivo/negativo a partir de simulações numéricas, a fim de compreender o impacto das perturbações do ozônio estratosférico na formação do sistema de bloqueio;

1.4 Estrutura do documento

Para uma melhor organização, este documento foi dividido em: Uma revisão de literatura, mostrando uma visão geral sobre o ozônio na atmosfera e o seu papel como forçante radiativa, o padrão de acoplamento entre estratosfera-troposfera e um resumo sobre os sistemas de bloqueio no Hemisfério Sul, demonstrado graficamente na Figura 1.4 . Logo após a breve revisão de literatura, serão apresentados basicamente três capítulos fundamentais, que buscam primeiramente determinar a melhor representação da distribuição espaço-temporal do ozônio na atmosfera, na sequência uma avaliação diagnóstica do impacto em altos níveis da variabilidade do ozônio na formação dos eventos de bloqueio no Pacífico Sudeste e por fim, realização de testes de sensibilidade a partir de simulações numéricas avaliando o *feedback* direto e indireto. Para facilitar o entendimento dos objetivos, os capítulos terão estruturas individuais, que consistirão em introdução, dados e metodologia e conclusões preliminares. Por fim, uma conclusão final demonstrará os principais resultados e uma breve ilação será apresentada. O Capítulo 3, mostra a representação da variação espacial e temporal dos conteúdos de ozônio sob as diferentes abordagens nas reanálises climáticas. O Capítulo 4, relaciona as variações do ozônio na estratosfera com a formação dos sistemas de bloqueio e o acoplamento estratosfera-troposfera. O Capítulo 5, mostra os experimentos realizados para mostrar a sensibilidade dos bloqueios às mudanças do conteúdo de ozônio.

Figura 1.1 - Estrutura organizacional do desenvolvimento da tese.



Organograma da metodologia dividida em duas partes: Estudo observacional e Estudo numérico.

Fonte: Produção do autor.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O propósito desta seção, é expor de forma clara e objetiva a fundamentação teórica, que levará a um mais amplo conhecimento da influência da variabilidade do ozônio estratosférico, nos processos radiativos e dinâmicos que envolvem a subsistência dos bloqueios atmosféricos no Hemisfério Sul. A explanação do tema abordará a formação e o papel do ozônio na atmosfera, na Seção 2.1, passando pelas trocas entre baixa estratosfera e alta troposfera na Seção 2.2. A importância da modelagem da forçante radiativa devido ao ozônio nos processos de *feedback* na Seção 2.1.2. Por fim, dentro da Seção 2.4, será apresentada uma revisão sobre os bloqueios no HS, passando pela sua relação com as ondas de Rossby na Seção 2.5, e a influência dos modos de variabilidade no ozônio na Seção 2.6.

2.1 O ozônio estratosférico na atmosfera

A atmosfera da Terra é composta por diversos gases que são classificados como variáveis e invariáveis. Essencialmente em sua constituição, cerca de 78% de nitrogênio e 21% de oxigênio, totalizando assim 99% da composição atmosférica, entretanto os outros 1% dos gases são conhecidos como gases-traço. Apesar de estarem em pequenas quantidades, gases como por exemplo, Ozônio (O_3) e o vapor d'água (H_2O), são de extrema importância para o balanço de energia do planeta (SOLOMON, 1999).

De acordo com Fioletov (2008), cerca de 90% da quantidade total de ozônio está presente na região estratosférica, e os outros 10% estão contidos na troposfera, camada mais próxima da superfície, assim a variabilidade da razão de mistura é dada de acordo com a altitude. A sua quantidade é mensurada na atmosfera de forma vertical pela Coluna Total de Ozônio (a partir daqui, CTO), com as maiores concentrações aproximadamente entre 20 e 25km, diminuindo à medida que aumenta a altura. De acordo com Mohanakumar (2008), o tempo de vida fotoquímico do ozônio pode variar com a altitude, variando de algumas horas na alta estratosfera, até semanas na baixa estratosfera devido às reações fotoquímicas que ocorrem nessas regiões.

As maiores produções de ozônio estratosférico ocorrem na estratosfera tropical, dentro de um processo de criação-destruição muito rápido, induzindo a reação das moléculas de O_2 com outras moléculas de oxigênio para formar o ozônio. Contudo, mesmo pelo fato da maior produção ocorrer na região dos trópicos, as maiores quantidades da coluna de ozônio se verificam nas latitudes médias e altas (BUTCHART, 2014). Isso é fruto de uma lenta circulação atmosférica que ocorre na estratosfera, e transporta o

ozônio produzido na região tropical para latitudes médias e polares, conhecida como Circulação Brewer-Dobson (BREWER, 1949; DOBSON, 1968). Essa máxima concentração de ozônio na região extratropical do HS que ocorre na primavera, é devido ao Vórtice Polar Antártico (VPA) formado sobre a Antártica, que intercepta o conteúdo de ozônio proveniente das baixas latitudes, trazido pela circulação Brewer-Dobson que acaba agindo como uma barreira, impedindo que as massas de ar provindas da região tropical cheguem até a região polar.

No entanto, alterações do ozônio estão acopladas as mudanças na temperatura e na circulação Grise et al. (2013), Gonzalez et al. (2014), por exemplo, o baixo conteúdo de ozônio na primavera resulta em menores taxas de aquecimento/resfriamento por ondas curtas, as temperaturas permanecem baixas por mais tempo, e o gradiente de temperatura meridional permanece acentuado (BRAESICKE et al., 2013). Além disso, os ventos zonais aumentam e o transporte meridional do ozônio e outros gases-traço são reduzidos, principalmente na região polar. Mudanças na temperatura estratosférica e na circulação também são projetadas, sob o aumento da concentração de gases de efeito estufa.

Como resultado, o ozônio na baixa estratosfera está altamente correlacionado com vários parâmetros meteorológicos (SON et al., 2010; GETTELMAN et al., 2011). As correlações com temperaturas estratosféricas (por exemplo, (KARL et al., 2006; MAYCOCK, 2016)) e vorticidade potencial mostradas por (BENCHERIF et al., 2011), foram relatadas.

Como a tropopausa serve como uma fronteira entre a alta taxa de mistura de ozônio na estratosfera e a baixa taxa de mistura na troposfera, é possível inferir que são bem correlacionadas a altura da tropopausa com as concentrações de ozônio Gettelman et al. (2011) em escalas de tempo diárias e mais longas.

2.1.1 Dinâmica da distribuição do ozônio na estratosfera do Hemisfério Sul

A distribuição espaço-temporal de ozônio é constituída basicamente em decorrência de três processos: produção, extinção e transporte (GREWE, 2006; FIOLETOV, 2008; NUNES et al., 2020). A maior produção de ozônio se dá na região equatorial, onde a incidência de radiação ultravioleta, que favorece os processos fotoquímicos que conduzem as reações químicas para a formação do ozônio (MOHANAKUMAR, 2008). Como mencionado na Seção 2.1, em altos níveis, o tempo de vida das moléculas de ozônio é curto (em torno de um dia), o que acelera os processos de destruição e

formação. Na estratosfera inferior onde há menor incidência de radiação ultravioleta (que foi absorvida em parte pela camada de ozônio em níveis de altitude superiores da estratosfera), o tempo de vida do ozônio é maior (em torno de semanas). Na baixa estratosfera, é a região onde o ozônio exerce um dos papéis mais fundamentais no balanço de energia do planeta ([GETTELMAN et al., 2011](#)).

Os processos de transporte de ozônio, em termos de grande escala, ocorrem preferencialmente da região equatorial (maior produção) para a de menor produção, ou seja, a região polar. Um fato a se destacar é que, as maiores quantidades da Coluna Total de Ozônio (CTO) não são observadas na região equatorial. De maneira sazonal, estas maiores quantidades são observadas no inverno e primavera (boreal e austral) em regiões de médias e altas latitudes, ocorrendo nos trimestres de outono e verão (boreal e austral) as menores quantidades. O ozônio observado nas altas latitudes ocorrem em decorrência da circulação Brewer-Dobson [Brewer \(1949\)](#) e [Dobson \(1968\)](#).

Com relação a climatologia do Hemisfério Sul, no início do inverno austral a atmosfera polar tende a esfriar-se, favorecendo aos movimentos subsidentes, assim elevando os valores do gradiente latitudinal de pressão entre as médias latitudes e a região polar, desenvolvendo o chamado Vórtice Polar Antártico (VPA) ([SOLOMON, 1999](#)). Essa circulação de oeste, é formada na região polar e se intensifica em meados do inverno aumentando a variação latitudinal de ozônio, a circulação do VPA, gera uma barreira dinâmica que mantém o cinturão de ozônio em torno de 60°S. No interior do vórtice, a aproximadamente 15-20 km de altitude, as temperaturas são da ordem de 183K (-90°C), existe a presença das Nuvens Estratosféricas Polares (NEPs), que influenciam no seu fortalecimento, a partir de substâncias *Ozone Depleting Substances - ODP* (Substâncias Depletoras de Ozônio) de ozônio presentes nestas nuvens. Com isso, se dá a formação do Buraco de Ozônio Antártico, um fenômeno sazonal, potencializado pelas ODPs encontradas nas Nuvens Estratosféricas Polares e também da influência da noite polar, onde a quantidade de radiação que chega na região polar é consideravelmente reduzida [Salby \(2008\)](#).

Segundo [Newman et al. \(1988\)](#) e [Newman e Randel \(1988\)](#), quando há uma quebra do VPA, o ar da região polar que é pobre em ozônio, desprende-se do vórtice deslocando-se para latitudes mais baixas, dando origem aos *Ozone Mini-Holes - OMH* (Mini-Buracos de Ozônio) ([SITNOV et al., 2017](#)). Além disso, a elevação adiabática da tropopausa analisada em superfícies isentrópicas na estratosfera inferior e média, é gerada por movimentos ascendentes do ar. ([NEWMAN et al., 1988](#)), mostraram que

os OMHs no Hemisfério Sul têm sua ocorrência no período de inverno e primavera na região da Antártica .

Portanto, variabilidade do ozônio estratosférico está relacionada a três processos dinâmicos: (1) movimentos ascendentes/subsidentes relacionados à Circulação de Brewer Dobson (CDB) (SALBY, 2008; BUTCHART, 2014); (2) os ventos zonais estratosféricos de leste para oeste, e vice-versa, associados à Oscilação Quasi-Bienal (BALDWIN et al., 2001); (3) Trocas entre Estratosfera-Troposfera influenciadas pelos processos convectivos troposféricos (SHEPHERD, 2002; FUEGLISTALER et al., 2009).

2.1.2 Efeitos da forçante radiativa do ozônio nos processos de feedback

O conceito de forçante radiativa, é abordado como um critério da importância potencial dos mecanismos de mudanças no clima. A forçante radiativa devido a um agente climático é definida como a diferença em irradiância líquida na tropopausa, entre um estado de referência e um estado perturbado devido ao agente climático (AMBRIZZI; ARAUJO, 2014). Em tais ciclos de retroalimentação (*feedbacks*), as relações de causa e efeito são extremamente complexas, assim, a avaliação do impacto sobre o clima é denominado efeito radiativo, e não uma forçante radiativa.

Uma forçante radiativa com seu valor positivo, indica que um agente tende a aquecer o planeta, ao passo que valores negativos caracterizam resfriamento. Estas questões surgem principalmente com o cálculo do forçamento devido as reduções do ozônio estratosférico (FORSTER et al., 1997; GRISE et al., 2009).

Os impactos gerados através das variações da forçante radiativa devido ao ozônio, nos processos de *feedbacks* diretos e indiretos, pode ocasionar em variação nas taxas de aquecimento da baixa estratosfera e da alta troposfera e por consequência na superfície. A influência que apresenta uma mudança arbitrária, cerca de 15% dos conteúdos de ozônio, na temperatura, no vapor de água estratosférico e no fluxo de massa da tropopausa é comparado aos efeitos correspondentes da duplicação do CO₂ atmosférico. Reduções globais significativas de ozônio na estratosfera (em torno de 15%, pode causar um resfriamento máximo de aproximadamente 2,4 K na estratosfera. Já um aumento global de 15% no O₃ dá origem a um aquecimento estratosférico de aproximadamente 2,1 K. Este aumento de O₃ resulta em um aumento da temperatura da estratosfera, conseqüentemente há um resfriamento da troposfera. Em função disso, existirá mais vapor de água entrando na estratosfera devido a uma tropopausa mais baixa e temperaturas mais altas na tropopausa (XIE et al., 2009; GILFORD; SOLOMON, 2017).

As mudanças na circulação extratropical na estratosfera resultantes da destruição do ozônio, contribuíram substancialmente para as mudanças na precipitação subtropical (KANG et al., 2011; GONZALEZ et al., 2014). A precipitação nas regiões subtropicais do HS no verão austral, aumenta significativamente quando os modelos climáticos são integrados com concentrações reduzidas de ozônio polar. Tanto nos modelos climáticos quanto nas observações, o “umedecimento” subtropical está ligado a um desvio para o polo do jato extratropical de oeste. Polvani et al. (2011) e Kang et al. (2013), descobriram que o “esgotamento” do ozônio na região Antártica está associado a chuvas extremas no verão austral. As diminuições de ozônio provocam um resfriamento na baixa estratosfera, que por sua vez, é acompanhada por um levantamento da tropopausa polar e concorda com desvio do jato extratropical para o sul, por conta do alargamento da célula de Hadley .

De acordo com Grise et al. (2013), existe uma resposta das nuvens e do balanço radiativo do Hemisfério Sul (SH) à mudança para a região polar na circulação troposférica induzida pelo desenvolvimento do buraco na camada de ozônio na Antártida. Simulações numéricas, variando os níveis de ozônio e gases de efeito estufa indicam que, apenas com a depleção do ozônio estratosférico são suficientes para aumentar a fração de nuvens altas e médias na região do jato subtropical e diminuir a quantidade de nuvens altas próximo a região Antártica. Nota-se também, um grande anomalia de radiação de onda curta positiva nas latitudes médias do HS, induzida pelo buraco de ozônio.

Durante a primavera austral Grise et al. (2013), quando o buraco de ozônio Antártico está atuando, as condições atmosféricas são levadas a um aumento significativo na radiação de ondas curtas de superfície (SW) sobre a Antártida. No entanto, apesar desse grande aumento na incidência de radiação SW, nenhum aquecimento de superfície induzido pelo ozônio é observado nos modelos, onde a falta de uma resposta de temperatura na superfície é devida à reflexão da maior parte do aumento do SW descendente, resultando em uma mudança insignificante no aquecimento irradiante LW líquido.

A redução e a recuperação dos conteúdos de ozônio estratosférico, influenciam os sistemas de bloqueio troposférico no Hemisfério Sul. Os eventos de bloqueio no Atlântico Sul mostram que seguem anomalias positivas estratosféricas no índice da Oscilação Antártica (do inglês *Antarctic Oscillation* - AAO), este não é o caso dos eventos de bloqueio do Pacífico Sul. Essa relação significa que o esgotamento do ozônio, levam a um aumento da frequência de bloqueio no Atlântico Sul, ao mesmo

tempo que tem pouco efeito no Pacífico Sul. Da mesma forma, a recuperação do ozônio, tendo o efeito oposto no AAO, leva a um declínio na frequência de bloqueio no Oceano Pacífico (DENNISON *et al.*, 2016).

2.2 As trocas entre a baixa estratosfera e alta troposfera

A presença de características de circulações atmosféricas em escala sinótica na estratosfera inferior pode ter implicações importantes para o transporte de constituintes e para processos que ligam a estratosfera e a troposfera, incluindo a troca de material entre elas (ŠKERLAK *et al.*, 2014).

As intrusões da estratosfera para a troposfera (Trocas entre Estratosfera Troposfera (TET)), ocorrem em estreitas regiões próximas a sistemas frontais (geralmente massas de ar de origem polar se encontram com massas de ar tropicais) na alta troposfera (por exemplo, (HAUCHECORNE *et al.*, 2002; MANNEY *et al.*, 2014)), onde o transporte da estratosfera para troposfera impacta principalmente o balanço de ozônio na alta troposfera.

Concentrações de ozônio entre a baixa estratosfera e alta troposfera são altamente correlacionadas, sugerindo uma mistura através da tropopausa principalmente associada com os fluxos de jato sobre o Oceano Atlântico e Oceano Pacífico (GETTELMAN *et al.*, 2011; MANNEY *et al.*, 2017).

Eventos extratropicais de TET, ocorrem mais comumente durante as dobras da tropopausa em escala sinótica Danielsen (1968), e são caracterizados por acentuadas inclinações do campo de Vorticidade Potencial de Ertel (VPE) Greenslade *et al.* (2017), descendo para altitudes mais baixas. À medida que estas inclinações do campo de VPE se amplificam, os filamentos se dispersam da região de máxima inclinação e se misturam irreversivelmente à troposfera.

De acordo com Danielsen (1968), a Vorticidade Potencial de Ertel, é positivamente correlacionada com a razão de mistura do O₃, logo abaixo de sua máxima concentração na estratosfera, sendo analisada em superfícies isentrópicas onde a temperatura potencial é constante. Assim, anomalias de VPE devem coincidir com regiões de maior quantidade de ozônio e espera-se que o movimento descendente transporte o ozônio estratosférico para os níveis da troposfera (HOSKINS *et al.*, 1985; ŠKERLAK *et al.*, 2014; PERES, 2016).

A alta estabilidade estática na tropopausa e baixa estratosfera, favorece que, o ar estratosférico movendo-se para níveis mais altos da troposfera adquira vorticidade

ciclônica para compensar a menor estabilidade estática da troposfera [Gettelman et al. \(2011\)](#), através da conservação da Vorticidade Potencial isentrópica.

O Vórtice Polar Antártico (VPA), pode ser perturbado pelo aumento da atividade das ondas planetárias que contribuem para expelir as massas de ar para além do VPA. Através de estreitos filamentos polares que são provenientes dos eventos de quebra da onda de Rossby [Renwick e Revell \(1999\)](#), [Berrisford et al. \(2007\)](#), transportando massas de ar de origem polar para latitudes médias e baixas, influenciando indiretamente o conteúdo de ozônio nessas regiões. Dentro do VPA, em aproximadamente entre 15 e 20km de altitude e com temperaturas de ordem de 183K (-90°C), existe a presença das Nuvens Estratosféricas Polares (NEPs), que são compostas de substâncias (Monóxido de Cloro, CFCs, Bromo) que resultam em reações químicas reduzem os conteúdos de ozônio estratosférico.

2.2.1 Aspectos da estrutura, transporte e trocas na alta troposfera e baixa estratosfera extratropical

A estratosfera e a troposfera em termos gerais, por vezes são avaliadas como "camadas isoladas", e a complexidade do transporte e as trocas entre estas regiões acabam sendo tratadas através da taxa do fluxo de massa. Apesar disso, uma concepção mais detalhada é necessária visto que, na estratosfera o transporte vertical tem uma escala de tempo longa, a região fotoquimicamente não-homogênea com relação aos fluxos radiativos actínicos (radiações capazes de ativar transformações químicas em substâncias) e a distribuição de traçadores químicos ([HOLTON et al., 1995](#); [PLUMB, 2002](#)). De acordo com [Fioletov \(2008\)](#), a própria estratosfera divide-se em quatro fundamentais regiões:

- **Estratosfera tropical** - Entre 20°N a 20°S, fonte fotoquímica de ozônio, constante ao longo do ano porém não registra os maiores valores da Coluna Total de ozônio, devido ao transporte para altas latitudes ([SCHOEBERL, 2004](#)).
- **Estratosfera extratropical ou "zona de arrebenção" ("surf zone")** - nas médias latitudes a estratosfera é conhecida como "zona de arrebenção", fazendo alusão as ondas de uma praia, caracterizada pela mistura de água, assim analogamente, nesta região é onde ocorrem as misturas de massas de ar que contém diferentes conteúdos de ozônio, devido a mistura do ar tropical com o ar polar([MCINTYRE; PALMER, 1984](#)).
- **Mais baixa estratosfera (*lowermost stratosphere*)** - A mais baixa

estratosfera é demarcada na sua parte superior pela isentrópica de 380 K e a parte inferior pela tropopausa, e é de difícil diagnóstico e entendimento (SCHOEBERL, 2004; YANG et al., 2016; KRAUSE et al., 2018; ALBERS et al., 2018).

- **Vórtice polar** - No inverno, ventos estratosféricos são de oeste, e uma faixa de ventos fortes denominada corrente de jato se estabelece ao longo da zona de maior mudança de temperatura. Essa região da estratosfera polar ocorre em ambos os hemisférios durante a noite polar, onde se configura uma região de ar com características distintas do resto da estratosfera que favorece ao desenvolvimento de temperaturas extremamente frias.

De acordo com Stohl et al. (2003), Shepherd (2007), a região que compreende o limite extratropical entre a estratosfera e a troposfera é chamada de a Alta troposfera e Baixa Estratosfera (do inglês *Upper Troposphere and Lower Stratosphere - UTLS*), em torno de ± 5 km ao redor da tropopausa, onde há uma transição que permite o acoplamento/troca entre estas camadas da atmosfera. Seu limite superior apresenta melhor definição em torno de 375-450K de temperatura potencial, entretanto, a Extratropical UTLS (Ex-UTLS), não pode ser definida em limites rígidos, mas sim em função de processos sendo a região dos extratropicais que considera-se influenciada pela estratosfera e troposfera (REITER, 1975; GETTELMAN et al., 2011). A diferença fundamental entre os trópicos e os extratropicais baseia-se nos processos físicos característicos de cada região: o equilíbrio radiativo-convectivo nos trópicos versus dinâmica das ondas baroclínicas nos extratropicais. Além disso, uma distinção fundamental é que a circulação estratosférica global é ascendente nos trópicos e descendente nos extratropicais, o que influencia fundamentalmente nas quantidades de gases traços nestas regiões. Com isso, foi reconhecido que a fronteira tropical entre a troposfera e a estratosfera é mais apropriadamente vista como uma camada que se estende por vários quilômetros (SHEPHERD, 2002; SHEPHERD, 2007; FUEGLISTALER et al., 2009)

Estes movimentos podem ocorrer através dos processos bidirecionais conhecidos como Trocas Estratosfera-Troposfera (do inglês *Stratosphere-Troposphere Exchange*, doravante STE) que pode ser um ótimo traçador de espécies químicas na Ex-UTLS (OLSEN et al., 2004a; KUANG et al., 2012; ALBERS et al., 2018). Para distinguir nitidamente entre o transporte para cima e para baixo cruzando a tropopausa (dinâmica ou termal), o transporte para cima será referido como *Troposphere-Stratosphere Transport - (TST)* e o transporte para baixo como *Stratosphere-Troposphere Transport -*

(*STT*). O TST e STT, por sua vez, podem resultar na troca de calor, momento e constituintes químicos atmosféricos na Ex-UTLS, onde alguns estudos mostram que nessa região o transporte isentrópico de massas de ar e gases residuais, como o ozônio podem ser associados com propagação de ondas em escala planetária (VAUGHAN, 1988; HOLTON et al., 1995; JING; BANERJEE, 2018a). Aqui, daremos ênfase para a região da extratropical UTLS (doravante Ex-UTLS), compreendida aproximadamente entre 25°S até a região polar, catalogada por Gettelman et al. (2011) na Figura 2.1.

A relação da Ex-UTLS com o ozônio se dá por dois caminhos, o impacto dinâmico e o radiativo. Primeiramente, por registrar uma escala de tempo radiativa relativamente longa, causada pelo equilíbrio do resfriamento térmico infravermelho (ondas longas) e aquecimento na região do ultravioleta, causado por gases de efeito estufa Xie et al. (2009), Škerlak et al. (2014), incluindo o ozônio que apresenta importante relevância nesta região. Em outras palavras, o papel da temperatura é altamente considerado no que tange o forçamento dinâmico devido ao aquecimento/resfriamento adiabático quanto às variações das interações radiativas (devido ao papel-chave nesta região dos gases de efeito estufa de vida relativamente curta, ozônio e vapor de água, que são fortemente afetados pelo transporte) (CRAIG, 1951; FUEGLISTALER et al., 2009). Em segundo lugar, as escalas de tempo químicas são relativamente longas, em parte por causa da absorção da radiação UV pelas camadas de ozônio estratosféricas superiores (que reduz o forçamento fotoquímico) e em parte por causa das temperaturas relativamente baixas (que tendem a reduzir as taxas de reação química). A sensibilidade química é particularmente delicada porque as baixas temperaturas implicam no papel da matéria condensada (nuvens sólidas e líquidas e aerossóis) que podem alterar drasticamente a partição química (DANIELSEN, 1968; HOLTON et al., 1995; MOHANAKUMAR, 2008).

Figura 2.1 - Representação esquemática da estrutura da Ex-UTLS.

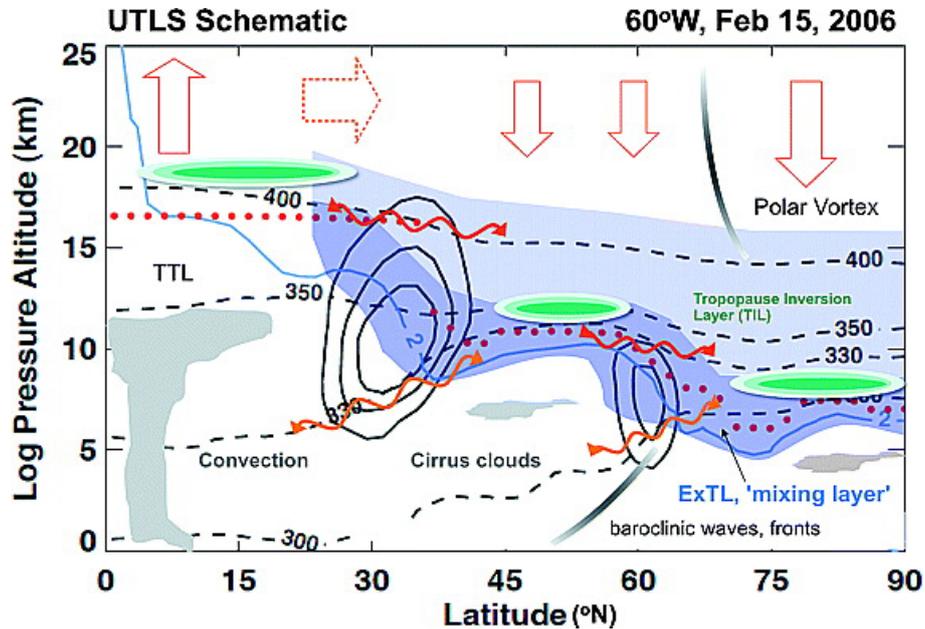


Diagrama esquemático da Ex-UTLS no Hemisfério Norte ao longo de 60°W em 15 de fevereiro de 2006. Os contornos da componente zonal do vento (linhas pretas sólidas de intervalo de 10 ms^{-1}), superfícies de temperatura potencial (linhas pretas tracejadas), tropopausa térmica (pontos vermelhos), e superfície de Vorticidade Potencial (2 PVU: linha sólida azul claro). Ilustrados esquematicamente estão o Ex-UTLS (sombreado azul escuro e claro), Camada de Transição Extratropical ExTL (sombreado azul escuro), nuvens e frentes (sombreado cinza), contornos de estabilidade estática na camada de inversão da tropopausa TIL (*Tropopause Inversion Layer*) (sombreado verde), troca quase isentrópica (setas vermelhas onduladas), troca isentrópica cruzada (setas laranja onduladas) e a Circulação de Brewer-Dobson (setas sólidas e pontilhadas em vermelho.)

Fonte: [Gettelman et al. \(2011\)](#).

2.3 Processos dinâmicos e radiativos na Ex-UTLS

O acoplamento dinâmico, radiativo e químico entre a estratosfera e a troposfera está entre os principais processos que auxiliam na compreensão da previsibilidade de tempo e clima. Basicamente o transporte dos constituintes de origem química, natural e antrópica na região da Ex-UTLS pode contribuir para o aumento da destruição de ozônio na alta atmosfera, ou o transporte descendente da estratosfera que pode causar a intrusão de ozônio estratosférico na troposfera e afetar os fluxos radiativos ([HEGGLIN; TEGTMEIER, 2017](#)).

A região da Ex-UTLS é delimitada no flanco equatorial pelo jato subtropical, já na região próxima ao polo ele se localiza abaixo do vórtice polar no período entre inverno e primavera austral. O núcleo do jato subtropical é associado à região de intenso gradiente de Vorticidade Potencial de Ertel (VPE) isentrópica devido a presença de traçadores químicos como o ozônio, que tem papel fundamental na variação dos gradientes de temperatura (HAYNES; SHUCKBURGH, 2000). A taxa de mistura local é aumentada devido ao forte cisalhamento do vento. O núcleo do jato subtropical apresenta uma barreira dinâmica de transporte horizontalmente posicionado, criando uma divisão entre estratosfera e troposfera na UTLS, já nas periferias do jato é visualizada uma instabilidade baroclínica e quebras de ondas que proporcionam as misturas e trocas entre troposfera e estratosfera de constituintes traço (ozônio e vapor d'água) (VAUGHAN, 1988; PLUMB, 2002).

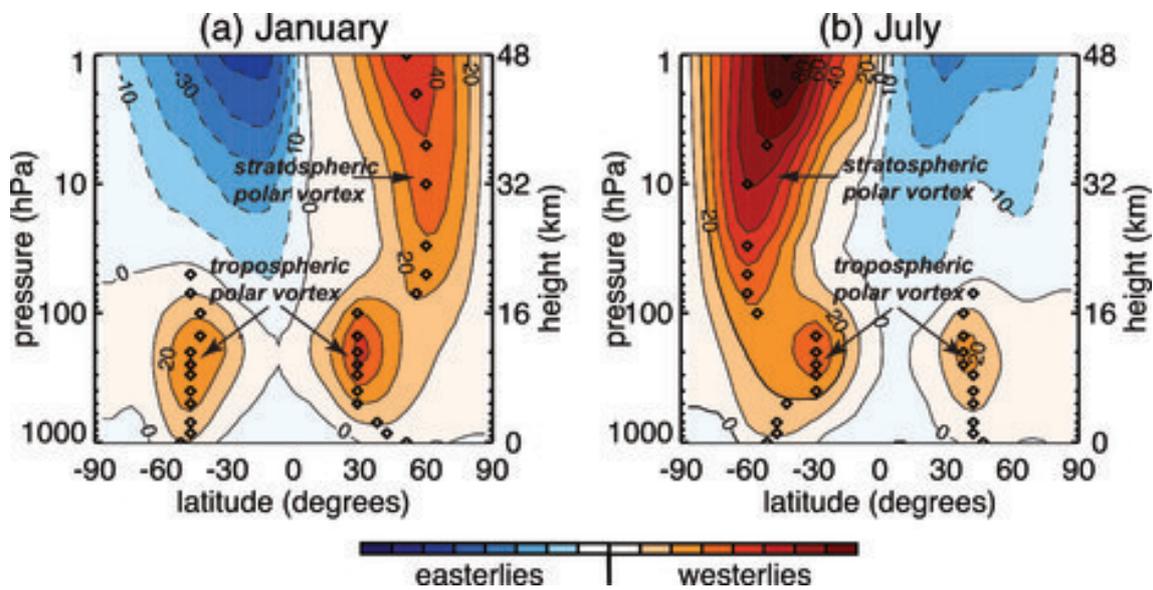
2.3.1 Vórtice Polar Antártico e a corrente de jato

O vórtice polar compreende a região atmosférica onde se estabelece uma alta vorticidade durante o inverno. A nomenclatura vórtice polar, é a abreviatura para o vórtice circumpolar que se refere ao fluxo de oeste que circunda as regiões polares em latitudes médias e altas, onde se estabelece o jato polar no inverno, logo acima da tropopausa (SCHOEBERL; NEWMAN, 2003). O vórtice polar de inverno é observado em ambos os hemisférios, entretanto mais intenso no Hemisfério Sul devido ao fator da continentalidade (WAUGH *et al.*, 2017). Esse jato polar surge devido ao intenso gradiente de temperatura entre a estratosfera tropical (aquecida pela absorção de UV e IR pelo ozônio) e polar, que durante o inverno resfria-se pela perda radiativa pela falta de ozônio, vapor d'água e etc. Essa distinção de temperatura entre as porções equatoriais e polares gera fortes gradientes de pressão. De acordo com Meriwether e Gerrard (2004), acima da estratopausa, o gradiente de temperatura entre a zona tropical e a polar tende a inverter-se, apresentando uma diminuição da velocidade do jato polar noturno.

Embora a maioria da literatura descreva que o vórtice polar se estenda da troposfera média até a superior, efetivamente, existem dois vórtices polares: um vórtice troposférico e outro vórtice estratosférico, como mostrado na Figura 2.2, que descreve o vórtice através das médias dos ventos zonais para ambos os hemisférios em dois períodos distintos. O vórtice polar troposférico é muito maior que o vórtice polar estratosférico, sendo que o primeiro persiste por todo o ano, diferentemente do vórtice estratosférico que existe apenas do outono até a primavera (WAUGH *et al.*, 2017). A estrutura e a dinâmica do vórtice polar são de suma importância para

a compreensão do acoplamento entre estratosfera e troposfera, onde as ondas ao se propagarem para a estratosfera pode alterar os modos de onda na troposfera. O vórtice polar estratosférico é modulado na região da UTLS por meio da mistura de espécies químicas, como por exemplo o ozônio através dos processos radiativos que variam a propagação das ondas. A dinâmica do vórtice polar também é relevante para a compreensão do acoplamento dinâmico à troposfera (BALDWIN; HOLTON, 1988; BUKIN et al., 2011; ROBINSON; ERICKSON, 2015)

Figura 2.2 - Climatologia do vento zonal e a marcação da posição do Vórtice Polar para Janeiro e Julho em Ambos os hemisférios.



Fonte: [Vaugh et al. \(2017\)](#).

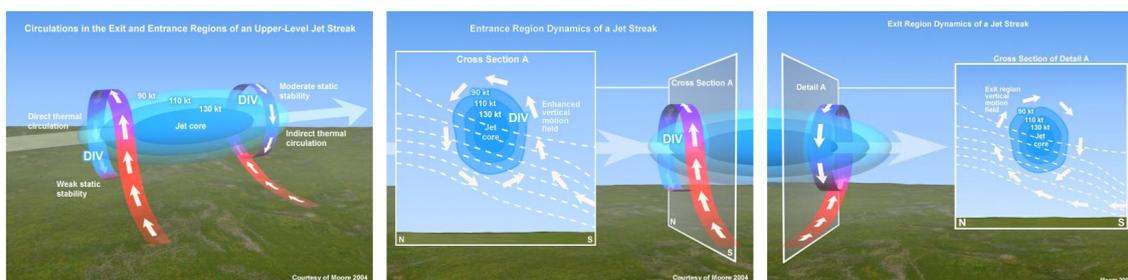
A corrente de jato é uma região onde os ventos máximos são observados, dependendo diretamente do gradiente horizontal de temperatura [Cunningham e Keyser \(2000\)](#), comprovando a existência de massas de ar separadas por uma fronteira. O jato pode ser definido em determinadas altitudes quando as suas isotacas são maiores que 36 m.s^{-1} , e sua região de núcleo com valores acima de 45 m.s^{-1} . Comumente, o núcleo do jato troposférico é avaliado entre 200-300 hPa e o núcleo do jato estratosférico entre 70-30 hPa, entretanto a sua altura pode depender do quão fria seja sua massa de ar, ou seja, quanto mais fria, mais abaixo estará manifestado a corrente de jato. Em uma análise a partir de um corte transversal nos jatos. O valor de 320 K é a temperatura potencial média, que é associada à massas provenientes do polo, e 340

K para o jato subtropical (MOORE, 2005).

As circulações ageostróficas podem reforçar as características padrões de subsidência e ascendência Uccellini e Kocin (1987), produzindo intrusões de massas de ar com quantidades significativas de ozônio para a alta troposfera. Essa circulação ageostrófica pode ser avaliada nas regiões de entrada e saída dos jato subtropical e jato polar na região da UTLS (BUKIN et al., 2011). Moore e Vanknoew (1992), desenvolveram um modelo conceitual para a corrente de jato para a alta atmosfera, que identifica os padrões de convergência e divergência na entrada e saída do jato e a circulação ageostrófica transversal resultante.

A Figura 2.3, é o modelo para o Hemisfério Norte criado por Moore e Vanknoew (1992), representa um modelo conceitual das circulações termicamente diretas e indiretas induzidas pela convergência e divergência de nível superior, que pode ser adaptado para o Hemisfério Sul. Em um jato de oeste, na entrada norte (esquerda) em níveis superiores há uma área de convergência, enquanto que nos níveis superiores na entrada sul (direita) há uma zona de divergência, configurando uma circulação direta. O oposto, se cumpre na saída do Jato, com uma área de divergência na saída norte (esquerda) e uma região de convergência na saída sul (direita) do jato, caracterizando uma circulação indireta (MOORE, 2005).

Figura 2.3 - Componentes transversais do vento ageostrófico e padrões de divergência associados às regiões de entrada e saída de uma corrente de jato.



Fonte: Moore (2005).

2.3.2 Tropopausa dinâmica, estabilidade estática e fluxo de massa

Definida como a fronteira física que separa a UTLS em UT e LS, a tropopausa pode ser classificada como, tropopausa termal, tropopausa química, tropopausa dinâmica,

tropopausa estável, tropopausa em superfícies de pressão e superfícies isentrópicas (IVANOVA, 2013). A tropopausa dinâmica é obtida através de dados de vento e temperatura para a identificação da fronteira entre estratosfera e troposfera. Enquanto a tropopausa térmica é baseada na taxa de variação vertical da temperatura da estabilidade estática, a tropopausa dinâmica é baseada em VPE incluindo além da estabilidade estática, o impacto da vortacidade (DANIELSEN, 1968).

O fluxo de massa sobre a superfície isentrópica de 380 K, é por definição, um processo diabático, mas também pode ser adiabático uma vez que a tropopausa não é uma superfície isentrópica. O fluxo adiabático ocorre durante a troca rápida de ar ao longo das superfícies isentrópicas que cruzam a tropopausa, enquanto o fluxo diabático representa a mais lenta troca de ar entre as regiões. Na região extratropical, o fluxo adiabático que cruza a superfície de 380 K é predominantemente para baixo, enquanto na região tropical o fluxo diabático é para cima (SCHOEBERL, 2004; GETTELMAN et al., 2011). Os fluxos adiabáticos da tropopausa cruzada ocorrem nas dobras da tropopausa ou como intrusões de ozônio da alta troposfera tropical para a estratosfera de latitude média inferior. De acordo com Škerlak et al. (2015), massas de ar estratosféricas subtropicais registram um cisalhamento vertical na corrente de jato juntamente com a convergência ageostrófica do polo na ocorrência da dobra da tropopausa. As dobras da tropopausa marcam a mudança na altura da tropopausa e são caracterizadas pela ocorrência de forte turbulência. A estratosfera, por possuir configurações de baixo teor de umidade e um alto potencial de vortacidade, pode se projetar para alta e média troposfera (HOLTON et al., 1995). Essas intrusões podem transportar massa em ambas as direções (WIRTH, 1995). As intrusões adiabáticas (provenientes da alta troposfera) na estratosfera inferior se misturam com o ar descendente da estratosfera, onde essa mistura determina a composição dos constituintes traço da região da baixa estratosfera. Esse aquecimento diabático, que promove a intrusão de ar estratosférico, desencadeando a dobra da tropopausa, pode ser encontrado na formação da baixa despreendida (ou *Cut-Off Lows* - COLs), como mostrado em diversos estudos (WIRTH, 1995; EBEL et al., 1991; RONDANELLI et al., 2002; FUENZALIDA et al., 2005; CAMPETELLA; POSSIA, 2007; IWABE, 2008; PINHEIRO et al., 2017; NDARANA et al., 2021).

A Vortacidade Potencial de Ertel (VPE) (do inglês, *Potential Vorticity*) avaliada em superfícies isentrópicas (onde a entropia é conservada) (HOLTON; STALEY, 2004), ou seja, o processo é adiabático e a temperatura potencial também se conserva) foi apresentada por Hoskins et al. (1985) como uma propriedade conservadora de um fluxo adiabático e sem fricção. Hoskins et al. (1985) mostraram que a VPE somente é

transportada pelo fluxo cruzando as isentrópicas (isolinhas de temperatura potencial constante), onde ela não pode ser criada ou destruída dentro de uma camada limitada por superfícies isentrópicas. A forma da Vorticidade Potencial (PV) é dada a seguir:

$$VPE = -g \left[(\zeta_{\theta+f}) \frac{\partial \theta}{\partial p} - \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right] \quad (2.1)$$

ou

$$VPE = (\zeta_{\theta} + f) - \left(g \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) = cte \quad (2.2)$$

Onde (ζ_{θ}) é a vorticidade relativa em superfícies isentrópicas, θ é a temperatura potencial, g é a aceleração da gravidade, f é a vorticidade planetária, $(\zeta_{\theta} + f)$ como sendo a vorticidade absoluta em superfícies isentrópicas e $\frac{\partial \theta}{\partial p}$ é a medida de estabilidade da atmosfera. Define-se a tropopausa como 1 PVU (Potencial Vorticity Unit - 1 PVU = $1 \times 10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$) de Vorticidade Potencial estabelecendo uma tropopausa dinâmica.

Segundo [Danielsen \(1968\)](#), a VPE é positivamente correlacionada com a razão de mistura do O_3 logo abaixo de sua máxima concentração na estratosfera. Esta correlação prevê uma base racional para a observação de ozônio em escala global e permite separar os efeitos produzidos por transporte e os produzidos por processos fotoquímicos ([BASSET; GAHEIN, 2003](#); [BIRNER, 2010](#)). Devido a sua conservação em um fluxo sem fricção e adiabático, a tropopausa dinâmica baseada em PV pode ser pensada como uma superfície contínua. Uma tropopausa extratropical corresponde a uma superfície de VPE constante ([SPRENGER et al., 2007](#); [YANG et al., 2016](#)). A fronteira entre o ar estratosférico, ao longo das isentrópicas que abrangem a tropopausa, é muitas vezes marcada por uma faixa de fortes gradientes de VPE, que coincide com o eixo de uma corrente de jato na troposfera superior (entre 10 e 15 km). Tais gradientes de VPE podem atuar como base para ondas de Rossby [Albers et al. \(2016a\)](#), onde estas ondas frequentemente acabam quebrando ao longo da tropopausa PV e transportando meridionalmente massas de ar para regiões de baixa VPE para regiões de alta VPE ([HOSKINS, 1991](#)).

Embora as variáveis meteorológicas sejam amplamente difundidas através de campos espaciais em níveis de pressão constante, este método não é o mais eficaz para a representação do transporte estratosférico, onde os processos diabáticos conduzidos pela radiação com escala de tempo de dezenas de dias. As parcelas de ar se movem adiabaticamente ao longo de superfícies de temperatura potencial (θ) com entropia

constante específica. Assim, os movimentos das parcelas de ar na estratosfera podem ser melhor ilustrados em superfícies isentrópicas (θ_{cte}) (HOSKINS et al., 1985; HOLTON et al., 1995).

Para deslocamentos verticais, tais como intrusões estratosféricas, uma medida utilizada para investigar a resistência gravitacional é a estabilidade estática, que resulta em ajustes flutuantes, determinados pela estratificação vertical da temperatura potencial. A estabilidade estática é a força restauradora para movimentos verticais na atmosfera, sendo importante no entendimento da dispersão das ondas atmosféricas, como ondas Rossby, de Kelvin e também ondas gravidade, onde para o entendimento das mesmas ondas necessita-se da estrutura vertical e horizontal da estabilidade estática. A estabilidade estática é comumente representada pelo quadrado da Frequência Brunt–Visälä (WIRTH, 2000).

Wirth (1995), Yang et al. (2009) e Birner (2010) encontraram aquecimento anômalo em 200 hPa associado à ondulação da tropopausa. A advecção horizontal desta anomalia quente tende a aquecer a coluna, causando abaixamento da pressão na superfície. Assim, investigaram-se os termos da equação da termodinâmica dada pela seguinte equação:

$$c_p \frac{DT}{Dt} - \alpha \frac{Dp}{Dt} = j \quad (2.3)$$

assim, expandindo os termos, a equação fica:

$$\underbrace{\frac{\partial T}{\partial t}}_1 + \underbrace{\vec{V} \cdot \nabla T}_2 + \underbrace{\omega \left(\frac{\partial T}{\partial p} + \frac{1}{c_p} \frac{\partial \phi}{\partial p} \right)}_3 = \underbrace{\frac{j}{c_p}}_4 \quad (2.4)$$

Portanto, a equação do balanço de calor para uma parcela de ar é dada pela Equação 2.4, em que o termo 1 indica a tendência local de T, o termo 2 a advecção horizontal de T, o termo 3 a mudança de T devido ao processo de expansão ou compressão adiabática da parcela de ar, referido, a partir de agora, como termo adiabático e, o termo 4, as fontes e sumidouros de calor devido a processos diabáticos, tais como: taxa de aquecimento ou resfriamento radiativo e de aquecimento da atmosfera devido à liberação de calor latente e/ou sensível, referido, a partir de agora, como termo diabático.

Rosenlof (1995) mostrou que os termos de tendência temporal, advecção meridional e divergência de fluxo turbulento na Equação 2.3 são desprezíveis na estratosfera

extratropical.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \bar{v} \frac{\partial \theta}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} \bar{J} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \bar{v} \theta \frac{\bar{\theta}_y}{\theta_z} + \bar{w} \theta \quad (2.5)$$

Acima da tropopausa, a liberação de calor latente é quase desprezível e, portanto, o aquecimento por radiação torna-se dominante. Ao substituir a taxa de aquecimento/resfriamento diabático, pela taxa de aquecimento por radiação J [Yang et al. \(2009\)](#), [Lin et al. \(2013\)](#), e ao negligenciar a tendência temporal meridional e a divergência do fluxo turbulento na equação termodinâmica, a equação pode ser escrita como:

$$\bar{w}^* \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} \cdot \frac{\bar{T}}{\theta} = J, \quad (2.6)$$

os campos de taxa de aquecimento diabático tridimensional são calculados a partir da Equação 2.6 como um resíduo.

As intrusões bidirecionais na região da UTLS são fundamentais para a compreensão dos fluxos na STE. Existe uma componente dinâmica mais adequada que a equação ômega para identificar os movimentos verticais associados às intrusões bidirecionais, conhecida como divergência do vetor \vec{Q} , que na essência é derivada da equação ômega quase-geostrófica ([EIBERN et al., 1998a](#)). Resumidamente, a vantagem do vetor \vec{Q} em relação à equação ômega é que, enquanto esse último é utilizada a somatória das forçantes advectivas de temperatura e vorticidade, que adquiririam sinais opostos podem vir a se cancelarem, o vetor \vec{Q} é dependente de apenas um termo ([HOLTON; STALEY, 2004](#)).

O vetor \vec{Q} representa a taxa de variação do gradiente horizontal de temperatura, seguindo o escoamento geostrófico, incluindo as variações de magnitude e orientação de gradiente de temperatura ([EIBERN et al., 1998a](#)). Os movimentos verticais em decorrência da circulação ageostrófica [Uccellini e Kocin \(1987\)](#), pelo método do vetor \vec{Q} surge da destruição do balanço térmico entre o cisalhamento vertical do vento e os gradientes horizontais de temperatura.

Considera-se que em regiões de movimento ascendente estão associadas com convergência do vetor \vec{Q} , e áreas de movimento subsidente com divergências do vetor \vec{Q} . Sendo assim, o vetor \vec{Q} permite identificar regiões de movimento ascendente de ar troposférico em direção à estratosfera, e movimentos descendente do ar estratosférico na direção da troposfera [Eibern et al. \(1998a\)](#). O \vec{Q} é dado pela seguinte equação ([HOLTON; STALEY, 2004](#)):

$$\vec{Q} = (Q_1, Q_2) = \left(-\frac{R}{p} \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial x} \cdot \vec{\nabla}_p T, -\frac{R}{p} \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial y} \cdot \vec{\nabla}_p T \right) \quad (2.7)$$

Em que em 2.7, R é a constante do gás para o ar seco $287 \text{ J.K}^{-1}\text{kg}^{-1}$, \vec{V}_g é o vento geostrófico, T a temperatura do ar, Q_1 e Q_2 são as componentes zonal e meridional do vetor \vec{Q} , respectivamente.

2.3.3 A Circulação Brewer-Dobson

Com a maior parte do ozônio sendo encontrada além da sua região de formação (tropical), surge o fator determinante para a explicação para as maiores concentrações de ozônio estarem alocadas nas médias/altas latitudes, denominada Circulação Brewer-Dobson (CBD) (DOBSON et al., 1946; BREWER, 1949). Uma fundamental distinção, é que a circulação estratosférica global é ascendente nos trópicos e descendente nos extratropicos, a partir da CBD, o que interfere fundamentalmente nos reservatórios na região de Ex-UTLS Gettelman e Sobel (2000), tendo a circulação troposférica de Hadley confinada abaixo desta região. Uma importante constatação é que a dinâmica da Ex-UTLS podem influenciar os modos anulares da estratosfera que afetam a manutenção de regimes troposféricos de médias e altas latitudes (SHEPHERD, 2002; SHEPHERD, 2007; PLUMB, 2007). Vale ressaltar que, em termos de circulação estratosférica global existem diferenças entre a região tropical que apresenta circulação ascendente e nos extratropicos descendente (SCHOEBERL, 2004). A razão de mistura do ozônio é de cerca de 3 ppmv (partes por milhão de volume) nas latitudes médias, sendo bem menor que na região tropical (cerca de 10 ppmv em média) (FIOLETOV, 2008; WEBER et al., 2011).

O mecanismo que envolve a existência da CDB não é estritamente devido o aquecimento tropical e o resfriamento polar que geram o movimento meridional do equador em direção ao polo, mas sim é resultante dos movimentos das ondas na estratosfera extratropical. Essas ondas planetárias permanentes de grande escala horizontal (eventualmente se propagando verticalmente para a estratosfera) e movimentos lentos são formadas em decorrência da rotação do planeta, combinada com gradientes de temperatura meridional, chamadas de ondas de Rossby (descritas na Seção 2.5) (HOLTON et al., 1995; ROSCOE, 2006; BUTCHART, 2014). Ao chegarem na estratosfera, estas ondas acabam injetando *momentum* de leste causando desaceleração do jato polar noturno, criando as chamadas quebras de onda (o princípio básico para a formação do *Sudden Stratospheric Warming*). Portanto, embora criada baseada

no princípio de continuidade de massa, onde o ar quente se eleva nos trópicos e se aprofunda nos polos, a CBD tem sua existência baseada nas quebras de ondas planetárias na região da estratosfera polar durante o inverno (SALBY, 2008; BUTCHART, 2014; OBERLÄNDER-HAYN et al., 2016).

2.4 Bloqueios atmosféricos no Hemisfério Sul

Nos altos níveis da troposfera, nas médias latitudes, é regularmente observado um padrão de escoamento zonal caracterizado por um fluxo que se comporta de oeste para leste. Exatamente nesta região são observados os jatos de altos níveis, em que são registrados os valores máximos de magnitude do vento zonal, onde sua contribuição é significativa para o deslocamento das perturbações transientes que se dirigem para leste (MARQUES, 1996).

Quando o escoamento médio zonal é interrompido por um intenso escoamento meridional que pode ser vinculado a uma célula de alta pressão anômala, barotrópica e quase-estacionária, resultando em uma bifurcação do jato, é classificado como bloqueio atmosférico. Este é um ponto importante pois bloqueio tem uma estrutura vertical que projeta mais energia em modos com estrutura barotrópica na troposfera. Porém, na estratosfera, pode ocorrer uma mudança de estrutura vertical com componente mais baroclínica. Este quadro impede que os sistemas avancem em seu curso normal, caracterizando uma situação clássica de bloqueio. Pode-se observar um anticiclone quente que se forma em latitudes mais altas do que aquelas onde se localiza a alta subtropical. Frequentemente o mesmo encontra-se acompanhado por uma baixa fria em latitudes mais baixas (LEJENÄS; ØKLAND, 1983).

Essa configuração estrutural, responde pela continuidade de condições de tempo, extremos climáticos, que podem resultar desde extremos de secas, ondas de calor, entre outros. Porém, uma relevante atenção deve ser dada aos bloqueios atmosféricos, que tem por característica a ocorrência em latitudes médias, onde apresentam duração que podem variar de dias, até mesmo com permanência de semanas (MARQUES, 1996).

Basicamente dois tipo de bloqueios são observados no HS:

- Bloqueio do tipo ômega (Ω): Trata-se de um tipo de bloqueio de grande extensão espacial e de grande longevidade, caracterizado pela combinação entre duas baixas frias desprendidas e uma alta de bloqueio que são similares em tamanho e intensidade, e cuja forma se assemelha à letra grega

(Ω) (no caso do Hemisfério Sul este (Ω) é invertido) e caracterizando a bifurcação do jato.

- Bloqueio do tipo dipolo: Quando uma baixa fria despreendida (do inglês *cut-off low*), está posicionada no flanco equatorial de uma alta de bloqueio, caracterizando uma estrutura de dipolo. Geralmente este tipo de bloqueio deriva-se do bloqueio do tipo Ômega (Ω). Associado a seus dois centros de altura geopotencial há uma zona de deformação. Uma corrente anômala representa este padrão de leste para oeste difluente. Corrente acima da região bloqueada e a oeste da zona de deformação o escoamento se configura basicamente como zonal, enquanto que do lado leste do sistema de bloqueio apresentam-se condições de calor e ar seco, típicos de uma crista em progressão.

Existem índices subjetivos para descrever de forma qualitativa o padrão sinótico associado aos bloqueios, fazendo com que sua identificação se torne um trabalho difícil para conjuntos de dados de longo prazo. Porém índices objetivos, nos casos a longo prazo, são mais indicados, havendo diferentes abordagens para o rastreamentos destes sistemas atmosféricos ([TIBALDI; MOLteni, 1990](#); [TIBALDI et al., 1994](#); [OLIVEIRA et al., 2014](#)). Vale ressaltar que, todos os métodos citados tratam como “escoamento zonalmente bloqueado” local e instantâneo, entretanto, quando se utiliza do termo “bloqueio atmosférico” busca-se identificar à persistência do índice para um determinado tempo duração.

2.5 Relação entre os bloqueios, quebra de ondas de Rossby e transporte de ozônio no Hemisfério Sul

Em termos de escala sinótica, a onda de Rossby [Rossby \(1939\)](#), desempenha um papel fundamental no escoamento e no calor das regiões subtropicais e polares na baixa estratosfera e alta troposfera, tendo em sua propagação a responsabilidade das teleconexões entre essas regiões, através de um movimento meridional de grande escala. Quando a onda de Rossby quebra, há uma resposta na região da baixa estratosfera e na alta troposfera que contribui para as trocas entre estas altitudes, favorecendo a formação de COLs, e anticiclones. Se acontecerem ao mesmo tempo, podem desencadear em um evento de bloqueio ([PETERS; WAUGH, 2003](#)). As ondas de Rossby se configuram devido a variação da força de Coriolis de acordo com a latitude e a conservação da vorticidade absoluta. As Quebras das Ondas de Rossby (do inglês *Rossby Wave Breaking* - doravante RWB) ocorrem quando há uma deformação rápida e irreversível de contornos de VPE sobre uma superfície isentrópica,

permitindo a mistura de diferentes massas de ar, implicando na alteração do gradiente meridional de temperatura (BERRISFORD et al., 2007; HITCHMAN; HUESMANN, 2007). Portanto, em uma situação de bloqueio, parcelas de ar de baixas latitudes são advectadas para altas latitudes (o contrário também é válido), permitindo a reversão do gradiente meridional de temperatura e assim os eventos de bloqueio podem ser vistos como RWB (HOOD et al., 1999; NASCIMENTO; AMBRIZZI, 2002; TAKEMURA et al., 2017). De acordo com Tyrlis e Hoskins (2008), são considerados dois tipos de RWB, o anticiclônico, ligado aos OMH e altas de bloqueio Newman et al. (1988), Song et al. (2011), Jing e Banerjee (2018a) e o ciclônico, ligado aos COLs Fuenzalida et al. (2005) e Ndarana e Waugh (2010), possibilitando as trocas entre estratosfera-troposfera de constituintes traço, alterando a altura da tropopausa dinâmica.

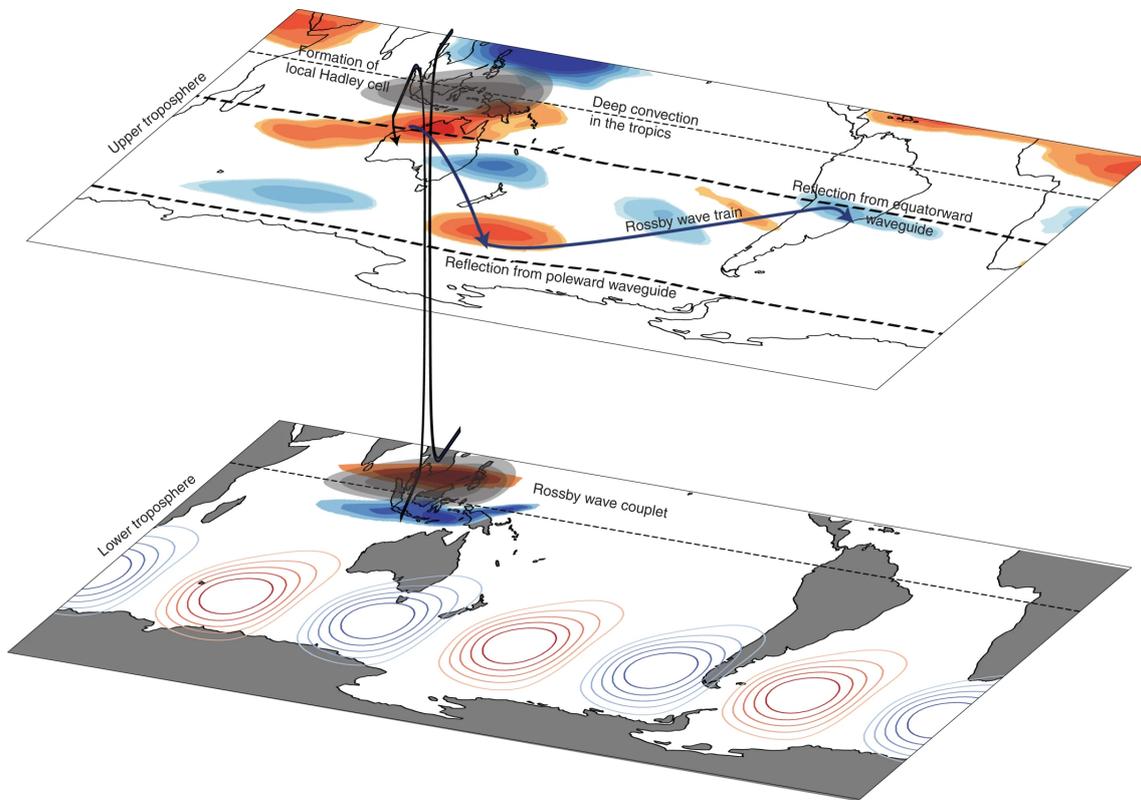
Os eventos de RWB são intimamente ligados a outros eventos sinóticos, como por exemplo os COLs que ocorrem à jusante e após um evento de RWB ou intrusões de alta VPE (NDARANA; WAUGH, 2010). A mistura horizontal na estratosfera surge por conta das RWB, com ondas na escala sinótica na parte mais baixa da estratosfera na região dos subtropicais, além das ondas em escala planetária na estratosfera profunda (SHEPHERD et al., 2000). Como a agitação é controlada pelo fluxo em grande escala, a estrutura filamentar é previsível (pelo menos em escalas de tempo de alguns dias) a partir de análises meteorológicas na baixa estratosfera extratropical. Como a estratosfera é, em sua maior parte, com dinamicamente estável, a agitação não ocorre por algum tipo de instabilidade, mas sim tende a ser forçada pelas ondas de Rossby, que por sua vez, se propagam da troposfera quebrando-se na estratosfera.

Os efeitos radiativos em decorrência das variações dos conteúdos de ozônio tem um papel importante nos anticiclones, onde devido a processos de transporte associados aos efeitos radiativos elevam a tropopausa. Portanto, esses processos injetam um fluxo de massa da troposfera para a estratosfera Kunkel et al. (2019), o que é ponto fundamental no processo de formação dos COLs, e estão relacionadas ao fato da propagação onde se conserva a vorticidade absoluta, o que pode desencadear na amplificação de cristas à jusante de sua posição, e desenvolver a atividade das trocas bidirecionais entre troposfera e a estratosfera (GETTELMAN et al., 2011). Uma vez que a concentração de ozônio decresce abaixo da tropopausa e aumenta rapidamente acima, tal movimento ascendente resulta na convergência do ar pobre em ozônio abaixo da tropopausa e divergência do ar rico em ozônio acima, levando à redução líquida na CTO (NIKULIN, 2005).

A circulação na região dos extratropicais no Hemisfério Sul tende a ser zonalmente

simétrica, entretanto são constatadas assimetrias significativas relacionadas aos números de onda 1 e 3 (CAVALCANTI, 2000). Associado à circulação na Antártica, as RWB e o padrão de onda 3 tem sido relacionado aos bloqueios no Pacífico Trenberth e Mo (1985), onde a variação de onda zonal de número 3 (*Zonal Wave 3* - ZW3) é importante devido ao seu potencial impacto no transporte meridional de energia (RAPHAEL, 2004). Esse padrão de onda número 3 entre 50°S-65°S sugere que este é o número de onda dominante na região extratropical no HS. De acordo com Goyal et al. (2021) esse padrão na região do Pacífico sul é associado à convecção gerada na região tropical, diferentemente do proposto por outros autores, que acreditavam que as porções continentais tem o maior impacto na geração da ZW3. O mecanismo gerador do padrão de ZW3 é representado na Figura 2.4, onde a convecção profunda na região tropical forma uma célula de Hadley local que vai gerar subsidência na região dos subtropicais, onde o escoamento zonal de oeste é predominante, gerando uma fonte de ondas de Rossby nesta região.

Figura 2.4 - Representação esquemática da influência da convecção tropical na geração de onda ZW3 nos extratrópicos SH.



Fonte: Goyal et al. (2021).

2.6 Modos de variabilidade e os conteúdos de ozônio

A condução da estratosfera nos eventos extremos troposféricos, como por exemplo os bloqueios atmosféricos, ainda é pouco abordado (DOMEISEN; BUTLER, 2020). Alguns eventos estratosféricos como o resfriamento da atmosfera Antártica, que causa o aparecimento do Buraco de Ozônio Antártico Laa e VanWeele (2011), Kramarova et al. (2014), Peres et al. (2016), e os aquecimentos repentinos da estratosfera (*Sudden Stratospheric Warming*) no Hemisfério Sul, podem desencadear em eventos anômalos significativos como por exemplo, os eventos de 2002 que observou uma separação do vórtice polar Antártico Varotsos (2003), Allen et al. (2003), Charlton et al. (2005), Krüger et al. (2005), além do evento de 2019 que registrou um forte enfraquecimento e deslocamento do vórtice polar estratosférico (RAO et al., 2020; NOGUCHI et al., 2020; LIM et al., 2021).

De acordo com [Domeisen e Butler \(2020\)](#), os modos de variabilidade climáticos, como El Niño Oscilação Sul (ENOS), Oscilação Quase Biental (OQB) e a Oscilação Antártica ou Modo Anular Sul (mais conhecida como *Antartic Oscillation* - AAO ou *Southern Annular Mode* - SAM), são importantes teleconexões entre os processos que envolvem o acoplamento entre estratosfera e troposfera.

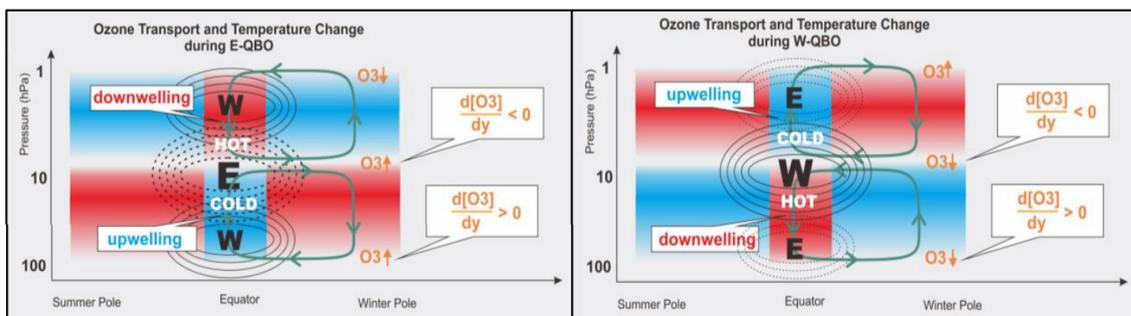
O principal modo de variabilidade extratropical do HS é o SAM que impacta diretamente na atmosfera, bem como nas quantidades de gelo marinho ([THOMPSON; SOLOMON, 2002](#); [THOMPSON et al., 2011](#); [FOGT; MARSHALL, 2020](#)). Quando associado a este modo de variabilidade, o ozônio apresenta fase oposta à AAO, onde a destruição do ozônio estratosférico, assim há um acoplamento entre estratosfera e troposfera [Randel et al. \(2002\)](#), leva a um fortalecimento do vórtice polar que consequentemente coincide com a fase positiva do SAM. Portanto o contrário é válido no momento em que o aumento da concentração de ozônio na estratosfera favorece ao enfraquecimento do vórtice polar estratosférico e consequentemente a fase negativa do SAM ([ROBINSON; ERICKSON, 2015](#); [FOGT; MARSHALL, 2020](#); [LIM et al., 2018a](#)). Uma aplicação da interação/acoplamento entre estratosfera e troposfera no impacto do SAM nos sistemas troposféricos são as RWB [Wang e Magnusdottir \(2011\)](#), onde as RWB podem variar de anticiclônicas/ciclônicas dependendo da fase do SAM positivo/negativo.

Outro modo de variabilidade que afeta a circulação tropical, bem como a distribuição do ozônio é a Oscilação Quase Biental (*Quasi-Biennial Oscillation* - QBO) [Reed et al. \(1961\)](#), [Reed \(1964\)](#), que é caracterizado por alterações no padrão de oscilação zonal do vento na baixa estratosfera tropical dentro de um período entre 22 e 34 meses com um tempo médio de 28 meses [Lindzen e Holton \(1968\)](#), [Raphaldini et al. \(2021\)](#), que pode ser acompanhada continuamente em: https://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/met/qbo/qbo.html. A boa correlação entre o vento zonal e o ozônio total na região equatorial é resultado da circulação secundária do QBO. Durante a fase oriental, um movimento ascendente induzido por QBO no equador eleva parcelas de ar com baixo ozônio da alta troposfera para a baixa estratosfera. Esta advecção de circulação secundária reduz o ozônio na estratosfera equatorial inferior durante a fase leste, enquanto durante a fase oeste, a advecção oposta aumenta o ozônio equatorial. Esta circulação secundária ascendente da fase oriental produz um ramo descendente nos subtropicais, que atua para aumentar o ozônio ([LINDZEN, 1987](#); [BALDWIN et al., 2001](#)). A QBO é o principal modo de variabilidade da CTO na região equatorial, durante suas fases (*westerly/esterly*) no hemisfério de inverno, as anomalias de ozônio equatorial são anti-correlacionadas

com as anomalias nas médias/altas latitudes (BOWMAN, 1989).

Os processos que conduzem as mudanças de concentração de ozônio são claramente mostrados pelos esquemas de transporte de ozônio durante cada fase QBO na Figura 2.5. Este esquema mostra a razão pela qual a concentração de ozônio se eleva ao haver uma propagação ascendente observada do vento de oeste (*westerly*), tendo a explicação constatada na análise da Circulação Brewer-Dobson (BUTCHART, 2014). Durante a fase oeste (*westerly*) da QBO, onde a circulação fica mais fraca, causa um período mais longo de produção de ozônio (ALSEPAN et al., 2016; KUSUMA et al., 2019). Já na baixa estratosfera, a mudança na concentração de ozônio será diretamente correlacionada com a anomalia de temperatura, sugerindo processos dinâmicos que são os principais condutores da mudança de ozônio na baixa estratosfera. Na estratosfera superior, a mudança do ozônio tem correlação negativa com as anomalias da temperatura, onde diferentemente da baixa estratosfera, aqui as mudanças do ozônio se dão principalmente impulsionadas por processos fotoquímicos (ALSEPAN et al., 2016).

Figura 2.5 - Representação esquemática da relação entre o transporte de ozônio e a mudança de temperatura durante as fases leste (esquerda) e oeste (direita) da QBO.



Fonte: Kusuma et al. (2019).

Uma importante fonte de variabilidade interanual na circulação troposférica originada na região tropical é o El Niño Oscilação Sul (ENOS) (do inglês - *El Niño Southern Oscillation* - ENSO), que apresenta uma forte teleconexão com os sistemas precipitantes dos extratropicais, associados a propagação de ondas atmosféricas, como as ondas de Rossby (TRENETH et al., 2002). Dados os efeitos do ENSO na

convecção tropical, um bom exemplo para estas teleconexões pode ser representada pela influência do ENSO em outros modos de variabilidade, onde é razoável inferir que ENSO também modula a QBO [Kawatani et al. \(2019\)](#), na região tropical. Segundo [Oliveira et al. \(2014\)](#), as combinações entre as fases (positiva/negativa) do ENSO e da SAM, podem indicar as frequências de bloqueios e RWB no inverno austral no Pacífico Sul.

Na região tropical em períodos El Niño (fase positiva do ENSO), o dipolo é tal que a anomalia total negativa de ozônio está associada a convecção intensificada no Pacífico oriental tropical e anomalias positivas estão associadas a convecção reduzida na Indonésia ([WANG et al., 2011](#)). Os episódios de La Niña (fase negativa do ENSO) apresentam padrões de anomalia total de ozônio invertidos em relação ao ENSO positivo. As fases positiva/negativa do ENOS, levam a uma desaceleração/aceleração dos ventos alísios, que resultam em uma intensificação/arrefecimento da Brewer-Dobson aumentando/diminuindo a CTO na região extratropical e conseqüentemente diminuindo/aumentando as concentrações de ozônio na região tropical ([HITCHMAN; ROGAL, 2010b](#); [WANG et al., 2011](#); [ZHANG et al., 2015](#); [LIMA et al., 2020a](#); [LIMA et al., 2020b](#)).

2.7 Impacto do ozônio estratosférico na previsão de tempo

A maioria dos sistemas de Previsão Numérica de Tempo (PNT) apresentam limitações significativas relacionadas as representações da química da atmosfera, em especial ao abordado na estratosfera. Os gases traços como o ozônio e o vapor d'água, apresentam grande relevância para o balanço de energia do planeta [Hegglin e Tegtmeier \(2017\)](#), bem como uma grande importância no forçamento radiativo em escalas de (dias a semanas) [Pagowski et al. \(2010\)](#), [Lim et al. \(2015\)](#), até décadas (clima) ([SON et al., 2010](#); [POLVANI et al., 2011](#); [GRISE et al., 2013](#); [KANG et al., 2013](#); [XIA et al., 2020](#)). Segundo [Morcrette \(2003\)](#), apesar de possuir uma distribuição espaço-temporal extremamente variável, o ozônio exerce um papel fundamental como forçante radiativa, onde estes impactos transitórios importantes que são pertinentes à previsão precisa dos processos de acoplamento estratosfera-troposfera ([HOLTON et al., 1995](#); [SHEPHERD, 2002](#); [KUSHNER; POLVANI, 2006](#); [GREENSLADE et al., 2017](#)). Portanto, estes mecanismos que tendem a afetar as características em escalas sinóticas, por sua vez incluem variações nos gradientes de horizontais (que podem perturbar os ventos médios através do equilíbrio do vento-térmico); o perfil vertical de aquecimento (afetando a estabilidade troposférica); além do impacto no aquecimento atmosférico (impactando na circulação geral, atuando como uma fonte de

ondas de Rossby) [Rodwell et al. \(2013\)](#).

Na região da UTLS, os efeitos radiativos do ozônio são conhecidos por afetar o padrão de aquecimento da superfície [Gilford e Solomon \(2016\)](#), onde a habilidade dos modelos de PNT ainda requer maior aprofundamento [Morcrette \(2003\)](#), [Dragani \(2011\)](#), [Williams et al. \(2021\)](#). Com isso, a propagação de erros pode impactar na habilidade de previsão da troposfera, influenciada pela representação do acoplamento estratosfera-troposfera se manifestada em escalas de tempo de previsão de curto/médio prazo (normalmente até 05-15 dias) e em escalas de tempo sub-sazonais ([LACIS et al., 1990](#)). Além disso, a melhor distribuição estratosférica de ozônio, pode afetar variáveis meteorológicas, como ventos estratosféricos e temperatura, bem como outras variáveis químicas.

Os impactos na superfície, causados pela limitada representação dos processos na UTLS principalmente no HS foram detectados de forma não tão abrangente nos últimos anos, como consequência dos efeitos radiativos e dinâmicos do buraco de ozônio da Antártica, e os impactos à curto/médio prazo ([THOMPSON et al., 2011](#); [KIDSTON et al., 2015](#)).

Apesar da maioria dos modelos do IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) não utilizarem a química acoplada até a versão CMIP5 *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* [Braesicke et al. \(2013\)](#), a versão CMIP6 nos estudos de modelagem vem utilizando modelos químico-climático de última geração, acoplados e com filtragem dos dados (assimilação de dados), afim de investigar a distribuição de ozônio na atmosfera e seus impactos na circulação ([MEUL et al., 2018](#)). Com isso, o intuito é obter a melhor concentração de O₃ estratosférico ao assimilar dados de radiância de satélite, assim haverá uma melhor representação do forçamento radiativo quando usados pelo esquemas de radiação dos modelos. Por fim, o fornecimento das informações dinâmicas devido ao movimento do ozônio na atmosfera ([HEGGLIN; TEGTMEIER, 2017](#)).

2.8 Simulações numéricas e resposta da circulação atmosférica às mudanças do ozônio estratosférico

Atualmente, para avaliar a resposta das variações do ozônio estratosférico na circulação atmosférica, são realizadas simulações em modelos atmosféricos, modelos com química acoplada e intercomparação de modelos [Cionni et al. \(2011\)](#), onde os conteúdos de ozônio são perturbados sob diferentes cenários. Usualmente, as avaliações destes impactos podem utilizar a separação de fatores (buscando quantificar a res-

posta dos modelos às variações do ozônio estratosférico, contrastando com o efeito do aumento dos Gases de Efeito Estufa - GEEs) ou somente avaliando o impacto das perturbações dos conteúdos de ozônio.

Para método da separação de fatores, utiliza-se geralmente de 3 a 4 integrações de 40 anos ou mais. A integração de referência é rotulada como REF1960 (membro CTRL), com o O_3 e os GEEs retirados do ano de 1960. Uma segunda integração levando em conta efeitos da destruição do ozônio estratosférico, chamada OZONE2000, mantendo em 1960 os valores dos GEEs. Para contrastar os efeitos da diminuição do ozônio com o aumento de GEEs, é avaliado um terceiro membro, o GHG2000, com os GEEs nos níveis de 2000, deixando o O_3 nos níveis de 1960. Por fim, é realizada uma integração na qual todos os forçamentos são definidos nos níveis do ano 2000, assim essa integração é rotulada como BOTH2000 (SON *et al.*, 2010; POLVANI *et al.*, 2011; GRISE *et al.*, 2013).

Geralmente é avaliada a resposta da circulação atmosférica do HS. Entretanto, utilizando método de separação de fatores, pode-se verificar o impacto das variações de ozônio nas temperaturas da superfície Polvani *et al.* (2011), McLandress *et al.* (2012), impacto na fração de nebulosidade em baixos, médio e altos níveis Grise *et al.* (2013), posição preferencial e frequência de ciclones no HS Grise *et al.* (2014), cobertura de gelo marinho Xia *et al.* (2020), extremos e definição de regimes de precipitação Kang *et al.* (2013), Gonzalez *et al.* (2014), Wu e Polvani (2017), afetando a propagação de ondas Hu *et al.* (2015), intensidade da corrente de jato Kidston *et al.* (2015), e na tendência da formação de bloqueios atmosféricos (DENNISON *et al.*, 2016).

O método das perturbações apenas dos campos de ozônio, para determinar quantitativamente os efeitos da destruição ou recuperação do ozônio estratosférico, é uma ferramenta pouco utilizada, porém ideal com modelos que possuam a interatividade entre ozônio, a química e a radiação (OEHRLEIN *et al.*, 2020). Vasconcellos (2012a), avaliou as variações dos conteúdos do ozônio no Modelo de Circulação Geral Atmosférico do CPTEC (MCGA/CPTEC). Perturbando os campos de ozônio estratosférico (acima de 100 hPa) em três conjuntos multiplicando e dividindo-os em cinco vezes com relação a climatologia de 1980 a 1989 (10 anos), buscando a uma relação da AAO com as variações de O_3 . O ozônio apresentou uma variabilidade intrasazonal com seus máximos no início do outono, além de um mínimo no fim do inverno, sendo a amplitude destas variabilidades maiores no experimento dos valores multiplicados do que nos experimentos dos valores divididos em cinco vezes. A

variação do ozônio no MCGA/CPTEC produziu uma configuração da AAO em sua fase positiva (negativa) nos meses de janeiro e em abril e uma configuração da AAO na fase negativa (positiva) em julho e novembro no experimento mínimo (máximo).

2.9 Brazilian Global Atmospheric Model (BAM)

O Brazilian Global Atmospheric Model (BAM) [Figueroa et al. \(2016\)](#), foi desenvolvido no Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) com o objetivo de superar as limitações de seu antecessor o Atmospheric General Circulation Model (AGCM/CPTEC) ([CAVALCANTI et al., 2002](#)).

O BAM é um modelo de escala global, que utiliza as leis físicas que regem os movimentos da atmosfera. As equações primitivas, no BAM é resolvida pelo método espectral e utilizando a aproximação hidrostática, sendo assim podemos afirmar que o modelo é espectral e hidrostático ([BONATTI, 2013](#); [FIGUEROA et al., 2016](#); [MATTOS et al., 2018](#)). No espaço físico são resolvidas as parametrizações físicas dos processos de subgrade. Quanto a parte dinâmica, o BAM contempla dois núcleos dinâmicos possíveis, o Euleriano (estabilidade numérica depende da condição de estabilidade de Courant) e Semi-Lagrangiano (método que combina as vantagens Eulerianas e Lagrangeanas) podendo ser facilmente configurado em qualquer um dos núcleos dinâmicos ([BONATTI, 2013](#)). A coordenada vertical utilizada para a discretização é a híbrida (σ -p), que como vantagem, permite a fácil inserção da topografia ([MATTOS et al., 2018](#)).

De acordo com [Mattos et al. \(2018\)](#), a coordenada vertical utilizada para a discretização é a σ -p (tem a vantagem de eliminar o efeito da topografia acima de 200 hPa, entretanto, podem prejudicar as simulações na estratosfera pois o termo de gradiente de pressão sofre a influencia do Jacobiano da transformação de coordenada que, por sua vez, depende do gradiente da pressão na superfície. Assim, o erro de truncamento pode ser grande na estratosfera. É esta a razão pela qual muitos centros, como o ECMWF, mudaram para coordenada híbrida, ou seja, no alto da atmosfera não é mais usada a coordenada sigma) ([HERSBACH et al., 2018b](#)).

A discretização com respeito ao aquecimento solar no BAM, inclui as taxas de aquecimento devido a forçante do ozônio tanto no espectro UV quanto no espectro IR. No módulo do BAM, as concentrações de ozônio são descritas de acordo uma média zonal climatológica ou podem ser prescritas externamente pelo usuário. A emissão de radiação de onda longa pela superfície também pode ser absorvida e reemitida por constituintes da atmosfera, como o ozônio. A resolução vertical do

modelo BAM apresenta 64 níveis na vertical no modo operacional para previsão de tempo. A resolução vertical utilizada operacionalmente pelo BAM é de 64 camadas no total, onde 33 camadas localizadas na troposfera, 12 camadas na tropopausa, 17 camadas na estratosfera, 1 camada na estratopausa e 1 na mesosfera (MATTOS et al., 2018).

No que diz respeito ao aquecimento solar no BAM, inclui as taxas de aquecimento/resfriamento devido a forçante do ozônio tanto no espectro UV quanto no espectro IR (a emissão de radiação de onda longa pela superfície também pode ser absorvida e reemitida por constituintes da atmosfera, como o ozônio (BONATTI, 2013)).

Os esquemas de radiação geralmente são chamados com muito menos frequência do que o passo do tempo dinâmico, devido a que eles consomem muito tempo computacionalmente. Por exemplo, o aquecimento devido às ondas curtas no modelo BAM do CPTEC é calculado a cada hora e interpolado nos instantes intermediários, enquanto que a dinâmica é calculada a cada 200 segundos. Portanto, em alguns casos, o sol do modelo ainda pode estar "brilhando" depois que nuvens e/ou chuva foram geradas, especialmente no caso de convecção. Os maiores erros nos cálculos de radiação de onda curta e longa resultam de erros na previsão ou no diagnóstico da presença de nuvens de modelo. Muitos erros também podem resultar de deficiências do modelo na determinação dos efeitos de nebulosidade parcial, particularmente a relação entre a umidade relativa do modelo e a proporção da razão de mistura de água de nuvem com a quantidade de nebulosidade do modelo.

3 AVALIAÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DO PERFIL DE OZÔNIO ESTRATOSFÉRICO: COMPARAÇÃO ENTRE MÚLTIPLAS REANÁLISES

3.1 Introdução

O ozônio (O_3) desempenha papel importante na estratosfera através da absorção de Radiação Ultravioleta (RUV). Ao passo que o ozônio auxilia na absorção da RUV, seu impacto para determinar a estrutura termal da estratosfera é de grande relevância (SOLOMON, 1999). Na estratosfera, a temperatura geralmente aumenta com a altitude, devido as reações fotoquímicas que liberam energia em forma de calor durante o processo de formação do ozônio (GREWE, 2006; FIOLETOV, 2008). No entanto, a distribuição vertical e a concentração do ozônio varia de acordo com a latitude e o período do ano, sendo afetada pela dinâmica da atmosfera (GETTELMAN et al., 2011).

Alguns estudos têm confirmado a sensibilidade da temperatura devido as alterações ou variações das concentrações de ozônio na região da estratosfera (LACIS et al., 1990; XIE et al., 2009), que por sua vez causa impactos nos processos dinâmicos, radiativos e termodinâmicos na atmosfera (BRAESICKE et al., 2013; MANNEY et al., 2014; GILFORD; SOLOMON, 2016; WILLIAMS et al., 2019). O ozônio e sua variabilidade espaço-temporal são, portanto, de fundamental importância para a circulação atmosférica, como mostrado por exemplo por Tummon et al. (2015) e Ball et al. (2019), necessitando serem considerados em simulações numéricas (CIONNI et al., 2011).

Para uma melhor compreensão das variações no conteúdo de ozônio atmosférico, os satélites auxiliam nas observações que são obtidas por sensores que empregam diferentes técnicas de visualização (*Limb e Nadir-view*), para os quais a precisão das medições de ozônio é muito importante (HEGGLIN; TEGTMEIER, 2017). Além de dados de ozônio inferidos por um único sensor, técnicas de combinação de produtos de ozônio dos mais diferentes sensores, operados por várias agências, estão sendo cada vez mais aprimoradas e permitindo melhor representação espacial e temporal do referido gás-traço (HEGGLIN et al., 2013; FRITH et al., 2014; DAVIS et al., 2016; SOFIEVA et al., 2017; STEINBRECHT et al., 2017). Além disso, essas técnicas, também conhecidas como *merge*, geram produtos com maior estabilidade de longo prazo, boa precisão e um alto nível de consistência (DAVIS et al., 2017; GARANE et al., 2018; HASSLER et al., 2018).

A importância de tais conjuntos de dados de ozônio, é destacada por seu amplo uso em ciências atmosféricas, tais como: na avaliação de campos de modelos químico-climáticos e em modelos numéricos de tempo e clima. Nos estudos de [Davis et al. \(2017\)](#) e [Bai et al. \(2017\)](#), por exemplo, o *merge* de séries temporais de curto prazo de dois conjuntos de dados de ozônio diferentes foram usados para avaliar a precisão das reanálises, destacando as diferenças entre o *merge* e os dados de diferentes reanálises. Nos estudos realizados por [Shangguan et al. \(2019\)](#) e [Ball et al. \(2019\)](#), diferentes *merge* foram usados para investigar tendências de longo prazo em modelos, além da variabilidade interanual, como causada pelo El Niño Oscilação Sul (ENOS) ou a Oscilação Quasi-Bienal (OQB).

Dada a importância da variabilidade e mudança do ozônio para impulsionar a dinâmica da atmosfera, conforme mostrado nesses estudos, os sistemas mais modernos de previsão numérica do tempo e do clima usam cada vez mais os campos prognósticos de ozônio em vez de representações climatológicas do ozônio estratosférico ([KOBAYASHI et al., 2015](#); [BAI et al., 2017](#)). Essa preferência pelo campo de ozônio prognóstico se deve à interação com os efeitos diretos nas taxas de aquecimento, bem como na dinâmica atmosférica, e sua conexão com a dinâmica troposférica.

Assim, quanto mais próxima da realidade a informação do ozônio estratosférico, melhor representados serão o *feedback* químico [Oehrlein et al. \(2020\)](#), radiativo [Xie et al. \(2009\)](#) e dinâmico [Abalos et al. \(2019\)](#) nos modelos numéricos de tempo e clima.

A presente seção tem como objetivo conhecer a reanálise com os menores vieses em relação às observações de ozônio. Contudo, essa seção busca selecionar a reanálise mais adequada dos conteúdos de ozônio, para que seja utilizado na Seção 4, que mostrará fisicamente e estatisticamente a influência do ozônio na formação dos bloqueios no HS. Além disso, estas condições fornecerão os parâmetros das perturbações para definir a condição inicial e de contorno, que será utilizada nos experimentos dada Seção 5, além de auxiliar na quantificação das diferenças entre as reanálises e verificar o quão próximas elas estão dos dados observados.

3.2 Dados e metodologia

3.2.1 Dados

Nesta Seção, as discussões baseiam-se nos dados mais recentes de reanálise meteorológicas e químicas da atmosfera, e que não foram avaliadas em [Davis et al. \(2017\)](#). Em particular, o objetivo principal deste estudo é avaliar qual reanálise representa mais adequadamente a variabilidade do ozônio na estratosfera. Um resumo do tratamento do ozônio nas reanálises é mostrado na Tabela [3.2.2](#).

3.2.2 Tratamento do ozônio nas reanálises

Para auxiliar na análise da variabilidade do ozônio na estratosfera, bem como na avaliação dos processos de resfriamento e aquecimento que ocorrem na estratosfera devido ao ozônio, oferecemos aqui uma atualização e extensão do que foi apresentado pelo o SPARC (*Stratosphere-troposphere Processes and their Role in Climate Reanalysis Intercomparison Project* (RIP) - daqui em diante, S-RIP ([DAVIS et al., 2017](#))).

MERRA-2: A reanálise MERRA-2 (*Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications*) lançado em 2015 pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), é um conjunto de dados que dá sequência a reanálise MERRA, onde a produção do MERRA-2 foi motivada pelas deficiências e dificuldades do sistema MERRA de interagir com alguns tipos de dados recentes, disponível em https://gmao.gsfc.nasa.gov/reanalysis/MERRA-2/data_access/. O MERRA-2 inclui melhorias substanciais no modelo [Bosilovich et al. \(2015\)](#) e mudanças no sistema de assimilação de dados de entrada. De 1980 a 2004, o MERRA-2 assimila as recuperações feitas pelo SBUV (*Solar Backscatter Ultraviolet*) em uma grade vertical de 21 camadas e o ozônio total é proveniente da integração dos perfis verticais ([BHARTIA et al., 2013](#)).

A partir de outubro de 2004, os dados do SBUV foram substituídos por uma combinação de CTO (Coluna Total de Ozônio) do Aura OMI (*Ozone Monitoring Instrument*) [Levelt et al. \(2006\)](#) e os perfis estratosféricos de Aura MLS (*Microwave Limb Sounder*) ([WATERS et al., 2006](#)). Quanto ao tipo de entrada de ozônio na reanálise MERRA-2 para os cálculos de Transferência Radiativa (TR) usa-se as parametrizações de radiação de onda curta, SW (*Shortwave*) [Chou e Suarez \(1994\)](#) e para radiação de onda longa, LW (*Longwave*) [Chou e Suarez \(2001\)](#), onde é utilizado como condição inicial para o ozônio o campo obtido através do processo de assi-

milação de dados, além do ozônio ser tratado como uma variável prognóstica. As parametrizações fotoquímicas são as desenvolvidas por [Shibata et al. \(2005\)](#) interagindo com as parametrizações de radiação.

CFSR: O *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), foi lançado em 2009, e é uma reanálise que apresenta diversas melhorias em relação as reanálises R1 e R2 do NCEP, incluindo maiores resoluções horizontais e verticais, a sua física é mais sofisticada e além disso existe a capacidade de assimilar radiâncias de vários satélites ([SAHA et al., 2010](#)). A CFSR foi a primeira reanálise global com acoplamento atmosfera-oceano-gelo. A cobertura oficial de dados pela CFSRv1 se estende até dezembro de 2010 antes de ser migrada para o sistema operacional de análise CFSv2 [Saha et al. \(2014\)](#), de janeiro de 2011 até o presente momento, disponível em <https://rda.ucar.edu/>.

A reanálise CFSR, usa os dados do SBUV e SBUV/2 e trata o ozônio como sendo uma variável prognóstica que é analisada e transportada pelo modelo de previsão. O campo prognóstico de ozônio é utilizado pela parametrização de radiação através da interação com a SW e LW afetando as taxas de aquecimento e resfriamento radiativo da atmosfera, de acordo com ([CLOUGH et al., 2005](#)). No modelo de previsão, a química do ozônio é parametrizada usando termos de produção e perda gerados pelo *Ozone Photochemistry Parameterization* (CHEM2D-OPP) ([MCCORMACK et al., 2006](#)).

ERA-I: A abordagem do ozônio na reanálise *ECMWF Re-Analysis Interim* (ERA-I) desenvolvida pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*(ECMWF) é muito semelhante ao do ERA-40. Descrições do sistema de ozônio e avaliações de sua qualidade foram fornecidas por [Dee et al. \(2011\)](#), [Dragani \(2011\)](#). O ERA-I é outra reanálise global que abrange o período de 1979 até o presente momento. Os dados são produzidos usando a assimilação 4D-Var com um modelo espectral T255L60. Aqui, usamos os dados em uma grade com 1,0° de latitude 1,0° de longitude nos 60 níveis verticais do modelo do modelo. O espaçamento dos níveis do modelo na baixa estratosfera é de aproximadamente 1 km [Dee et al. \(2011\)](#), disponível em apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=pl/.

O esquema de radiação no ERA-I não usa o campo de ozônio prognóstico. Para os cálculos de Transferência Radiativa (TR) usa-se as parametrizações de radiação de onda curta, SW [Fouquart e Bonnel \(1980\)](#) e para radiação de onda longa, LW [Mlawer et al. \(1997\)](#) e as parametrizações químicas disponíveis são [Cariolle e Déqué \(1986\)](#), [Cariolle e Teyssèdre \(2007\)](#), [Dethof e Hólm \(2004\)](#).

JRA-55: *Japanese 55-year Reanalysis* (JRA-55) é a continuação da JRA-25 criada pela *Japan Meteorological Agency* (JMA). As observações de ozônio não são assimiladas diretamente no sistema da JRA-55 (KOBAYASHI et al., 2015). Em vez disso, campos diários tridimensionais de ozônio são produzidos separadamente utilizados pelo modelo JRA (para o esquema de radiação). Os campos diários anteriores a 1978 são interpolados em uma climatologia mensal de 1980-1984 e os dados de 1979-atualmente são produzidos utilizando um modelo off-line de transporte químico (MRI-CCM1) (SHIBATA et al., 2005). A coluna total de ozônio assimilado são feitas a partir dos dados do *Total Ozone Mapping Spectrometer* (TOMS) (Nimbus-7) e outros satélites para o período 1979–2004 e do OMI (Aura) após o início de 2005. A JRA-55 produz valores aprimorados nos perfis verticais de ozônio em relação a JRA-25, bem como uma clara assinatura de Oscilação Quase-Bienal (OQB).

ERA-5: Buscando melhorar a representação do ozônio nas reanálises, o ECMWF buscou aprimorar essa representação em sua análise mais recente, o produto final foi a reanálise ERA-5 (HERSBACH et al., 2020). Comparado com a reanálise ERA-I Dee et al. (2011), houve uma melhora significativa na representação do ozônio em ERA-5 Hersbach et al. (2018a). As resoluções horizontais dos produtos de reanálise são de aproximadamente $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. Também houve correção dos vieses de ozônio e os novos instrumentos (sensores) para a assimilação de ozônio foram incorporados, sendo assimilados tanto os perfis quanto as colunas totais de ozônio de instrumentos em diferentes comprimentos de onda (Micro-ondas - MLS, em UV/VIS - *Global Ozone Monitoring Experiment* (GOME), OMI, SBUV, SCIAMACHY, TOMS e Infravermelho - AIRS (*Atmospheric Infra-Red Sounder*), HIRS (*High-resolution Infra-Red Sounder*), CrIS (*Cross-track Infrared Sounder*) e IASI (*Infrared Atmospheric Sounding Interferometer*)).

Com relação ao que foi observado na reanálise ERA-I, o ERA-5 mostrou uma melhoria significativa. Ainda que no período 1980-1990, a representação da ERA-5 superestimou as quantidades de ozônio na estratosfera, o que conseqüentemente favoreceu o aumento da coluna total. Isso se deve ao fato de que a assimilação do SBUV, entre 5 e 1 hPa, induziu um aumento nas quantidades de ozônio no polo durante o inverno, proporcionando erros sistemáticos (HERSBACH et al., 2018a). Devido a estes problemas na assimilação em alguns dos dados de ozônio, os produtos ERA-5 foram aprimorados por meio de um novo reprocessamento. Os dados de observação dos sensores GOME, GOME-2 e MIPAS foram reprocessados no projeto da *European Space Agency-Climate Change Initiative* (ESA-CCI) mostrado em Keppens et al. (2018), melhorando a qualidade dos dados e mitigando essas incertezas. Em uma

versão mais atualizada, (MCPETERS et al., 2013) reprocessou os dados da matriz de satélites NOAA/NASA, em uma versão dos sensores SBUV/SBUV-2 denominada versão 8.6v, onde agora um maior número de níveis é oferecido verticalmente, além de maior consistência dos dados, principalmente durante a noite polar, tendo uma cobertura temporal dos dados desde 1979.

MACC: A produção de reanálises que representem a Composição Atmosférica é um dos principais esforços que têm avançado no ECMWF. O *Monitoring Atmospheric Composition and Climate* (MACC), teve um precursor que também avaliou a composição química da atmosfera no IFS *Integrated Forecast System* do ECMWF, o Global and regional *Earth-system Monitoring using Satellite and in-situ data* (GEMS) Hollingsworth et al. (2008), permitindo a assimilação de produtos químicos e componentes da atmosfera, como aerossóis, gases de efeito estufa, como CO₂, CO e O₃ (INNESS et al., 2013). Esses projetos combinam dados observados por sensores a bordo de satélites com modelagem atmosférica, para fornecer boas informações sobre a qualidade do ar e a composição química da atmosfera, por meio do acoplamento do IFS com um Modelo de Transporte Químico (MTC) Flemming et al. (2009). Então, como parte do projeto MACC, uma nova reanálise da composição química atmosférica foi desenvolvida.

Basicamente, o MACC utiliza um modelo mais atualizado que o GEMS, com instrumentos mais sofisticados, mais sensores assimilados, além de possuir uma resolução horizontal mais refinada de aproximadamente 80km (anteriormente o GEMS era 120Km). As recuperações de ozônio assimiladas no MACC vêm de sensores a bordo de satélites em diferentes comprimentos de onda. O *Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding* (MIPAS), medindo na região IR, e o MLS na região MW, são os instrumentos que medem o conteúdo de ozônio em qualquer situação, sem depender de energia retroespalhada (principalmente durante a noite polar). Os GOME, SCIAMACHY, OMI e SBUV/2, são sensores que também recuperam o perfil de ozônio, no entanto, ao contrário de MLS e MIPAS, ele não realiza a recuperação em condições de baixa luminosidade porque sua faixa espectral está no UV/VIS, recuperando dados de ozônio com a técnica de retroespalhamento solar.

CAMS: A reanálise global da Composição Atmosférica (CA) foi desenvolvida pelo *Copernicus Atmosphere Monitoring Service* (CAMS). Dados da CA, Ozônio, Monóxido de Carbono, AOD entre outros componentes atmosféricos, *Integrated Forecast System to Composition* (IFS-C) (IFS-C) do ECMWF foi estendido para permitir a assimilação de dados e modelagem de aerossóis, gases quimicamente reativos e gases

de efeito estufa (FLEMMING et al., 2017; INNESS et al., 2019).

Para permitir a assimilação de dados sobre gases de efeito estufa, gases altamente reativos à radiação e também aerossóis, o GEMS foi estendido no IFS, para que fosse possível obter previsões diárias de gases como o ozônio troposférico e o monóxido de carbono, utilizando o modelo MOZART (Model for OZone And Related Chemical Tracers) (INNESS et al., 2013).

Posteriormente, o projeto MACC (explicado anteriormente), foi desenvolvido usando um esquema químico denominado Carbon Bond 2005 (CB05), que é uma derivação do modelo *Chemical Transport Model version 5* (TM5), que tornou o sistema computacionalmente mais eficaz, além de poder representar melhor as interações químicas.

A reanálise do CAMS gera um conjunto de dados a cada 6 horas, representando a CA para o período de 2003-atualmente, sendo atualizado ano a ano, e suas previsões estão vinculadas à sua análise. A resolução horizontal de 110 km, está em uma grade gaussiana referente ao truncamento T159L60 da superfície até 0,1 hPA (FLEMMING et al., 2017).

O conteúdo de ozônio é assimilado a partir da recuperação de vários sensores que fornecem tanto o perfil vertical quanto a coluna de ozônio. Como a reanálise de CAMS é uma sucessora da reanálise de MACC, existem algumas diferenças que podem ser destacadas, tais como: A química usada na reanálise de CAMS (IFS-CB05 / Cariolle ozônio) é mais complexa do que a química usada pela reanálise de MACC (MOZART-3). A correção de polarização do Ozônio MLS, que é ativada no MACC, está desativada no CAMS (FLEMMING et al., 2017; INNESS et al., 2019).

A assimilação de dados de perfil e coluna total de ozônio, permite restringir apenas às análises de ozônio estratosférico. As recuperações de O₃ assimiladas são dos sensores SCIAMACHY, MIPAS, MLS, OMI, GOME-2 e SBUV/2. Segundo Flemming et al. (2017), as recuperações de ozônio MACC e CAMS são basicamente as mesmas, as principais diferenças devem-se ao sistema de assimilação.

Tabela 3.1 - Algumas das principais características do tratamento do ozônio nas reanálises.

Reanálise	CTO fonte de dados	Perfil vertical dos dados	Ozônio estratosférico na Transf. Radiativa	Tratamento Ozônio estratosférico	Parametrização fotoquímica
CAMS	SCIAMACHY, OMI, GOME-2	MIPAS, MLS, SBUV/2	Analisado	Prognóstico	IFS(CB05) (FLEMMING et al., 2015)
CFSR	SBUV	SBUV	Análise	Prognóstico	CHEM2D-OPP (MCCORMACK et al., 2006)
ERA-I	TOMS	SBUV, GOME , MLS, MIPAS	Climatologia	Prognóstico	CD86 (CARIOLLE; DÉQUÉ, 1986)
ERA-5	MLS, GOME , OMI , SBUV, TOMS, AIRS, HIRS, CrIS, SBUV SCHIAMACHY	Mesmo do ERA-5 CTO	Análise	Prognóstico	(CARIOLLE; TEYSSÈDRE, 2007)
JRA-55	TOMS (1979–2004) OMI (2004 - present)	None	Valores diários atualizados de um off-line MTC	Valores diários atualizados de um off-line MTC	(SHIBATA et al., 2005)
MACC	OMI, SCHIAMACHY	GOME , MIPAS, MLS	GEMS climatologia	Prognóstico	(CARIOLLE; TEYSSÈDRE, 2007)
MERRA-2	SBUV (1980–9/2004) OMI (9/2004 - presente)	SBUV, MLS	Análise	Prognóstico	(STAJNER et al., 2008)

3.2.3 Dados de ozônio em sensores à bordo de satélites - Merged

A estimativa das tendências do ozônio estratosférico, requer registros de dados homogêneos abrangendo décadas de observações. Registros de longo prazo disponíveis de dados de perfil de ozônio começam por volta dos anos 1980 e se estendem até o presente (TEGTMEIER et al., 2013; HASSLER et al., 2014; TUMMON et al., 2015). Para auxiliar na avaliação dos perfis de ozônio estratosférico, os bancos de dados chamados *merge*, são construídos a partir de vários sensores de órbita polar (BHARTIA et al., 2013; FRITH et al., 2014; HARRIS et al., 2015; TUMMON et al., 2015; DAVIS et al., 2016; STEINBRECHT et al., 2017; SOFIEVA et al., 2017; BALL et al., 2017; Van Peet et al., 2018; GARANE et al., 2018; WEBER et al., 2018; CHIPPERFIELD et al., 2018). É importante destacar que, os produtos (*merge*) apresentam o benefício de combinar diferentes técnicas de inferência e observações em diversas regiões do espectro.

3.2.3.1 ESA-CCI

Para a análise do perfil vertical do ozônio, utilizou-se o produto da European Space Agency's Climate Change Initiative (ESA-CCI). Estes dados do *merge* dos sensores *merge* GOME-GOME-II-SCIAMACHY-OMI propostos por Van Peet et al. (2018), usados por Garane et al. (2018), Van Peet et al. (2018) e Weber et al. (2018), são usados onde uma distribuição tridimensional global de ozônio foi derivada da assimilação de perfis de ozônio que foram observados por satélites de sondagem nadir-view.

Os campos de ozônio no nível L4 (saída de modelo ou variáveis derivadas de *merge*) são assimilados e usados a partir de dados de perfil de ozônio analisados por Ozone-cci (UV-VIS) usando o modelo de transporte químico TM5. Os campos assimilados por L4 têm 44 camadas verticais (superfície em 1 hPa) com níveis verticais em coordenadas híbridas e uma grade com resolução horizontal de latitude e longitude $2^\circ \times 3^\circ$, quatro vezes ao dia (0, 6, 12, 18 h) Keppens et al. (2018), proporção de mistura de volume, sua resolução horizontal é global, tendo latitude variando entre 90°N e 90°S e longitude entre 180°E e 180°W .

Embora as reanálises também utilizem os mesmos dados de sensores remotos, esse último apenas utiliza dados de ozônio no TM5, permitindo obter novas saídas de ozônio, que são climatologicamente mais homogêneas do que usar apenas dados de satélites (Van Peet et al., 2018).

3.2.3.2 SDI-MIM

Com o objetivo de avaliar as observações de gases traço e aerossóis, obtidas de sensores a bordo de satélites com alta resolução vertical, o World Climate Research Program (WCRP) desenvolveu em 2009 o projeto SPARC (Stratosphere-troposphere Processes And their Role in Climate) Data Initiative (doravante - SDI) (HEGGLIN; TEGTMEIER, 2017). Inicialmente, a ideia era compilar essas informações a partir de dados históricos de sensores em satélites e, em seguida, disponibilizar essas informações em um formato de fácil utilização pelo usuário (HEGGLIN et al., 2021). SDI apresenta uma das primeiras comparações sistemáticas entre diferentes gerações de satélites, que incluem instrumentos de diferentes agências espaciais, como NASA, ESA, JAXA entre outras agências ((HEGGLIN et al., 2010; TEGTMEIER et al., 2013)).

A abordagem utilizada pelo SDI é direcionada para a técnica *Multi-Instrument Mean* (MIM). O MIM é calculado tomando a média de todas as climatologias de instrumentos de escolha arbitrária em um determinado período de tempo de interesse. Os períodos de tempo podem variar para os diferentes gases traço e são escolhidos para garantir a cobertura máxima de dados espaciais e temporais para cada instrumento e para limitar o impacto do viés de amostragem.

As avaliações do SDI são baseadas em diferenças relativas entre as razões de mistura de gases traço de um instrumento (X_i) e o MIM (X_{MIM}) fornecidas por:

$$dif = 100 * \frac{(X_i - X_{MIM})}{(X_{MIM})} \quad (3.1)$$

Deve-se ter em mente, ao interpretar as diferenças relativas com respeito ao MIM, que a composição dos instrumentos a partir dos quais o MIM foi calculado pode ter mudado entre os períodos de tempo (HEGGLIN; TEGTMEIER, 2017).

Os dados SDI incluem cerca de 18 instrumentos do tipo *limb-view* de aproximadamente 25 gases traço. Os dados SDI são fornecidos em um conjunto de séries temporais de gases atmosféricos e aerossóis e são apresentados como médias zonais, ou seja, resolvidos em uma grade de latitude-pressão (300, 250, 200, 170, 150, 130, 115, 100, 90, 80, 70, 50, 30, 20, 15, 10, 7, 5, 3, 2, 1,5, 1, 0,7, 0,5, 0,3, 0,2, 0,15 e 0,1 hPa.). Essas médias zonais mensais são extremamente adequadas para fazer comparações com conjuntos de reanálise, com base em suas distribuições verticais e análise de variabilidade interanual. O SDI-MIM é calculado com base na média das climatologias dos instrumentos disponíveis para determinados períodos de interesse.

A opção pelo SDI-MIM não admite que o MIM seja a melhor “climatologia”, mas sim, como uma referência que não favorece nenhum dos instrumentos neles contidos.

Com base em diferentes instrumentos de satélite cobrindo o mesmo período, usaremos a derivada SDI, que é a média observacional da Média Multi-Instrumento (MIM) para o ozônio entre 2003 e 2012. Esses instrumentos fornecem dez anos de observações e de acordo com [Tegtmeier et al. \(2013\)](#), as diferenças entre esses instrumentos giram em torno de $\pm 5\%$, o que é relativamente baixo. No entanto, na baixa estratosfera tropical, o MIM tem valores em torno de $\pm 10\%$ ([TEGTMEIER et al., 2013](#); [HEGGLIN et al., 2013](#); [DAVIS et al., 2017](#)). O SDI será usado como um conjunto de dados alternativo ao ESA-CCI, para medir as incertezas da reanálise observacional. Neste estudo, o SDI será usado como um conjunto de dados alternativo ao ESA-CCI, para medir as incertezas observacionais da reanálise.

3.2.4 Metodologia

Neste estudo, foram utilizados como dados de referência os sensores ESA-CCI, para o perfil de ozônio e para a CTO utilizou-se os dados do MSR-II. Outros produtos derivados de sensores em satélites já foram usados para medir as incertezas que as reanálises apresentam, como, por exemplo SWOOSH (Stratospheric Water and OzOne Satellite Homogenized) [Davis et al. \(2016\)](#), Bodeker Scientific [Hassler et al. \(2018\)](#), SBUV/2 (Solar Backscatter Ultraviolet Instrument - version 8) Version 8 [Bhartia et al. \(2013\)](#), e entre outros. No entanto, a opção de se utilizar o ESA-CCI foi por conta de sua mais alta resolução espacial e vertical em relação aos outros *merged* citados.

O Multi Sensor Reanalysis II (MSR) [Van Der A et al. \(2015\)](#), foi construído usando um conjunto de dados de sensores a bordo de satélites (aproximadamente 15 sensores) da CTO com uma técnica de modelagem de erro de dados. O MSR gera um produto que inclui uma longa série temporal de campos globais de ozônio a cada 6 horas, produzida de 1970 em diante. A escolha do MSR-II foi devido à sua alta resolução temporal (6 horas), a resolução horizontal ($0,5 \times 0,5^\circ$), uma série temporal a partir de 1970 até o período atual, ao preenchimento de falhas na região polar (devido a deficiência dos sensores UV/VIS durante o inverno austral, quando ocorre a noite polar), a utilização de um modelo de transporte químico e um grande número de sensores a bordo de satélites (não optando por usar apenas um sensor de referência).

Para comparação dos dados de referência com a reanálise (perfil vertical e coluna

total), foi necessário realizar a interpolação. Para ambas as avaliações, foram utilizadas a interpolação bilinear. Quanto a grade horizontal dos dados da CTO, o MSR-II foi reajustado de $0,5 \times 0,5^\circ$ para $1 \times 1^\circ$, conseqüentemente, todas as reanálises foram interpoladas para a mesma grade.

Usando a metodologia proposta por [Davis et al. \(2017\)](#), para inferir as diferenças entre as observações (CCI e SDI) e as reanálises (CAM5, CFSR, ERA-I, ERA-5, JRA-55, MACC e MERRA-2), todos os conjuntos de dados foram interpolados (bilinear) para uma grade horizontal de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, devido suas diferentes resoluções horizontais e verticais. As análises de perfil vertical de O_3 foram realizadas somente para estratosfera, de 100 hPa a 1 hPa em ambos os hemisférios. De forma que, o objetivo deste capítulo é identificar qual conjunto de reanálises apresenta o menor viés com relação às observações, o conjunto CCI foi utilizado com referência para as análises do perfil vertical em diferentes faixas latitudinais. Embora [Keppens et al. \(2018\)](#) já tenha usado esse mesmo conjunto de dados no nível L4, as análises foram pontuais para atmosferas médias padrão e [Coldewey-Egbers et al. \(2020\)](#), utilizou para avaliações de CTO .

Aqui, as discussões foram divididas em faixas latitudinais, com foco no Hemisfério Sul. Como o produto CCI mesclado não foi amplamente usado no nível L4, também são mostradas as diferenças entre CCI e SDI usadas por [Tegtmeier et al. \(2013\)](#), [Hegglin et al. \(2013\)](#) e [Davis et al. \(2017\)](#), para ajudar a orientar as avaliações.

Os valores apresentados no perfil O_3 foram calculados a partir dos valores da razão de mistura do ozônio descritos nas reanálises (dado em $kg.kg^{-1}$), usando o fator de conversão, que foi aplicado para converter a unidade $kg.kg^{-1}$ em ppmv (partes por milhão de volume) nas reanálises é simplesmente a massa de ar dividida pela massa de ozônio, então, $28,9644 [g.mol^{-1}]/47,9982 [g.mol^{-1}]$. Portanto, a Razão de Mistura de Ozônio (RMO) é dada pela Equação 3.2:

$$RMO_3 = mmr \cdot \left(\frac{289644}{47.9982} \right) \cdot 10^6 \quad (3.2)$$

Para compreender a distribuição espaço-temporal e os vieses do ozônio estratosférico nas reanálises, a distribuição espacial da CTO é investigada observando a variabilidade interanual, intra-sazonal e as médias zonais com base em [Davis et al. \(2016\)](#), [Davis et al. \(2017\)](#) e [Keppens et al. \(2018\)](#), a seção vertical em diferentes bandas de latitude 90S-70S, 70S-50S e 50S-30S e 30S-0°, semelhante a ([STEINBRECHT et al., 2017](#)). Para conhecer as principais variações dos perfis CTO e O_3 , serão investiga-

das as anomalias da reanálise escolhida, contra as séries misturadas em diferentes bandas latitudinais e diferentes níveis na atmosfera (DAVIS et al., 2017).

Para a comparação entre os dados *merged* versus reanálises, algumas métricas estatísticas serão aplicadas, como por exemplo, o Diagrama de Taylor por diferentes bandas de latitude. O Diagrama de Taylor descrito por Taylor (2001), consiste em um diagrama matemático que indica qual fenômeno, série ou experimento é mais realista, auxiliando na comparação entre diferentes conjuntos de dados de ozônio, como o utilizado por por (HEGGLIN et al., 2013).

Por fim, uma análise da distribuição de probabilidade de erros entre as reanálises, e por faixas de latitude (90°S - 70°S , 70°S - 50°S e 50°S - 30°S e 30°S - 0°), foi realizada com o objetivo de investigar e quantificar as diferenças entre as reanálises, ou seja, a magnitude desses erros com relação à variabilidade dos dados observados (merges de referência). Calculou-se a média, desvio padrão, diferenças simples e diferenças relativas, mensais, sazonais e anuais para o ozônio total da coluna e perfil.

3.3 Avaliação da distribuição coluna total de ozônio

Nesta seção, é demonstrada a variabilidade anual e sazonal do Coluna Total de Ozônio (CTO). Na Figura 3.1, é mostrada a variação de latitude versus mês da CTO para o período 2003-2012. É importante enfatizar que todas as reanálises representam os valores de CTO relativamente bem na maioria das partes do globo. No entanto, as maiores variações (positivas e negativas) ocorrem na região do polo sul, preferencialmente no inverno austral. As reanálises MACC e ERA-I tendem a superestimar os conteúdos da CTO no polo sul no trimestre SON (Setembro-Outubro-Novembro), período que indica o enfraquecimento do Vórtice Polar Antártico. Nas reanálises MERRA-2 e CFSR, há uma tendência de subestimar as quantidades de CTO no período SON, quando os valores de ozônio deveriam aumentar. Na reanálise de JRA-55, MERRA-2, no período de fevereiro a setembro, os teores de ozônio não estão bem representados, devido aos baixos valores dessas reanálises em relação ao MSR.

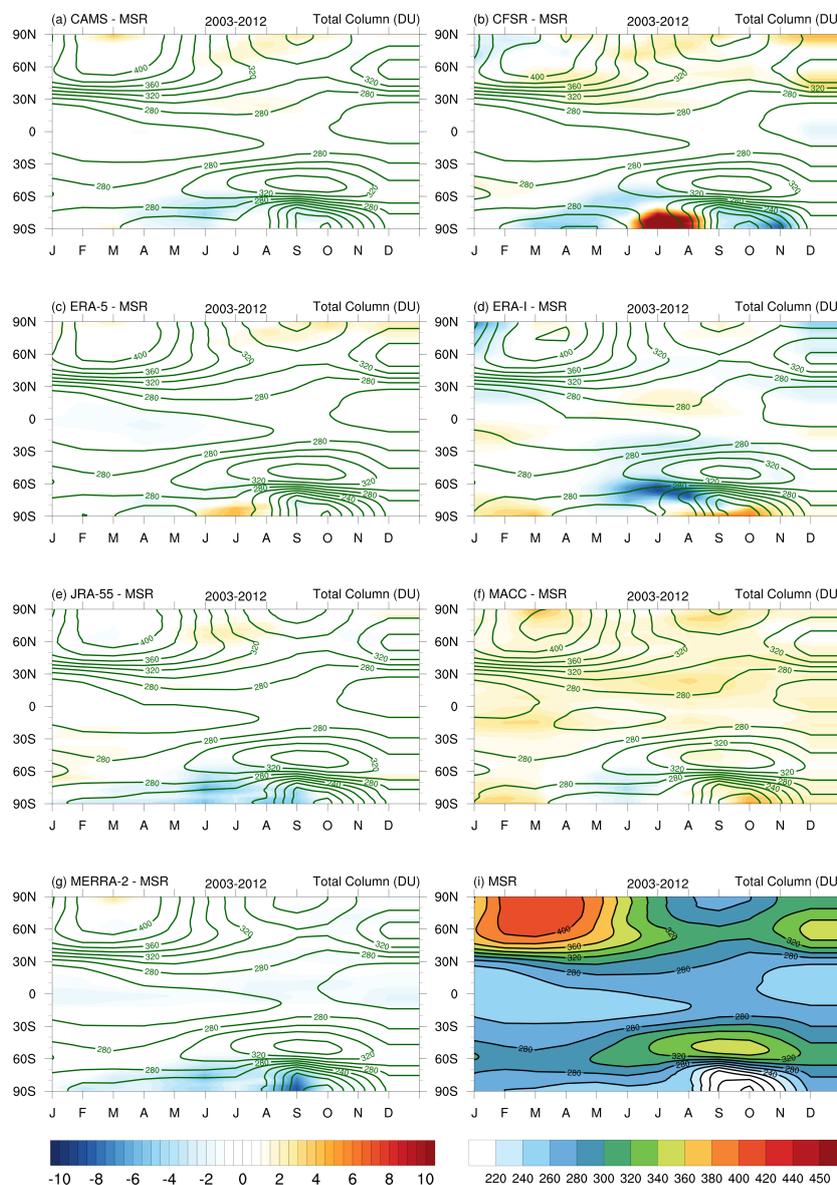
A CTO nos meses de JJA são superestimados na região polar nas reanálises CFSR e ERA-5, com a CFSR apresentando valores mais elevados, ultrapassando 10% da diferença relativa na CTO. A reanálise do MACC, mostra uma superestimativa em relação ao MSR em várias partes da Terra, exceto para o período entre maio e julho, onde há uma ligeira subestimação do teor de ozônio. Visualmente, quando analisados, as reanálises CAMS, ERA-5, JRA-55 e MERRA-2 mostram as áreas com as menores diferenças relativas em relação ao MSR. Um dipolo considerável é observado na CFSR, indicando a fase negativa de março a julho, convertendo-se em diferenças relativas positivas de meados de julho a meados de agosto. No entanto, há uma nova subestimação dos valores de CTO de setembro ao final de novembro.

A variação interanual do CTO é mostrada na Figura 3.2, para todos os conjuntos de dados reanálise de 2003-2012. A diferença relativa anual do CTO, entre as reanálises e o MSR foi calculada. Assim, é possível observar que as maiores diferenças (em porcentagem) ocorrem na região polar, semelhante ao observado na Figura 3.1. No inverno austral do hemisfério sul, as reanálises tendem a apresentar as maiores diferenças interanuais relativas. No entanto, nas reanálises CFSR, ERA-I e MACC, esses valores mais destacados são encontrados em regiões de latitudes mais baixas. A reanálise MACC apresenta valores positivos de CTO em todas as latitudes, não representando o padrão da distribuição característica dos conteúdos de CTO na região do polo sul. Possivelmente, esses problemas de superestimação são caracterizados pelo esquema químico utilizado na MACC. As reanálises CFSR e ERA-I, mostraram sinais fortes na região do polo, mas com padrões diferentes. Na ERA-I,

há claramente um sinal negativo da diferença relativa do CTO com o MSR de 2003 a meados de 2008 de 70°S a 80°N, onde logo após esse período ocorre uma inversão desse sinal, passando a ser positivo na região entre 60°S e 60°N. Outro fato curioso é que na ERA-I há um deficit de CTO no período entre os meses de inverno na região próximo a 60°S. Essa região é caracterizada por altos valores de CTO, devido à presença e intensidade do Vórtice Polar Antártico (VPA) que age como uma barreira para a circulação de Brewer-Dobson, fazendo com que o ozônio seja alocado nesta região. A Figura 3.1i, e a Figura 3.2, semelhante ao apresentado por (LAAT; VANWEELE, 2011), mostram esses máximos de ozônio na faixa entre 40°S e 60°S logo acima da região dos mínimos de CTO causados pelo fortalecimento do Vórtice Polar Antártico e as reações químicas causadas devido a noite polar.

As reanálises CAMS, MERRA-2 e JRA-55 apresentam baixos valores da diferença interanual relativa do CTO. Há uma tendência de subestimar os teores de CTO observados pelo MSR na região polar, principalmente durante o inverno austral, conforme discutido anteriormente. Na reanálise de JRA-55 são identificados valores positivos das diferenças relativas na região entre 60°S e 35°N de 2003 a 2005. Após este período, o JRA-55 apresenta estabilidade dos teores de CTO na região de baixas latitudes. Semelhante ao observado na Figura 3.2, a reanálise do ERA-5 apresenta valores mais próximos aos observados no MSR, para todo o período 2003-2012, porém há uma tendência da reanálise de apresentar dificuldades na representação do CTO no período em que ocorre o buraco de ozônio na Antártica.

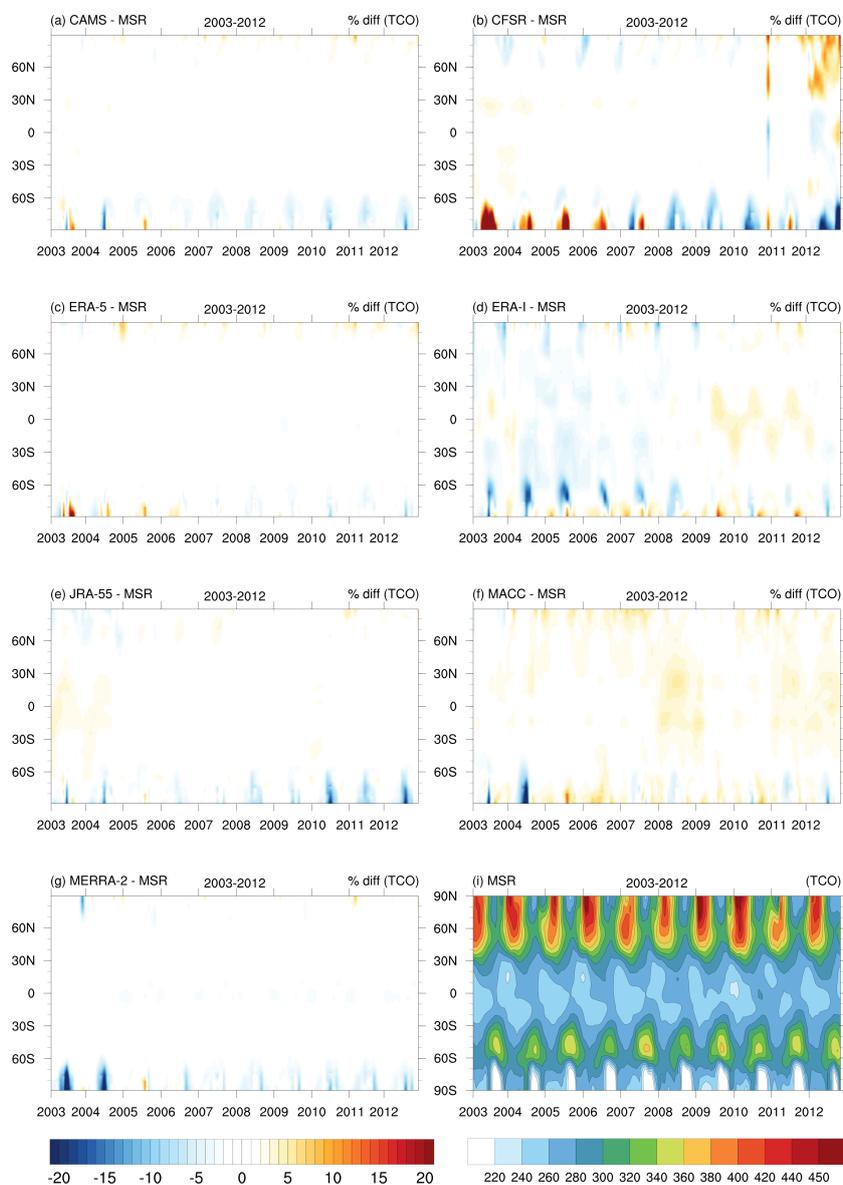
Figura 3.1 - Distribuição zonal mensal da Coluna Total de Ozônio entre 2003-2012.



Os painéis de (a-g) mostram as diferenças relativas $((Re - CCI)/CCI*100)$, onde Re é um campo de reanálise - em porcentagem) entre cada uma das reanálises (CAMS, CFSR, ERA-5, ERA-I, JRA-55, MACC, and MERRA-2) versus as observações do MSR (sombreado) e a média de cada reanálise de 2003-2012 (linhas sólidas verdes). Em (h) a média zonal mensal (em DU) do MRS.

Fonte: Produção do autor.

Figura 3.2 - Distribuição zonal interanual da Coluna Total de Ozônio entre 2003-2012.



Evolução interanual da Coluna Total de Ozônio (latitude x tempo) do MSR e cada reanálise CAMS, CFSR, ERA-5, ERA-I, JRA-55, MACC, and MERRA-2, durante 2003-2012. Os painéis de (a-f) mostram as diferenças relativas $((Re - CCI)/CCI*100)$, onde Re é um campo de reanálise - em percentual) entre reanálises e MSR (escala de cores mais a esquerda), e em (h) a média interanual da MSR (barra de cores mais a direita)

Fonte: Produção do autor.

3.4 Análise do perfil vertical de ozônio estratosférico

Aqui é mostrado o comportamento do perfil de ozônio estratosférico. O período analisado, tanto das sete reanálises quanto do CCI e SDI é entre 2003-2012, com avaliações do perfil do ozônio estratosférico apenas na estratosfera de 100 hPa a 1 hPa.

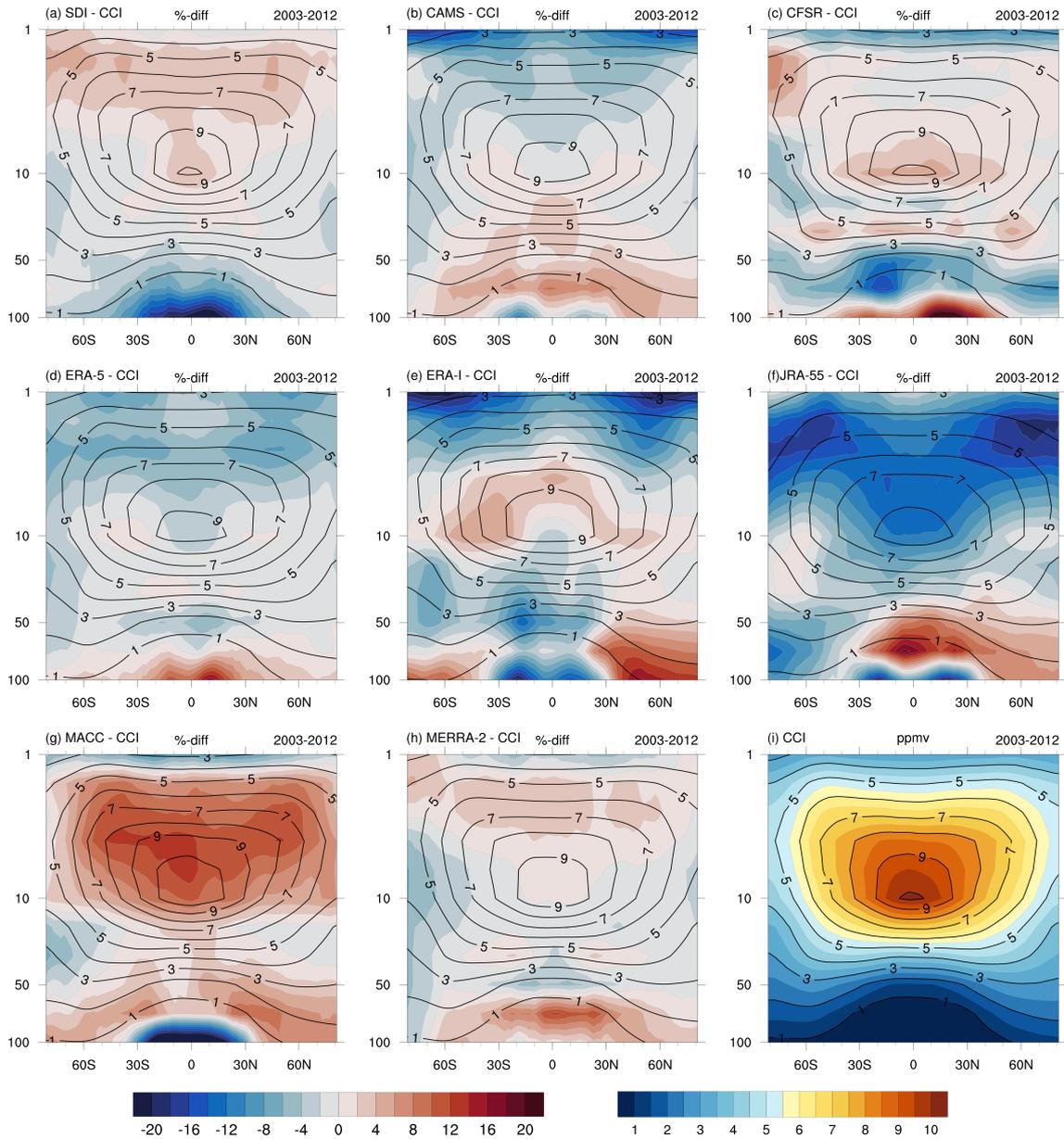
A Figura 3.3, mostra a diferença relativa entre o perfil vertical de O_3 das sete reanálises, além do SDI, versus CCI. As diferenças relativas entre a reanálise e o CCI (a-h) são representadas pelas cores vermelha (positiva) e azul (negativa), onde as linhas pretas representam a média zonal de cada reanálise. O gráfico (i) representa a média zonal do CCI (sombreado e contornos). As comparações entre SDI e CCI mostraram que há boa concordância entre esses produtos promovidos por dados de satélite, onde se observa a maior diferença na região equatorial, que pode ultrapassar cerca de 20 % na baixa estratosfera Davis et al. (2017) e Wargan et al. (2017), onde os valores médios do perfil vertical concordam com os estudos de (TEGTMEIER et al., 2013; ECKERT et al., 2014).

Por se tratar de uma região influenciada por sistemas meteorológicos da alta troposfera, todas as reanálises apresentam suas maiores diferenças relativas na região equatorial próximo a 100 hPa. Além de ser uma região influenciada por sistemas atmosféricos em uma escala de tempo, esta região também é governada pela forte influência de padrões climáticos ou variabilidades intra-sazonais da atmosfera, como Oscilação Quasi-Bienal (QBO) Salby (2008) e Oscilação Madden-Julian (OMJ) (YANG et al., 2020; MA et al., 2021). Os valores superestimados do SDI em relação ao CCI localizam-se na região da estratosfera mais alta estando entre 4-5 %, o que permite afirmar que os valores do CCI estão de acordo com os identificados por outros autores (DAVIS et al., 2017). Essas diferenças entre SDI e CCI se devem ao fato de existirem sensores com diferentes tipos de sondagens, diferentes resoluções verticais e horizontais, além de bandas espectrais.

Em uma análise qualitativa, as reanálises ERA-5 e MERRA-2, destacam-se por apresentarem os menores valores das diferenças relativas no perfil da média zonal de ozônio para o período analisado. Quanto a MERRA-2, esta apresenta boa concordância do perfil vertical entre o sensor GOME (que compõe o ESA-CCI mostrado em Coldewey-Egbers et al. (2020) e Wargan et al. (2017)), que avaliaram as diferenças relativas verticais em diferentes faixas de latitude. O aparente dipolo encontrado por Davis et al. (2017) nas diferenças relativas entre a reanálise ERA-I e o SDI, no período 2005-2012, é encontrado com sinal oposto quando comparado ao CCI no

Hemisfério Sul. Nos trabalhos de [Davis et al. \(2017\)](#), [Wargan et al. \(2017\)](#) e [Wargan et al. \(2020\)](#) foram encontradas diferenças negativas no polo sul. Entretanto quando compara-se ao CCI, essas diferenças relativas são positivas (100-50 hPa) e na camada acima (50-1 hPa) as diferenças relativas são negativas. As reanálises CAMS, ERA-5, ERA-I e JRA-55 apresentam valores negativos das diferenças relativas, situando-se entre 4 % (ERA-5) a 20 % (JRA-55 e CAMS) nas regiões do sul polo, aproximadamente entre 5 hPa e 1 hPa. Com exceção da reanálise do JRA-55, todas as reanálises subestimam os valores de O₃ na região do polo sul, entre 50 e 10 hPa, entretanto, essas subestimações não ultrapassam 8 %, o que caracteriza uma boa representatividade dos teores de ozônio. Embora represente bem os valores do polo sul, o conjunto de dados MACC na região entre 50 e 10 hPa, mostra os maiores valores de superestimação das diferenças relativas principalmente na região entre aproximadamente 10 hPa e 2 hPa [Tegtmeier et al. \(2013\)](#), chegando a mais de 10 % na região equatorial e médias de latitudes (até 50°S) entre 10 e 5 hPa.

Figura 3.3 - Seção vertical do perfil global de ozônio na estratosfera.



Diferença relativa (%) da média zonal de 2003 a 2012, entre reanálise e CCI, onde o campo de reanálise (sombreado), de (a-h). Os contornos pretos representam as respectivas médias zonais (2003-2012) para cada uma das diferentes reanálises. A média zonal do corte vertical do CCI (em ppmv) durante 2003–2012 na paleta de cores (extrema direita) no painel (i).

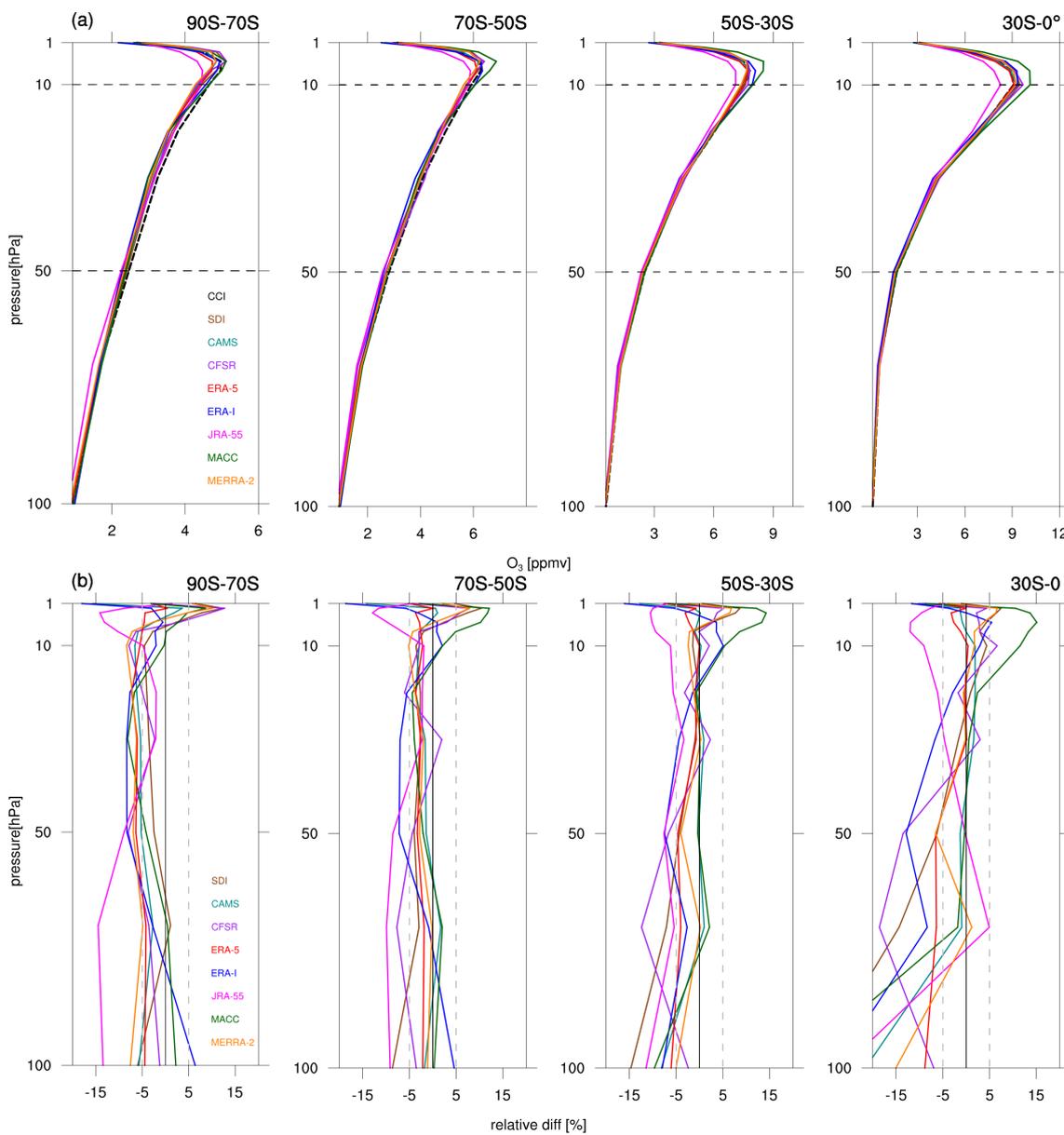
Fonte: Produção do autor.

A Figura 3.4a mostra o perfil vertical anual (2003-2012) para SDI-MIM e CCI nas

quatro faixas de latitude analisadas no SH (90°S - 70°S , 70°S - 50°S , 50°S - 30°S e 30°S - 0°). Além do perfil vertical anual do ozônio, a Figura 3.4b mostra as diferenças relativas para as mesmas bandas latitudinais, onde as linhas cinzas tracejadas indicam diferenças relativas de até 5 %. Os resultados da Figura 3.4, confirmam os pontos abordados na seção anterior, confirmando que a reanálise, geralmente resolve bem a distribuição do perfil vertical de ozônio. Na região polar, todas as reanálises apresentam boa concordância entre os níveis 100 e 70 hPa, com um viés negativo (exceto ERA-I e MACC) sendo muito próximo às observações do CCI, em torno de 5 %. JRA-55 apresenta um viés negativo próximo a 12 % em 100 hPa chegando a 15 % em 70 hPa. No entanto, esta reanálise mostra uma melhor concordância entre todas as reanálises nos níveis entre 50 e 10 hPa entre 90°S - 70°S , região onde a reanálise tem representações mais deficientes devido à redução do ozônio no inverno austral devido ao vórtice polar e a influência das Nuvens Estratosféricas Polares (NEPs). Mesmo com uma melhora nos níveis médios da estratosfera, JRA-55 difere de todas as reanálises e SDI-MIM em altos níveis, passando para um viés negativo em relação as demais reanálises que mostram um viés positivo.

Nas latitudes médias 70°S - 50°S e 50°S - 30°S , o conteúdo de ozônio das reanálises é exibido de forma semelhante. CFRS e JRA-55 com tendências negativas (~ 6 - 10 %) entre 100 e 50 hPa se comportam de maneira ligeiramente diferente das outras reanálises que ficam dentro dos limites de 5 %. Em níveis médios, entre 50 e 10 hPa entre 70°S - 50°S , o destaque é evidente no ERA-I, que é a única reanálise que permanece fora da linha cinza tracejada. Vale destacar a boa concordância da reanálise em 70°S - 50°S e 50°S - 30°S nos níveis médios, porém, ERA-5 e MERRA-2 se destacam por estarem dentro da linha tracejada cinza de 5 % em todo o perfil vertical. Os pontos onde as reanálises apresentam maiores dificuldades para representar o ozônio estão próximos das concentrações máximas, a partir de 10 hPa em todas as faixas de latitude. Isso é observado em JRA-55 colocando pouco ozônio, com diferenças relativas negativas e MACC excedendo os valores de ozônio com um viés positivo, ambas as reanálises têm suas diferenças relativas além dos 5 % esperados. Por fim, pode-se observar que a reanálise mostra uma diferença maior no detalhamento do conteúdo de ozônio na região tropical entre 30°S - 0° . Mesmo tendo ERA-5, CAMS e MERRA-2 dentro do cone tracejado, do ponto que começa na média até a alta estratosfera, quando são analisados os níveis mais baixos próximos a 100 hPa, os valores do viés negativo ultrapassam 20 % (CAMS e JRA-55) e em alguns casos 25-30 % (ERA-I, MACC) (DAVIS et al., 2017).

Figura 3.4 - Média anual do perfil de ozônio por faixas de latitude.



Média anual do perfil vertical de ozônio no período 2003-2012 (a) e as diferenças relativas são mostradas no painel inferior (b). Em ambas as figuras são avaliadas diferentes faixas latitudinais 90°S-70°S, 70°S-50°S, 50°S-30°S, 30°S-0°.

Fonte: Produção do autor.

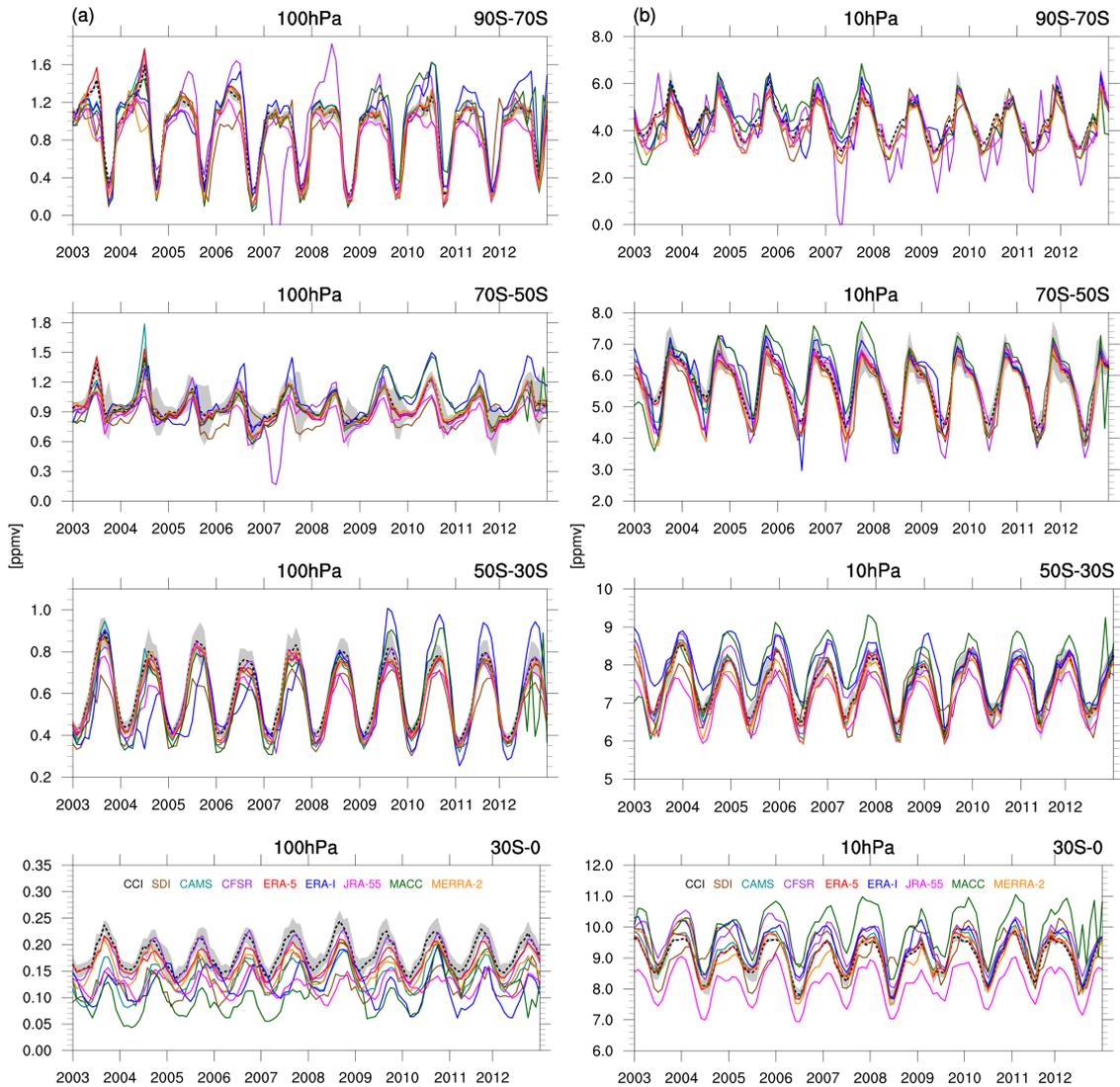
3.5 Comportamento da variabilidade sazonal e interanual de ozônio

A Figura 3.5, mostra as séries temporais da variabilidade do ozônio estratosférico no período 2003-2012, para os níveis 100 e 10 hPa. Estes níveis apresentam os maiores (10 hPa) e menores (100 hPa) valores de conteúdo de ozônio na estratosfera, portanto, foram escolhidos para uma investigação de vieses de ozônio. Usando as séries temporais da variabilidade interanual do ozônio, é possível inferir como a reanálise representa os fenômenos de transporte na estratosfera.

Em todos os níveis e intervalos de latitudes analisadas, as reanálises ERA-5, CAMS e MERRA-2 fornecem uma boa representação da variabilidade interanual do ozônio. Conforme relatado por [Davis et al. \(2017\)](#), CFSR mostra um comportamento incomum em 2007, nos níveis mais baixos da estratosfera (100 hPa) em altas latitudes, 90°S-70°S e 70°S-50°S (Figura 3.5a). Esse comportamento diferente é observado em todos os níveis da reanálise CFSR, uma vez que ocorre na estratosfera na faixa 90°S-70°S dos níveis 100 hPa a 10 hPa, onde os valores são próximos a zero. Este comportamento anômalo se repete na mesma faixa latitudinal ao nível de 10 hPa, a partir dos anos 2007-2012 com o CFSR. Embora já informado por [Fujiwara et al. \(2017\)](#), destaca-se que o ozônio assimilado pela reanálise do CFSR ocorre apenas por meio do SBUV, o que limita as medições apenas de setembro a março em altas latitudes, o que explica o comportamento da Figura 3.5a. Nas faixas 70°S-50°S e 50°S-30°S, exceto para CFSR (em 70°S-50°S), os valores e comportamento sazonal do conteúdo de ozônio são muito bem reproduzidos pelas reanálises, embora comportamento anômalo seja observado no MACC ao final do série, e ERA-I em meados de 2004 e 2005 (Figura 3.5), com uma notável diferença de fase entre o CCI e as outras reanálises.

As maiores diferenças com relação ao CCI estão presentes na região tropical, entre 30°S-0°, tanto em níveis baixos quanto altos. A reanálise JRA-55 tende a subestimar a representação do ozônio ao longo do período 2003-2012, ao nível de 10 hPa (Figura 3.5b). As concentrações de ozônio estão abaixo de -1σ , e oposto com MACC, CFSR e ERA-I o que tendem a superestimar os valores em quase todo o período. Para níveis baixos (100 hPa) na região tropical, exceto para CFSR, todas as reanálises subestimam os valores de ozônio ao longo do período, mostrando que o CFSR tem melhor representatividade em níveis baixos na região tropical. No Apêndice-A, na Figura A.1, é apresentada a variabilidade interanual para os níveis 5 hPa e 50 hPa para todas faixas latitudinais, onde a reanálise ERA-5, juntamente com a MERRA-2 apresentam valores mais próximos do desvio padrão do CCI.

Figura 3.5 - Variabilidade interanual do ozônio em 100 e 10 hPa em diferentes faixas de latitude.



A variabilidade interanual é mostrada para quatro intervalos de latitude diferentes (90°S-50°S, 50°S-30°S e 30°S-0 °) para o nível de pressão 100 hPa (a) e para o nível de pressão 10 hPa (b). O CCI e o SDI mesclaram a evolução do ozônio para cada reanálise, CAMS, CFSR, ERA-5, ERA-I, JRA-55, MACC e MERRA-2. O sombreado cinza indica o desvio padrão observacional ($\pm 1 \sigma$) calculado como o CCI.

Fonte: Produção do autor.

Dado o comportamento anômalo revelado nas avaliações anteriores (por exemplo, Figura 3.5), avaliou-se (Figura 3.6 e Figura 3.7) o grau e a magnitude dessas anomalias nos principais níveis da atmosfera e em duas bandas latitudinais que apresentam

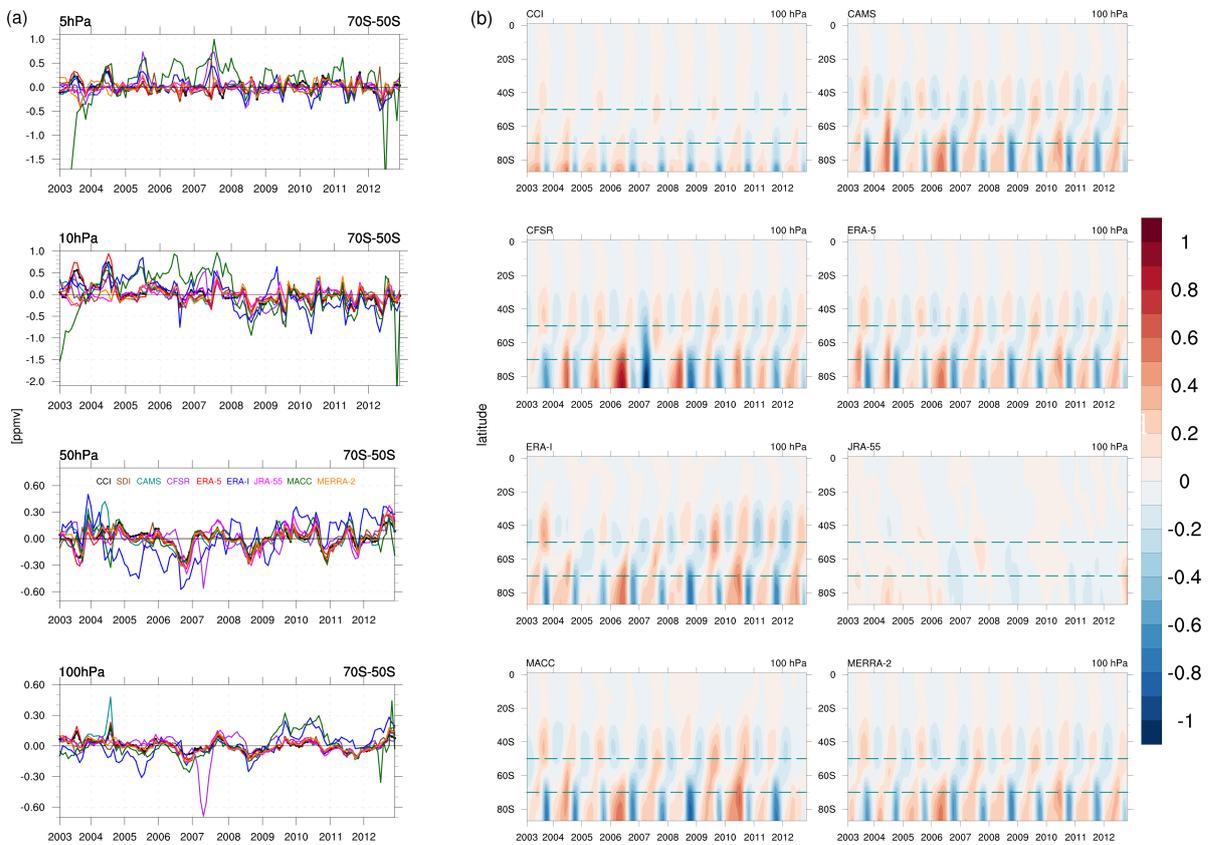
comportamento incomum no CCI climatologia (70°S- 50°S e 50°S-30°S). A Figura 3.6a mostra a anomalia interanual para os níveis 100, 50, 10 e 5 hPa no intervalo entre 70°S-50°S para CCI, SDI-MIM e todas as reanálises. A Figura 3.6b mostra o comportamento da anomalia interanual ao nível de 100 hPa no HS para o CCI e todas as reanálises. As linhas verdes (tracejadas) indicam a faixa de latitude 70°S-50°S. Os campos analisados na Figura 3.7 são iguais aos analisados na Figura 3.6, porém a faixa latitudinal analisada em Figura 3.6a é 50°S-30°S e o nível analisado na Figura 3.7b é 10 hPa.

O campo de anomalia de ozônio (no 70°S-50°S) através de sua variabilidade interanual revela que as reanálises que apresentam melhor concordância com o CCI são ERA-5 e MERRA-2, para MERRA-2 Wargan et al. (2017), pois seguem os ciclos anômalos do CCI (veja Figura 3.5). A Figura 3.6b apoia a análise da Figura 3.6a, onde a faixa latitudinal entre 70°S-50°S (linha verde tracejada) em 100 hPa é destacada. Porém, o ERA-5 mostra uma concordância maior em todos os níveis, o que não ocorre com o MERRA-2 ao nível de 10 hPa no período anterior à assimilação do sensor OMI Coldewey-Egbers et al. (2020), em meados de 2004. ERA-5 é a única reanálise que assimila todos os instrumentos de visão nadir presentes no CCI (SCI-AMACHY, OMI, GOME e GOME-II). Isso indica a importância e relevância que assimilar as observações do CTO, bem como o perfil vertical do ozônio. Vale ressaltar que as comparações não são feitas de forma totalmente independente, uma vez que o CCI carrega informações do SCIAMACHY, OMI, GOME e GOME-II. Com um comportamento anômalo marcante ao final da série em todos os níveis da atmosfera, a MACC acaba subestimando os valores de ozônio. Observa-se que o MACC indica anomalias negativas acentuadas entre 2003-2004, passando a superestimar os valores de ozônio com valores de anomalia positivos nos níveis mais elevados da estratosfera (5 e 10 hPa), destacando-se em relação às demais reanálises. Nos níveis mais baixos da estratosfera, ERA-I e CFSR apresentam um comportamento anômalo diferente de outras reanálises e do CCI, com anomalias ERA-I negativas de 2004-2008 a 50 hPa e CFSR em meados de 2007 (50 e 100 hPa).

A reanálise MACC mostra que há um problema com a representação do ozônio em níveis elevados (Figura 3.7a, em 5 e 10 hPa - na faixa latitudinal 50°S-30°S). É notória a dificuldade que o MACC tem em representar o ozônio em níveis elevados no período anterior a 2004, com anomalias negativas antes da assimilação dos dados da OMI. Essas anomalias tornaram-se positivas no MACC a partir de 2005, é maior do que as anomalias das demais reanálises, conseqüentemente não seguindo o padrão anômalo do CCI. Observa-se também comportamento de anomalia negativa extrema

a partir de meados de 2012, em todos os níveis, na faixa entre 50°S-30°S, comportamento esse muito diferente do CCI. Os valores de anomalia no nível de 10 hPa (Figura 3.7b) são maiores do que em 100 hPa, onde em 10 hPa os picos de anomalias negativas e positivas atingem 2 unidades, enquanto a 100 hPa, os valores entre 1 e -1. Conforme visto na Figura 3.6, assim como no MACC, o ERA-I não é capaz de representar bem as anomalias do ozônio na estratosfera, possivelmente porque usa o ozônio estratosférico climatológico na interação da transferência radiativa (visto na Tabela 3.2.2). É possível observar na faixa 50°S-30°S ao nível de 10 hPa (Figura 3.7b), as variações marcantes das anomalias, vistas na Figura 3.7a, onde na MACC a forte anomalia negativa antes de 2004, com valores próximos a 1.3 ppmv, já em 2007 com fortes anomalias positivas.

Figura 3.6 - Anomalias dessazonalizadas da região 70°S-50°S e do perfil de ozônio em 100 hPa.

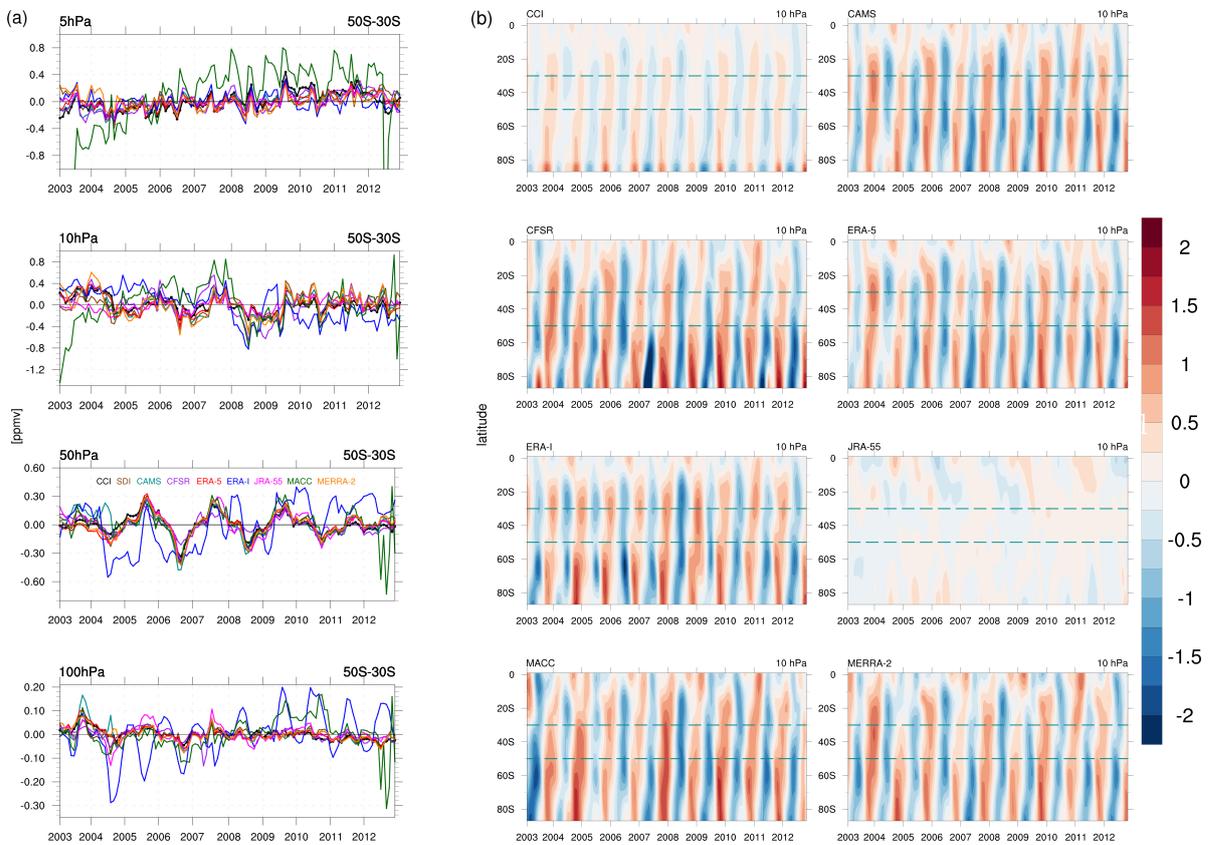


Anomalia média da faixa de latitude 70°S-50°S em quatro níveis (5hPa, 10 hPa, 50 hPa e 100 hPa) para o período de 2003-2012, onde em preto e marrom estão CCI e SDI (respectivamente) e as seis reanálises (coloridas) em (a), (b) latitude vs. tempo: anomalias em 100 hPa (valores mais baixos do perfil de ozônio), CCI e as seis reanálises. A linha verde tracejada marca a região entre 70°S-50°S

Fonte: Produção do autor.

Visando observar as variações entre os meses e sazonalmente as Figura 3.8 e Figura 3.9, mostram a evolução e o comportamento do perfil de ozônio nas quatro camadas avaliadas (a) 5 hPa, (b) 10 hPa, (c) 50 hPa e (d) 100 hPa. Tegtmeier et al. (2013), mostraram a evolução dos conteúdos de ozônio entre 0°-20°S para os dados do SDI-MIM e outros sensores à bordo de satélites, obtendo resultados semelhantes aos encontrados nas reanálises para a variabilidade mensal. Com isso ampliamos para o Hemisfério Sul em diferentes faixas latitudinais, afim de ampliar as observações e análises das reanálises. As Figura 3.8 e 3.9, foram escolhidas para as análises, medi-

Figura 3.7 - Anomalias dessazonalizadas da região 50°S-30°S e do perfil de ozônio em 10 hPa.



Anomalia média da faixa de latitude 50°S-30°S em quatro níveis (5hPa, 10 hPa, 50 hPa e 100 hPa) para o período de 2003-2012, onde em preto e marrom estão CCI e SDI (respectivamente) e as seis reanálises (coloridas) em (a). Já em (b) latitude vs. tempo: anomalias em 10 hPa (valores mais baixos do perfil de ozônio), CCI e as seis reanálises. A linha verde tracejada marca a região entre 50°S-30°S

Fonte: Produção do autor.

ante estas regiões apresentarem as maiores dificuldades dos modelos em representar os conteúdos de ozônio nas reanálises Davis et al. (2017) e Fujiwara et al. (2017), modelos climáticos Hegglin et al. (2010), Hu et al. (2015) e também apresentando significativas diferenças entre os sensores (HEGGLIN et al., 2013; TEGTMEIER et al., 2013; TUMMON et al., 2015; WEBER et al., 2018; BALL et al., 2019).

Essencialmente as reanálises na região da baixa estratosfera, tendem a subestimar os conteúdos de ozônio na região equatorial, devido a alguns fatores como por exemplo, as trocas entre troposfera e estratosfera tropical Shepherd (2007), e seus efeitos de

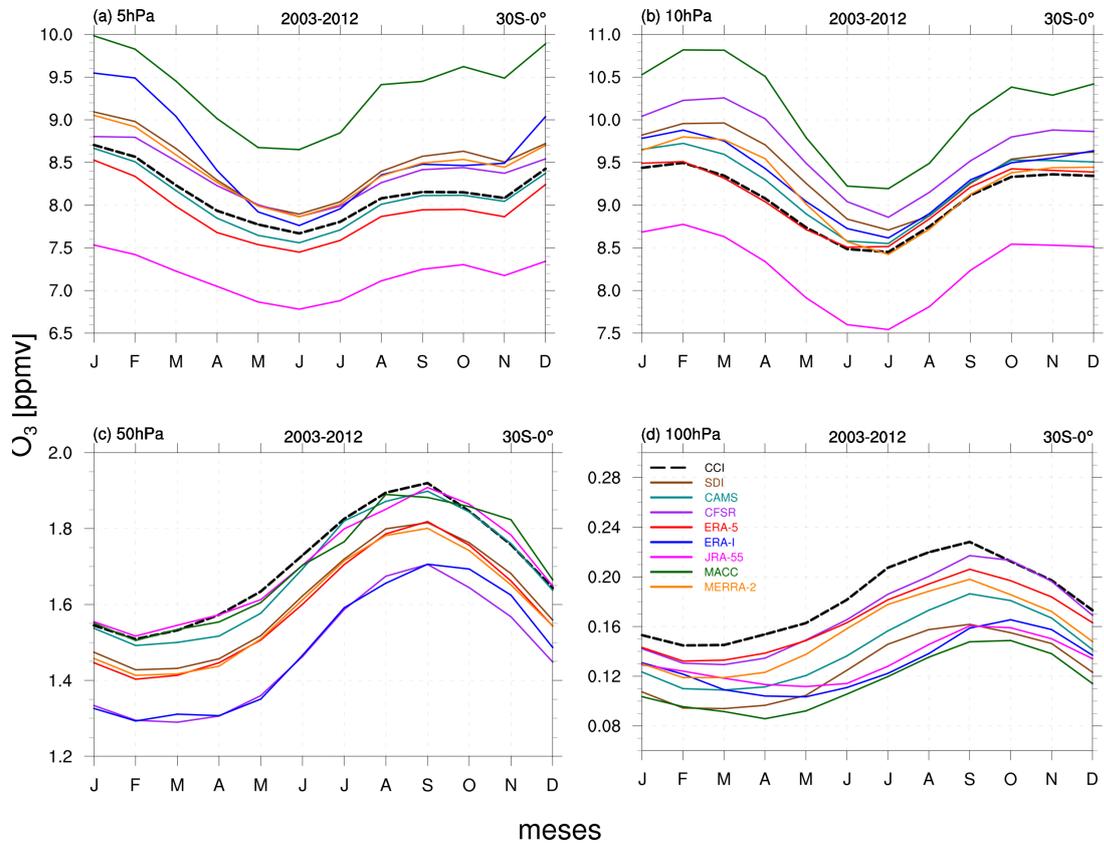
mistura por vezes não bem representados pelas parametrizações químicas (HEGGLIN; TEGTMEIER, 2017). Isso é observado nas Figura 3.8c e Figura 3.8d que mostram as reanálises subestimando o valor de ozônio em relação aos dados do CCI (linha preta tracejada) entre 30°S-0°. Entretanto, as reanálises representam bem o padrão de diminuição/aumento dos conteúdos entre os meses nas Figura 3.8, exceto as reanálises JRA-55 e ERA-I. Estas duas reanálises mostram na Figura 3.8, entre os meses de fevereiro e junho apresentam comportamento diferente no padrão com relação às demais reanálises, SDI e CCI. Nesses demais meses as reanálises tendem a elevar os valores de razão de mistura de ozônio, oposto das reanálises JRA-55 e ERA-I.

Usualmente, as reanálises tem boas representações de ozônio quando comparadas com sensores que medem ozônio (FUJIWARA et al., 2017; COLDEWEY-EGBERS et al., 2020). As maiores subestimativas entre as reanálises e o CCI são observadas em 3.8a e 3.8b para a reanálise JRA-55 em torno de 11-13% em 10 hPa, e aproximadamente 14% em 5 hPa. Nos níveis 5 e 10 hPa as reanálises CAMS e ERA-5 se aproximam mais do CCI, tanto no acompanhamento da variação mensal, quanto nas menores diferenças. Já para as superestimativas as 3.8a e 3.8b, a maioria das reanálises apresenta este comportamento com valores acima do observado no CCI. A reanálise MACC apresenta os piores desempenhos nos níveis 5 hPa, 10 hPa e 100 hPa, onde os valores podem variar entre 6% e 15%, além disso, há um problema na representação da evolução dos conteúdos de ozônio, gerando acentuados sinais de declínio ou aumento de ozônio nos determinados níveis, o que também é visto em Hegglin et al. (2013) para sensores em satélites. No geral, o ERA-5 apresenta boa concordância com o CCI em todos os níveis destacando-se em 10 hPa e 50 hPa 3.8b e 3.8c.

As avaliações entre a faixa de latitude 90°S-70°S é de suma importância para se conhecer as variações entre as reanálises para a região em que é observado o buraco de ozônio Antártico (FIOLETOV, 2008; BRAESICKE et al., 2013; KRAMAROVA et al., 2014). Na Figura 3.9 os conteúdos de ozônio são avaliados para os 4 níveis da atmosfera do polo sul (5 hPa, 10 hPa, 50 hPa e 100 hPa), onde embora as reanálises apresentem certas divergências com relação aos dados do CCI, usualmente elas representam bem as quantidades de ozônio. Nos níveis mais baixos da estratosfera (Figuras 3.9c-d) a representação do ozônio na atmosfera polar é coerente com os valores observados do CCI. Porém as reanálises CFSR e JRA-55 apresentam uma leve subestimativa de pouco mais de 15% de janeiro a julho. Nessa faixa de latitude entre 90°S-70°S apresentam alguns problemas na representação do ozônio, devido à complexidade dos

esquemas químicos (parametrizações) [Oehrlein et al. \(2020\)](#). Entretanto, estes erros nas estimativas são menores nas regiões polares se comparados com a região tropical (veja [Figura 3.8](#)), visto na [Figura 3.3](#). Geralmente as reanálises tem um certo atraso na identificação do Vórtice Polar e conseqüentemente do buraco de ozônio Antártico (visto em [Figura 3.5](#)), e assim acabam gerando uma anomalia negativa dos valores de ozônio na região polar. Nessa região, os valores da CTO acompanham os valores do perfil vertical de ozônio, como mostrado em [Toro et al. \(2017\)](#), o que concorda com o observado na [Figura 3.9](#). Destacam-se as reanálises ERA-5 e MERRA-2 em todos os níveis da região polar com diferenças inferiores a 10%, em contra partida a reanálise JRA-55 apresenta cerca de 28% de diferença com relação ao CCI no nível 5 hPa ([Figura 3.9](#)). Na CFSR, tanto na diferença quanto na oposição do sinal, é dado na [Figura 3.9b](#), que apresenta variações inadequadas para o padrão comportamental da evolução de ozônio dos meses de maio ($\sim 50\%$) a agosto (quando o sinal tende a acompanhar o CCI). A melhor estimativa da magnitude e a distribuição vertical dos valores de ozônio em todas as faixas latitudinais são representados na reanálise ERA-5, seguido de MERRA-2 (veja na [Figura A.2](#) e [Figura A.3](#) no Apêndice-A).

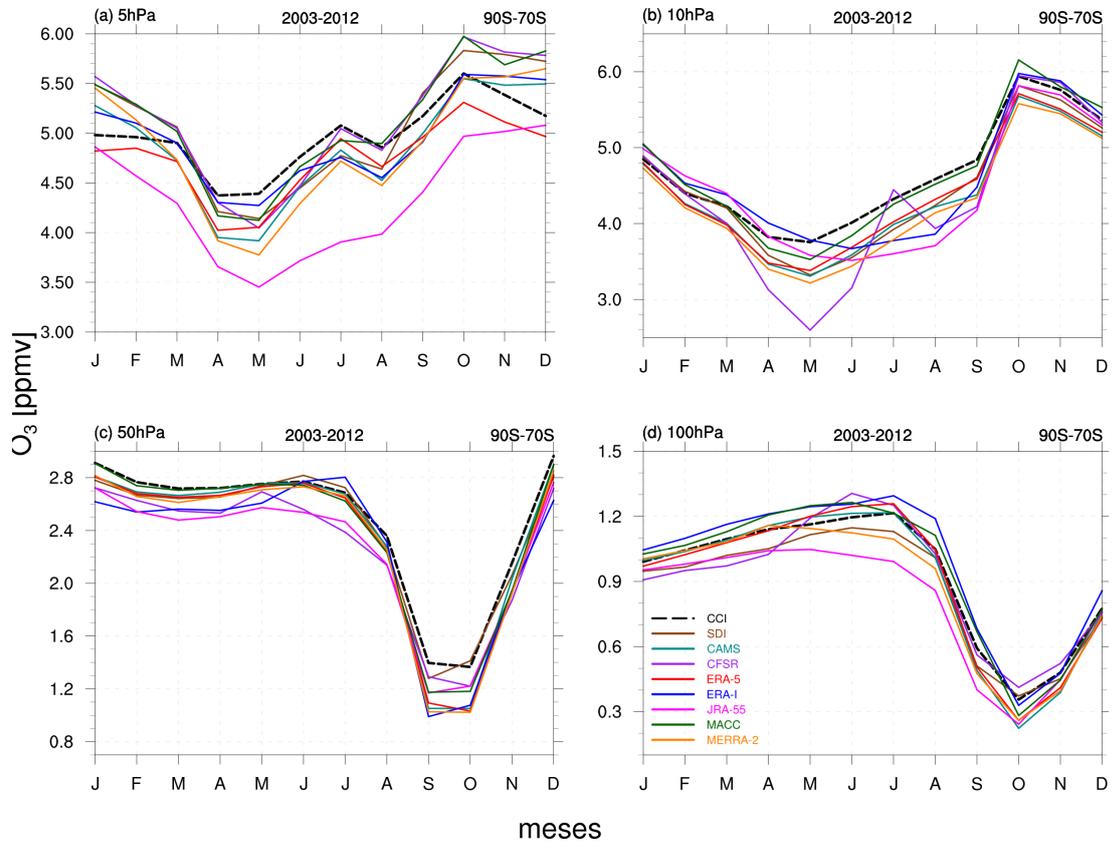
Figura 3.8 - Média mensal do conteúdo de ozônio da faixa entre 30°S-0° entre as reanálises.



Comparação mensal entre as o CCI e as reanálises mais o SDI, para os quatro níveis escolhidos, (a) 5 hPa, (b) 10 hPa, (c) 50 hPa e (d) 100 hPa entre os anos de 2003-2012 na região de baixas latitudes.

Fonte: Produção do autor.

Figura 3.9 - Média mensal do conteúdo de ozônio da faixa entre 90°S-70S° entre as reanálises.



Comparação mensal entre as o CCI e as reanálises mais o SDI, para os quatro níveis escolhidos, (a) 5 hPa, (b) 10 hPa, (c) 50 hPa e (d) 100 hPa entre os anos de 2003-2012 na região entre de altas latitudes e o polo sul.

Fonte: Produção do autor.

3.6 Estimativa das incertezas do campo de ozônio nas reanálises

Nesta seção, as diferenças entre as reanálises serão quantificadas, e assim verificar sua consistência (vieses) com os dados observados. Para melhor compreender a distribuição espacial do ozônio estratosférico entre as reanálises, é analisada a distribuição espacial, média zonal global como por exemplo em [Davis et al. \(2016\)](#) e [Davis et al. \(2017\)](#)), a média zonal da seção vertical em diferentes latitudes, por exemplo, por bandas latitudinais 90°S-70°S, 70°S-50°S, 50°S-30°S 30°S-0° ([STEINBRECHT et al., 2017](#)). A variabilidade interanual indicará o comportamento do conteúdo global de ozônio, onde esta variabilidade é obtida através das avaliações das reanálises e dos

dados do CCI, através das faixas latitudinais e variando o nível da atmosfera, para conhecer as principais variações dos perfis de ozônio. Além disso, foi realizada uma análise da distribuição de probabilidade dos erros entre as reanálises, por faixas de latitude, com o objetivo de investigar e quantificar as diferenças entre as reanálises, ou seja, a magnitude desses erros quanto à variabilidade dos dados observados.

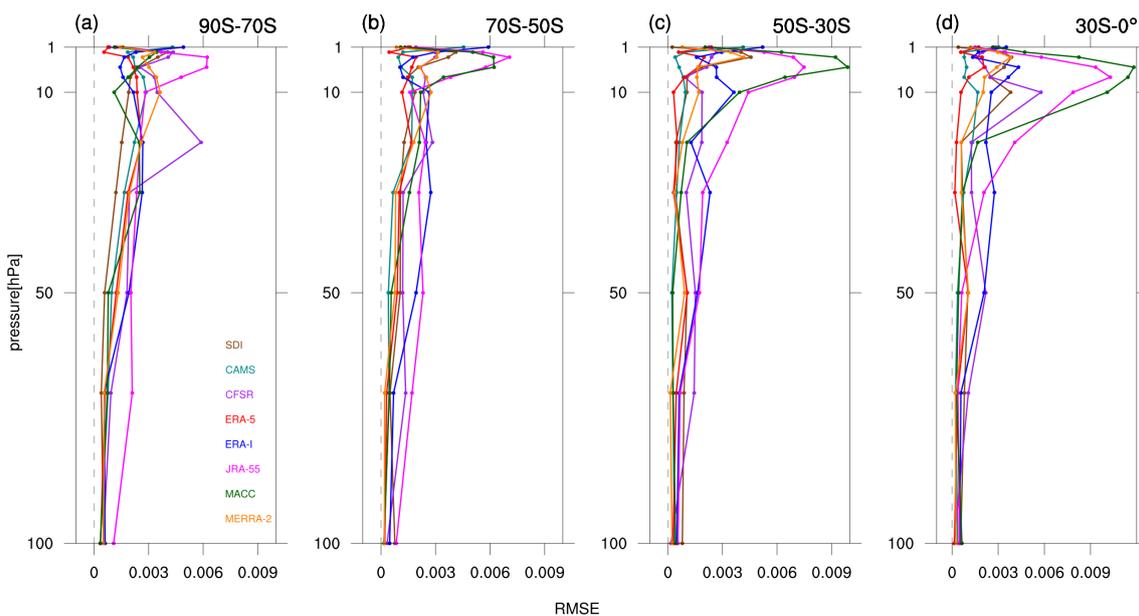
A Figura 3.10a-d, mostra a estimativa dos erros do perfil vertical do ozônio nas reanálises usando o RMSE (*Root Mean Square Error*). Uma característica do RMSE é que os erros (reais - previsões) são elevados ao quadrado antes da média. Portanto, pesos diferentes serão atribuídos à soma e, à medida que os valores de erro das instâncias aumentam, o índice RMSE aumenta consideravelmente. Ou seja, se houver um *outlier* no conjunto de dados, seu peso será maior para o cálculo do RMSE e, conseqüentemente, prejudicará sua métrica tornando-o maior. Essa medida permite estimar os erros, uma vez que os erros da reanálise na alta estratosfera (entre 50 hPa e 10 hPa), mostrados na seção anterior, são pequenos (~ 5 a 10% , entre). Basicamente, nas quatro faixas de latitude, os maiores erros são observados na estratosfera superior, entre ~ 10 e 1 hPa, enquanto os menores erros são observados nos níveis inferiores, próximos a 100 hPa.

Ao usar o conjunto SDI como uma ferramenta alternativa, também é possível investigar o quanto o SDI difere das observações do CCI (configurado com instrumentos de visualização nadir no nível L4 com dados assimilados pelo TM5). Os valores RMSE mais marcantes do SDI são observados em níveis mais elevados da atmosfera. A maioria das reanálises apresenta um comportamento semelhante do RMSE nos níveis entre 100 e 50 hPa, onde a reanálise JRA-55 apresenta o maior RMSE nas duas bandas de latitudes maiores (90°S - 70°S e 70°S - 50°S , 3.10a-b), onde foi identificado um sinal negativo mais pronunciado da diferença relativa (de ~ 8 a 15%) na Figura 3.3f. Há uma aproximação nos valores mais extremos de RMSE na região de 50 hPa da reanálise do CFSR e ERA-I, quando comparados com JRA-55, em todas as faixas de latitude. Os erros tendem a aumentar com a altitude em todas as faixas de latitude de 50 hPa até ~ 1 hPa (GARANE et al., 2018; KEPPENS et al., 2018).

Conforme mencionado anteriormente, os maiores valores de RMSE ocorrem entre ~ 10 hPa e 1 hPa, sendo que a reanálise de JRA-55 e MACC as que possuem os maiores erros em relação ao observado pelo CCI. Exceto na faixa 90°S - 70°S (Figura 3.10a), os valores dos erros MACC mais grosseiros. Nesta faixa de latitude, há um pico no RMSE da reanálise do CFSR entre 20 e 30 hPa. A reanálise MACC é a reanálise que

apresenta os maiores valores de RMSE em níveis elevados, onde isso é atribuído a problemas de parametrização química que favorece a superestimação dos valores do conteúdo de ozônio na estratosfera. No entanto, a reanálise MACC mostra valores RMSE satisfatórios nos níveis de ~ 100 a 25 hPa, seguindo a reanálise com melhores desempenhos (CAMS, ERA-5 e MERRA-2) em todas as faixas de latitude, mas com piora em seu desempenho em os níveis mais elevados da atmosfera. Finalmente, de acordo com as análises anteriores, as reanálises CAMS, ERA-5 e MERRA-2 apresentam comportamento muito semelhante. No entanto, a reanálise ERA-5 tende a apresentar resultados muito destacados nas análises RMSE, apresentando valores muito próximos de zero nas latitudes 50°S - 30°S e 30°S - 0° entre os níveis de ~ 25 e 10 hPa. As avaliações sazonais também concordam com o apresentado na variabilidade anual, como apresentado na Figura A.4 no Apêndice-A.

Figura 3.10 - Média anual do RMSE para o período de 2003-2012 para o HS.



RMSE para cada uma das quatro faixas latitudinais (a) 90°S - 70°S , (b) 70°S - 50°S , (c) 50°S - 30°S , (d) 30°S - 0° , para cada uma das reanálises e o SDI.

Fonte: Produção do autor.

Para fornecer informações sintéticas sobre a consistência dos padrões dos perfis do conteúdo do ozônio em diferentes níveis da estratosfera, utilizou-se o coeficiente de correlação (CC) e a amplitude das variações representadas pela razão entre os desvios

padrão (SD) (σ da reanálise) normalizado pelo desvio padrão das observações (σ do CCI). Ressalta-se aqui que para a análise do Diagrama de Taylor, a correlação dos dados SDI com o CCI não será avaliada, pois o objetivo é determinar qual das reanálises mais se aproxima dos dados do CCI. Na Figura 3.11, todas as reanálises (CAM5, CFSR, ERA-5, ERA-I, JRA-55, MACC e MERRA-2) são representadas no canto superior de cada tabela com os pontos correspondentes. As informações sobre a relação entre CC e SD são atribuídas a cada um dos quatro níveis 100 hPa (1), 50 hPa (2), 10 hPa (3) e 5 hPa (4), em cada quadro por bandas de latitude 90°S-70°S (a), 70°S-50°S (b), 50°S-30°S (c) e 30°S-0° (d).

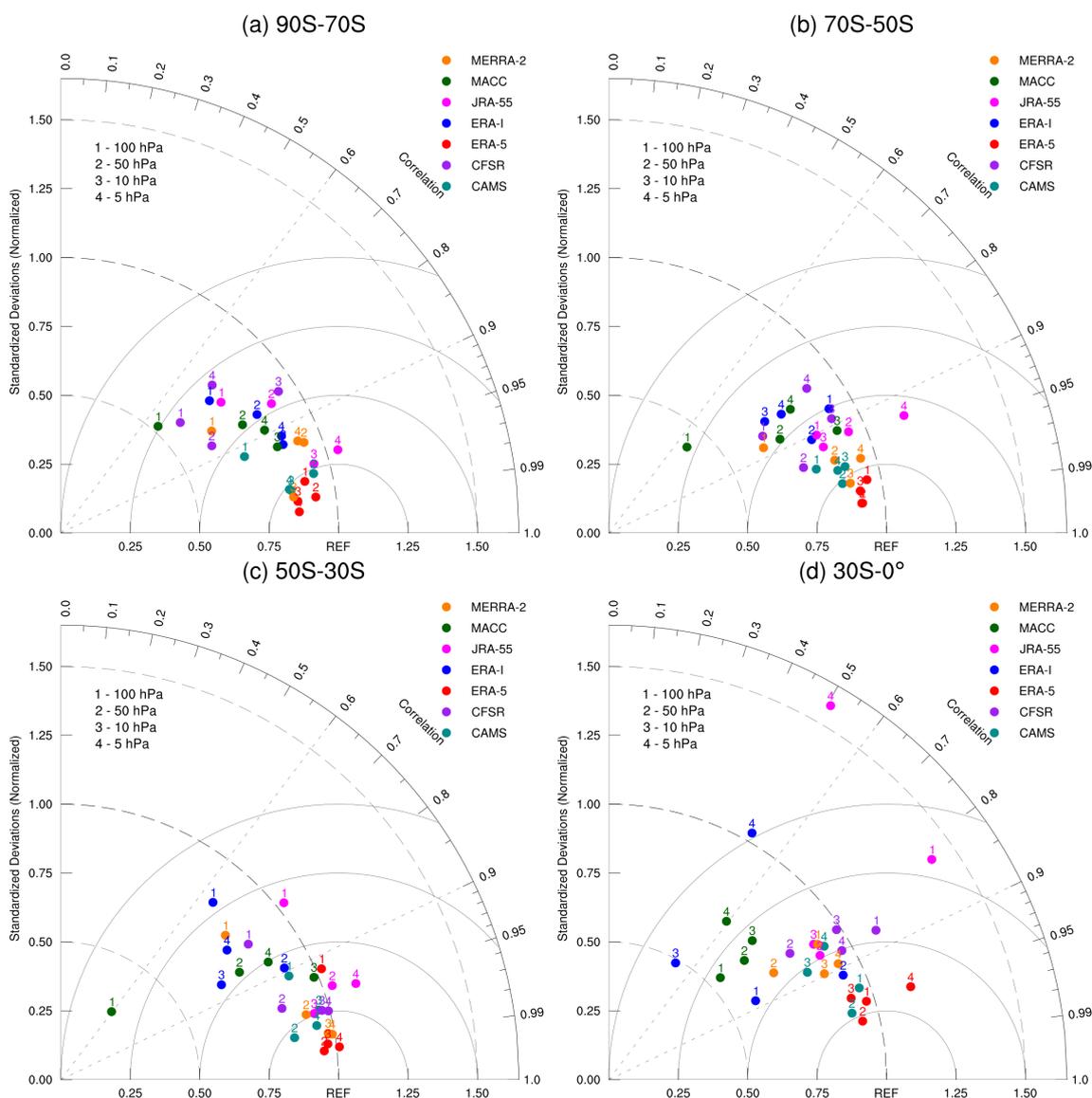
A Figura 3.11, por meio de uma análise concisa, o diagrama de Taylor revela que, em geral, a reanálise representa bem os dados observados. No diagrama de Taylor, o ideal é que quanto mais próximas as reanálises estão do ponto de referência (REF), melhor caracterizam a relação com os dados observados. Além disso, podemos observar que a reanálise em todas as faixas de latitude está concentrada na faixa de correlação de 0,8 e 0,9, o que é informação relevante tendo em vista as conhecidas dificuldades das reanálises em representar de processos envolvendo trocas estratosfera-troposfera, principalmente no HS devido aos efeitos do buraco do ozônio na Antártica. No entanto, algumas reanálises têm uma representação melhor do conteúdo de ozônio na estratosfera. As reanálises ERA-5, MERRA-2 e CAM5 em todas as faixas de latitude apresentam pelo menos três pontos com valores acima de 0,9 para CC e acima de 0,75 para SD. Com relação aos baixos desempenhos, pode-se dizer que MACC, JRA-55 e ERA-I apresentam maiores dificuldades em representar o conteúdo de ozônio na estratosfera, principalmente na região equatorial (30°S-0°), visto na Figura 3.11, onde as discrepâncias dos valores na estratosfera baixa e alta são evidentes. JRA-55 e ERA-I apresentam valores abaixo de 0,5 CC na alta estratosfera (5 hPa), com JRA-55 apresentando problemas na representação da baixa estratosfera (100 hPa).

Por fim, ressaltamos mais uma vez que a reanálise do ERA-5, apresentou melhores valores de CC e SD normalizados nas quatro faixas de latitude no período 2003-2012. Em baixos níveis da estratosfera equatorial, em todas as reanálises observam-se as maiores diferenças com relação ao CCI, entretanto a reanálise ERA-5 tende a apresentar melhor um desempenho. A região Antártica, região que apresenta a maior dificuldade dos modelos em representar os a concentração de ozônio no período de atuação do buraco de ozônio, o ERA-5 possui valores muito próximos do ponto de referência. Este melhor desempenho anual da ERA-5 (em relação às demais reanálises) para os dados de ozônio nas diferentes faixas de latitude é também visto nas análises das médias sazonais (DJF, MAM, JJA e SON) no HS (veja as Figuras A.5,

[A.6](#), [A.7](#), [A.8](#) do Apêndice-A).

Com isso, as análises das variações anuais entre o decênio 2003-2012 para os dados de ozônio na região da estratosfera, demonstram que a reanálise ERA-5 desempenha uma mais consistente representação do ozônio tanto horizontalmente, quanto verticalmente. Em sua descrição vertical a ERA-5 apresenta um número maior de camadas (níveis na vertical), como mostrado na Figura 1 de [Tegtmeier et al. \(2020\)](#), que avaliaram a representação da temperatura na região da *Tropical Tropopause Layer (TTL)*, entre as reanálises ERA-Interim, ERA-5, JRA-25, JRA-55, MERRA, MERRA-2, NCEP-NCAR (R1) e CFSR *versus* os dados do GNSS-RO. De acordo com [Lindzen e Fox-Rabinovitz \(1989\)](#), a melhoria da representação da resolução vertical e a quantidade de níveis da estratosfera devem impactar na qualidade da representação dos processos da troposfera, nos modelos numéricos de tempo.

Figura 3.11 - Distribuição anual do Diagrama de Taylor por faixas latitudinais para o período de 2003-2012 para o HS.



Painel do Diagrama de Taylor entre 2003-2012 em (a) 90°S-70°S, (b) 70°S-50°S, (c) 50°S-30°S e (d) 30°S-0° . Para cada intervalo latitudinal são analisados quatro níveis representados pelos pontos de cor (onde (1) 100 hPa, (2) 50 hPa, (3) 10 hPa e (4) 5 hPa) para todas as reanálises CAMS, CFSR, ERA-5, ERA- I, JRA-55, MACC e MERRA-2.

Fonte: Produção do autor.

3.7 Conclusões preliminares

Neste capítulo, foi descrito como é realizado o tratamento com ozônio em diferentes reanálises (níveis na vertical, radiação interativa, química acoplada e etc), bem como as intercomparações da variabilidade interanual, por meio de análises em diferentes faixas de latitude e diferentes níveis da estratosfera no Hemisfério Sul. Devido à forma como a abordagem do tratamento com ozônio é realizada em cada reanálise (prognóstico ou a partir de uma atualização CTM offline), bem como os dados usados na transferência radiativa (analisados, climatológicos ou valores de atualização CTM offline), essas diferenças tendem a variar consideravelmente entre as reanálises. Com exceção da reanálise JRA-55 que usa valores de atualização offline CTM, todas as reanálises utilizadas neste capítulo, assimilam dados do perfil vertical de ozônio.

Dadas as considerações do tratamento do ozônio nas diferentes reanálises, é possível afirmar que através das intercomparações pode-se considerar que de certa forma, as reanálises reproduzem bem os campos de ozônio junto com seu perfil vertical, mesmo com diferenças significativas na comparação com as observações de satélites. Ao analisar o CTO, observa-se que as variações sazonais das reanálises seguem bem os dados observados do MSR, conseguindo representar os ciclos sazonais relativamente bem. Já CFSR com viés positivo (10 %) e ERA-I com viés negativo (9 %), tem dificuldade em mostrar as reais variações do ozônio no período da noite polar (em parte do inverno e primavera austral), ou seja, quando há o aparecimento do buraco de ozônio Antártico nos meses de inverno do sul. Tais incertezas podem ocorrer uma vez que o CFSR e o ERA-I não possuem química heterogênea representativa e somente possuem dados de um sensor que opera na região do ultravioleta, tendo problemas com a falta de informação no período polar noturno.

Embora as intercomparações não ocorram de forma independente devido à presença de instrumentos utilizados que também são assimilados na reanálise, os resultados mostram que o perfil vertical do ozônio está bem representado. As maiores diferenças relativas entre as reanálises ocorrem na estratosfera inferior (perto de 100 hPa), principalmente na região tropical 30S-0 ° com vieses negativos variando de 15 % em MERRA-2 a 25 % ou mais em JRA-55, ERA -I e MACC. Na alta estratosfera, na região de ozônio máximo ~ 10 hPa, a reanálise apresenta inconsistências na representação dos conteúdos, onde todas as faixas de latitude JRA-55 apresentam viés negativo e MACC com viés positivo, quase sempre ultrapassando os limites de 5 %. Em geral, junto com o perfil vertical, MERRA-2, CAMS e ERA-5 tendem a sempre estar dentro do cone de erro ± 5 %, entretanto, ERA-5 tem um desempenho

significativamente mais próximo das observações.

A variabilidade interanual média e suas anomalias mostram que o ERA-5 tem uma melhor representação das variações do ozônio em todos os níveis verticais e bandas latitudinais, seguido por MERRA-2 e CAMS. Normalmente, no início (antes de 2004) e no final (2012) da série, o MACC com viés negativo destaca-se por não seguir as tendências dos dados observados de outras reanálises. Junto com o CFSR, a reanálises ERA-I apresenta dificuldades na representação de anomalias de ozônio em níveis baixos, o que favorece a informação errônea das quantidades de ozônio anualmente. Por fim, os diagramas de Taylor, que consistem na concatenação de informações que inferem a avaliação dos erros da reanálise em relação às observações (CCI), destacam mais uma vez que o ERA-5 tem a melhor representação do conteúdo de ozônio, seguido por MERRA-2 e CAMS (respectivamente).

4 RELAÇÃO FÍSICA E ESTATÍSTICA ENTRE OZÔNIO ESTRATOSFÉRICO E BLOQUEIOS ATMOSFÉRICOS NO HEMISFÉRIO SUL

4.1 Introdução

Atualmente, a abordagem sobre os processos físicos que envolvem a formação dos bloqueios atmosféricos do Hemisfério Sul (HS) tem sido pouco explorada, se comparado aos estudos do Hemisfério Norte (HN). Basicamente a configuração de um bloqueio se dá entre a interação entre baixas e altas pressões. Bloqueios do tipo ômega apresenta uma alta pressão entre duas baixas pressões, e os do tipo dipolo, configura uma baixa desprendida no flanco equatorial do sistema, enquanto a alta se posiciona no flanco polar. Um escoamento bloqueado pode ser associado à uma divisão do jato de oeste na troposfera superior, que é marcado por excursões meridionais significativas do fluxo da troposfera em altos níveis em latitudes médias e altas na região de bloqueio (TRENBERTH; MO, 1985).

Colucci (2001), mostrou que o fluxo horizontal na troposfera superior e anterior a um evento de bloqueio é caracterizado de uma deformação do escoamento geostrófico em escala planetária. Os sistemas meteorológicos transitórios desempenham um papel fundamental na formação de bloqueios. Estes sistemas reforçam a amplificação de uma crista alongada, a qual gera um novo anticiclone de bloqueio, responsável pela advecção de baixa vorticidade potencial em direção a latitudes mais altas (ANCELLET et al., 1994). A importância da avaliação do impacto da divergência em altos níveis antes e durante os eventos de bloqueio foi investigada para casos no Hemisfério Sul por Nascimento e Ambrizzi (2002), em busca de ligações entre a resposta troposférica superior à atividade convectiva tropical e o início do bloqueio em latitudes médias (GOYAL et al., 2021).

O papel da estratosfera nos sistemas meteorológicos de latitudes mais altas é uma linha de estudos de grande interesse, principalmente para a compreensão dos processos que envolvem a formação dos bloqueios (WOOLLINGS et al., 2010). Como mostrado por Baldwin e Dunkerton (2001), existem indícios que há uma relação entre a propagação descendente de anomalias de ar de modo anular da estratosfera para a troposfera, que pode influenciar no aquecimento/resfriamento da região da baixa estratosfera e alta troposfera (próximo a tropopausa) afetando os mecanismos dinâmicos precursores dos bloqueios.

As trocas de ar entre a estratosfera e a troposfera, podem ser consideradas um dos processos mais importantes que suportam o balanço de energia na região da

tropopausa, alterando a distribuição dos constituintes, como por exemplo, o ozônio e o vapor d'água, influenciando na química e o transporte de constituintes químicos nessa região. Em latitudes médias e altas, episódios de dobra da tropopausa (do inglês *tropopause folding*), proporcionam a formação das baixas desprendidas (do inglês *Cut-off Lows* [Fuenzalida et al. \(2005\)](#), [Iwabe e Rocha \(2009\)](#)), o que favorece os fluxos descendentes que transportam o ar estratosférico seco e rico em ozônio para níveis mais baixos da atmosfera.

O papel do aquecimento diabático no desenvolvimento e manutenção de anomalias anticiclônicas, na região da alta troposfera em latitudes subtropicais pode ser abordado avaliando a conservação da vorticidade potencial. Pode ser investigado a partir da perspectiva da não conservação de vorticidade potencial. Segundo [Newman et al. \(1988\)](#), na região da alta de bloqueio são identificados sistemas chamados de *Ozone Mini-Holes* (OMH), que se formam mais frequentemente no inverno austral. Em particular, a formação de OMHs é explicada em primeiro lugar, pela transferência das altas para baixas latitudes (ou seja, do polo em direção ao equador), de parcelas de ar com baixos conteúdos de ozônio, o que leva a um movimento contrário aos *cut-off lows* ([SITNOV; MOKHOV, 2015](#)).

Apesar de serem de grande relevância, os processos que envolvem a manutenção e dissipação dos sistemas de bloqueios atmosféricos não serão detalhados nesta seção. Aqui, o propósito é avaliar os processos em altos níveis da atmosfera que envolvem o acoplamento entre a baixa estratosfera e a alta troposfera na formação destes sistemas, em função do ozônio estratosférico, embora o papel dos processos em níveis inferiores tenham papel importante neste regime.

A filtragem dos dados para a detecção dos episódios de bloqueio, se deu através de uma metodologia que abrange índices meridionais de altura geopotencial, afim de auxiliar as avaliações dos eventos de bloqueio. A investigação para a determinação do impacto do ozônio estratosférico na formação dos sistemas de bloqueio, consiste na apuração de compostos dos campos espaciais dos diferentes grupos definidos na Seção 3, além de estudos de caso. As análises da variabilidade da atmosfera em função da ocorrência dos eventos de bloqueios são avaliadas a partir de variáveis radiativas e termodinâmicas na baixa estratosfera e alta troposfera, em níveis isobáricos e isentrópicos, seções verticais, e campos espaciais hemisféricos. A pesquisa também aborda aspectos quantitativos, através de índices estatísticos para explicar o impacto da variabilidade de ozônio na formação dos bloqueios, como por exemplo, análises multivariadas.

4.2 Dados e metodologia

Nesta seção, é descrito o método de escolha da base de dados utilizada para a identificação dos eventos de bloqueios atmosféricos. Em sequência será apresentada a metodologia utilizada nas análises que fornecerão o entendimento das interações dinâmicas e termodinâmicas entre o ozônio estratosférico e o bloqueio.

4.2.1 Dados da reanálise ERA5

No Capítulo 3, verificou-se que os dados de ozônio da reanálise ERA5 [Hersbach et al. \(2018a\)](#), [Hersbach et al. \(2020\)](#), mostram bom acordo com dados de satélite, sendo assim esta será utilizada para estudar a relação entre ozônio e os sistemas de bloqueio atmosférico. Para esta pesquisa, foram utilizados os quatro horários sinóticos padrões (00, 06, 12, 18 UTC), com uma resolução espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, para o período que compreende os anos de 2000 a 2015 no Hemisfério Sul. Mesmo as reanálises oferecendo dados desde a década de 70, optou-se por trabalhar com o período a partir de 2000 devido a maior cobertura e resoluções espectrais e temporais dos satélites meteorológicos, além da resolução espacial que favoreceu maior cobertura global, principalmente sobre as regiões oceânicas carentes de dados de superfície.

A reanálise ERA5 dispõe de dados com diferentes resoluções verticais, de acordo com a coordenada vertical empregada. Basicamente o modelo IFS é integrado em coordenadas de níveis híbridos, porém os dados são disponibilizados em níveis de pressão, níveis isentrópicos e entre outros ([HERSBACH et al., 2018a](#); [HERSBACH et al., 2020](#)). Aqui serão usadas três diferentes abordagens quanto aos níveis verticais, sendo eles: níveis de pressão (*pressure levels*), níveis individuais (*single levels*) e níveis híbridos do modelo (*model levels*).

Para os dados em níveis de pressão, foram utilizados os 37 níveis disponíveis, compreendendo entre 1000 hPa até 1 hPa. As variáveis avaliadas são, temperatura (K), componente zonal do vento (m.s^{-1}), componente meridional do vento (m.s^{-1}), razão de mistura de ozônio (kg.kg^{-1}), velocidade vertical (Pa.s^{-1}) e umidade específica (kg.kg^{-1}). Os dados em níveis individuais são coluna total de ozônio (UD), pressão na superfície (Pa), coluna total de água (kg.m^{-2}), radiação de onda longa emergente no topo (W.m^{-2}) e fluxo de calor latente (W.m^{-2}) (em superfície). Tanto os dados em níveis de pressão, quanto os dados em níveis individuais estão disponíveis em <https://cds.climate.copernicus.eu>. A base de dados do ERA5 referente aos dados em níveis do modelo, disponibiliza em seu catálogo além de dados de reanálise mas também dados do tipo *forecast*, ou seja, em modo previsão disponíveis

em <https://apps.ecmwf.int/data-catalogues/era5/?class=ea> . Esta base de dados foi utilizada no intuito de investigar o balanço de calor em altos níveis e a contribuição das taxas de aquecimento na região da alta troposfera e baixa estratosfera. Portanto, foram utilizados os dados de média da tendência de temperatura devido ao aquecimento/resfriamento de ondas curtas/longas ($K.s^{-1}$).

4.2.2 Metodologia

Esta Seção 4.2.2 buscou identificar as regiões preferenciais dos sistemas de bloqueio no HS, com a finalidade de auxiliar a pesquisa tanto nos estudos observacionais, quanto nos estudos numéricos. Após a obtenção dos períodos de maior ocorrência dos bloqueios, bem como as datas dos eventos, definiu-se os critérios para estabelecer quais os eventos estudados. A metodologia consistiu em análises dinâmicas, termodinâmicas, sinóticas e estatísticas dos eventos de bloqueios ocorridos no HS.

4.2.2.1 Identificação dos bloqueios no Hemisfério Sul

Para identificar os eventos de bloqueio, um índice bidimensional baseado na reversão do gradiente geopotencial medido em 500 hPa foi adotado segundo Mendes et al. (2005), Mendes et al. (2008), Oliveira et al. (2014). Este método de identificação é uma extensão bidimensional da definição clássica de bloqueio introduzida por Lejenäs e Økland (1983) para o Hemisfério Norte, adaptado por Tibaldi e Molteni (1990) para o Hemisfério Sul e aprimorado por Tibaldi et al. (1994) (daqui em diante chamada de T94). O método considera as seguintes formulações:

$$GHGS(\lambda) = \frac{Z_{500}(\lambda, \phi_S) - Z_{500}(\lambda_0, \phi_0)}{\phi_S - \phi_0} < 0 \quad (4.1)$$

$$GHGN(\lambda) = \frac{Z_{500}(\lambda, \phi_0) - Z_{500}(\lambda_0, \Phi_0)}{\phi_0 - \phi_N} > 0 \quad (4.2)$$

em que:

$$\phi_N = 40^\circ\text{S} + \Delta$$

$$\phi_1 = 55^\circ\text{S} + \Delta$$

$$\phi_2 = 50^\circ\text{S} + \Delta$$

$$\phi_S = 65^\circ\text{S} + \Delta$$

$$\Delta = -10.0; -7.5^\circ; -5.0^\circ; -2.5^\circ; 0^\circ$$

sendo Z_{500} a altura geopotencial em 500 hPa, λ longitude e ϕ a latitude. O ín-

dice norte do gradiente da altura geopotencial em 500 hPa é representado por (GHGN), índice sul do gradiente da altura geopotencial em 500 hPa é representado por (GHGS). O escoamento para uma determinada longitude será definido como bloqueio no HS, se as condições das Equações 4.1 e 4.2, forem satisfeitas. O símbolo Δ representa um contador latitudinal para os valores especificados em Δ acima.

A Equação 4.1 tem uma condição de GHGS < -10 mgp/ $^{\circ}$ lat, que é descrita para evitar que sejam computadas as baixas pressões desprendidas (do inglês, *cutt-off lows*), localizadas ao sul. A partir deste ponto, uma climatologia da posição preferencial, bem como, a intensidade, o número de eventos, as anomalias entre outras condições serão avaliadas. Aqui, IB_{λ} é definido como o Índice de Bloqueio calculado no local e instantâneo para cada ponto de longitude que satisfaz pelo menos um Δ sobre uma determinada longitude, $IB_{\lambda} = GHGN > 0$, se GHGS < -10 mgp/ $^{\circ}$ lat.

Apenas como caráter conceitual, destaca-se aqui que existe uma distinção entre um evento de bloqueio e dias bloqueados mostrados em (TRIGO et al., 2004). Basicamente, um evento de bloqueio é o somatório de dias bloqueados, ou seja, para que haja um evento de bloqueio, todos os critérios embutidos na metodologia T94 devem ser satisfeitos.

O tempo de duração (em dias) de um evento de bloqueio no HS, a partir metodologia T94, é abordado com diferentes tempos mínimos, onde foi considerado um eventos de bloqueio como sendo um número mínimo três os dias de escoamento bloqueado (MARQUES, 1996; MARQUES; RAO, 1999; OLIVEIRA, 2011; OLIVEIRA et al., 2014; PEDROSO, 2014). Porém diversos autores consideram que, a forma mais adequada para assumir o registro de um evento de bloqueio, sejam observados um mínimo de 5 (cinco) respectivos dias de escoamento bloqueados (NASCIMENTO; AMBRIZZI, 2002; MENDES et al., 2005; MENDES et al., 2008; BERRISFORD et al., 2007; WOOLLINGS et al., 2010; DAVINI et al., 2014b; DENNISON et al., 2016; MENDES et al., 2019).

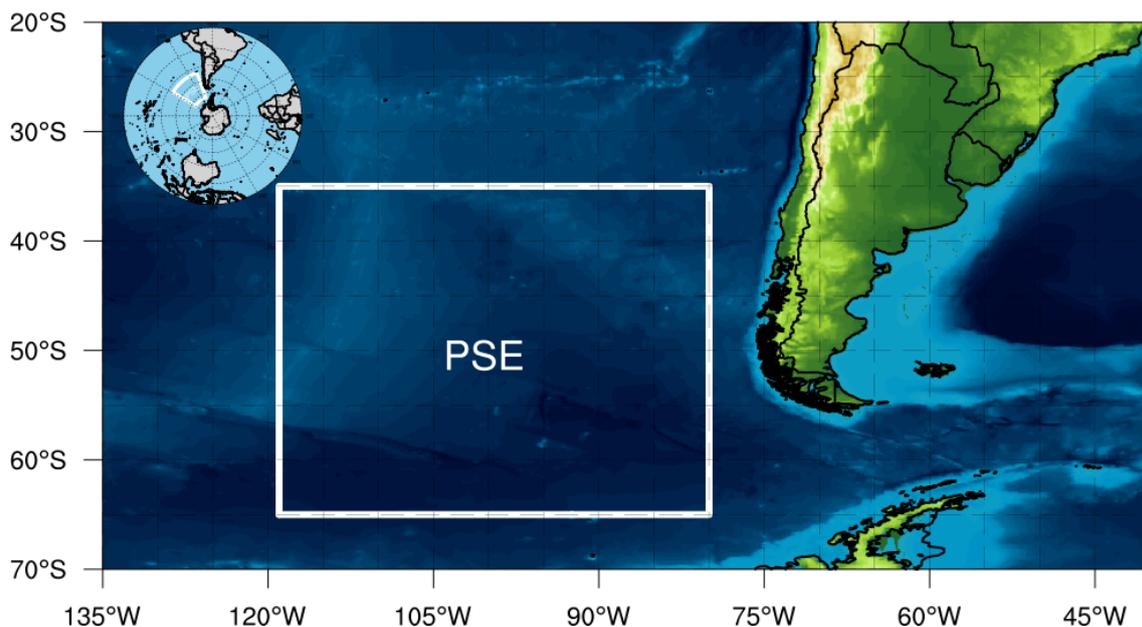
Para que um caso seja considerado como um evento de bloqueio Tibaldi et al. (1994), existem três critérios que também devem ser considerados:

- as condições $IB_{\lambda} = GHGN > 0$ e GHGS < -10 mgp/ $^{\circ}$ lat em no mínimo três pontos de grade subsequentes devem aparecer dentro de uma área com 40° de extensão em longitude;
- por cinco dias ($\tau=5$) dias contínuos o critério anterior deve ser satisfeito;

- se os critérios anteriores forem verificados, a única exceção para uma interrupção será validada se for registrado em apenas um único dia em que o primeiro critério não seja satisfeito;

O método de identificação possibilita definir uma climatologia e regiões preferenciais dos sistemas de bloqueios no HS, assim auxiliarão nas análises observacionais que proporcionarão investigar a relação entre ozônio e bloqueios. De acordo com [Oliveira \(2011\)](#), [Mendes et al. \(2019\)](#), a região do Pacífico Sul é uma das regiões com maior frequência de bloqueios no HS. Com isso, buscando optou-se em focar este estudo na região do PSE na Figura 4.1, onde as contribuições das massas continentais não representam influência, como por exemplo nos bloqueios do Atlântico Sul.

Figura 4.1 - Domínio da área de estudo na região do Pacífico Sudeste (PSE).



Fonte: Produção do autor.

4.2.2.2 Avaliação estatística dos compostos nos eventos de bloqueio

Para a identificação dos eventos de sistema de bloqueio, como mencionado anteriormente, foi utilizado o período de 2000 a 2015 no HS. Com isso, baseado na metodologia proposta por T94 e seus índices meridionais, optou-se pelo trimestre JJA que apresenta o maior número de ocorrências de eventos bloqueio [Lejenäs e Økland](#)

(1983), Oliveira et al. (2014), Brunner e Steiner (2017), Mendes et al. (2019), que outrora fora utilizado com outros critérios de acordo com os antecedentes bibliográficos por (RENWICK; REVELL, 1999; CAVALCANTI, 2000; BERRISFORD et al., 2007). Além de concentrar o estudo no período sazonal de maior ocorrências de eventos de bloqueios atmosféricos, também optou-se em dar ênfase na região que apresentou o maior número de eventos de bloqueio, sendo esta a região do Pacífico Sudeste (PSE), que compreende a faixa entre 120°W-80°W (MARQUES, 1996; OLIVEIRA, 2011; OLIVEIRA et al., 2014; PEDROSO, 2014). Com a detecção/dentificação dos eventos de bloqueio e suas respectivas datas, duração e intensidade, obtidos na Seção 4.2.2, buscou-se trabalhar com os compostos dos campos atmosféricos.

Para a determinação dos padrões associados a esses eventos de bloqueio foi realizada uma classificação sinótica das sequências de campos de altura geopotencial em 500 hPa, a partir dos eventos de bloqueios identificados. Para tal classificação foi utilizada a técnica conhecida como Análise de Componentes Principais (ACP) ou *Empirical Orthogonal Functions* (EOF) Kayano (1999), Renwick e Revell (1999), Nikulin (2005) e Raphael (2004), afim de reduzir os elevados números de variáveis apresentadas nos dados originais dos casos da variável altura geopotencial em 500 hPa, mas sem comprometer a variância apresentada pela mesma (WILKS, 2006). Além disso, a EOF baseia-se no uso das correlações espaciais temporais, o que é de fundamental importância para o entendimento de dados climáticos, tentando incorporar a correlação espacial e temporal, afim de extrair uma filtragem dos dados, tendências, estruturas dinâmicas (JOLLIFFE, 2002; WILKS, 2006). Existem diversos tipos de EOF que podem ser avaliadas no espaço e no tempo para a avaliação de dados climáticos, os Modo-S, relacionado com análise de séries temporais relacionadas com os pontos no espaço, e o Modo-T, que é aplicado para classificar padrões espaciais atmosféricos e quantificando os períodos dominantes (RICHMAN, 1986; COMPAGNUCCI et al., 2001).

Baseado nas afirmações de Nascimento e Ambrizzi (2002), que mostraram haver uma perturbação nas anomalias de vorticidade potencial em altos níveis, associados à intrusão de ar estratosférico no lado equatorial dos bloqueios, em dias antecedentes aos de formação do bloqueio, foi utilizada a análise de correlação da primeira componente principal (EOF1) da altura geopotencial em 500 hPa com as anomalias da CTO e a razão de mistura de ozônio próximo ao nível de ocorrência das dobras da tropopausa (200 hPa). Estudos recentes utilizaram essa técnica para mostrar o acoplamento do STE Lim et al. (2018b), e também a relação do ozônio com modos de variabilidade climática Gamelin et al. (2020). Com isso, o estudo foi caracteri-

zado não só pela correlação direta entre ozônio e altura geopotencial em 500 hPa, mas através da correlação cruzada a partir da defasagem (*lags*) entre a EOF1 e ozônio avaliando a circulação dois dias antes do evento (dia -2), um dia antes (dia -1) e o dia do evento (dia 0) um dia após (dia +1), dois dias após (dia +2). Para a definição dos padrões dos eventos de bloqueios atmosféricos e sua dependência com relação aos campos de ozônio estratosférico, foi analisada a correlação cruzada entre os campos de H500 e ozônio em 200 hPa e da CTO. A função de correlação cruzada para determinar se existe uma relação entre duas séries temporais. Onde esse tipo de análise foi utilizada por [Trenberth e Mo \(1985\)](#) para bloqueios no HS, [Yang et al. \(2016\)](#) sobre o fluxo de ozônio nas STE, para a formação dos COLs [Ndarana e Waugh \(2010\)](#) e [Müller e Ambrizzi \(2007\)](#) nas teleconexões dos padrões de ondas de Rossby no HS.

Para avaliar o comportamento dos eventos identificados no período entre 2000-2015, foram calculadas as médias dos eventos, para os campos que envolvem a formação dos bloqueios. Além disso, foram calculadas anomalias padronizadas dos campos de altura geopotencial, para definir os eventos intensos e médios, de acordo com [Cavalcanti et al. \(2002\)](#), utilizando os cálculos que removem as médias zonais da altura geopotencial afim de melhorar os aspectos climatológicos estacionários. A partir disso, já de posse dos períodos (quantidade de dias) de escoamento bloqueado de cada evento registrado na Seção 4.2.2, define-se os eventos intensos e moderados e os eventos curtos e longos, onde novas análises dos campos médios foram avaliados em diferentes grupos, a partir do período de ocorrência.

Visando o entendimento da estrutura da contribuição do ozônio na formação dos bloqueios, foram avaliadas as médias dos dias que antecedem os eventos de bloqueio. Vale ressaltar que, para que uma sequência de dias com escoamento bloqueado seja considerada um evento de bloqueio, é necessário que no mínimo 5 (cinco) dias sejam registrados, de acordo com o estabelecido na Seção 4.2.2. Com isso, o primeiro dia da sequência mínima será considerado o dia zero, para fins de análise dos dias anteriores a formação dos bloqueios. Essa metodologia permite que sejam avaliadas as contribuições do ozônio para a formação dos bloqueios, sabendo o comportamento preliminar destes eventos, juntando as informações das circulações, antevendo o comportamento dos COLs [Ancellet et al. \(1994\)](#), [Rondanelli et al. \(2002\)](#), [Ndarana e Waugh \(2010\)](#), [Pfahl et al. \(2015\)](#), [Ndarana et al. \(2021\)](#) e [Pinheiro et al. \(2020\)](#) e da geração e quebras de ondas de Rossby sobre o Pacífico ([AMBRIZZI; HOSKINS, 1997](#); [LAZEAR, 2007](#); [TYRLIS; HOSKINS, 2008](#)). Além das médias totais dos eventos identificados entre 2000-2015, foi avaliado o comportamento antecedente à formação

dos bloqueios de curta e longa duração, afim de compreender as características da contribuição do ozônio.

4.2.2.3 Avaliação física dos compostos nos eventos de bloqueio

Essa seção investiga a relação entre o ozônio estratosférico e sistemas de bloqueios utilizando o suporte das seções anteriores a partir de padrões estatísticos dos campos físicos que possibilitem avaliar os impactos em função da dinâmica na UTLS. Assim, serão avaliadas as variáveis dinâmicas e radiativas/termodinâmicas, em função de seus compostos médios, anomalias e dias antecedentes ao início do evento de bloqueio. Embora os eventos de bloqueio apresentem basicamente uma composição entre sistemas de baixa e alta pressão [Rex \(1950a\)](#), [Rex \(1950b\)](#) e [Renwick e Revell \(1999\)](#), as análises consideraram conexões entre os cavados e cristas em médios/altos níveis na gênese de formação.

Para a identificação de perturbações que ocorrem na região da UTLS, e sua associação com intrusões estratosféricas a partir das STE, foi utilizada o conceito de Vorticidade Potencial [Reed \(1955\)](#), [Hoskins et al. \(1985\)](#) e [Sprenger et al. \(2007\)](#). Entre duas superfícies isentrópicas, a conservação da vorticidade potencial na atmosfera instiga as mudanças pelo efeito de estiramento/achatamento vertical das parcelas de ar. Essas análises do campo de Vorticidade Potencial de Ertel (VPE) auxiliam na identificação dos transporte de constituintes atmosféricos, bem como suas misturas na região da UTLS ([BASSET; GAHEIN, 2003](#)). Segundo os estudos de [Hoskins et al. \(1985\)](#), [Hoskins \(1991\)](#), ao se aproximar de uma região baroclínica na baixa troposfera, as anomalias de vorticidade ciclônica na UTLS induzem a ocorrência de advecção quente que conseqüentemente geram anomalias de temperatura em superfície, na vanguarda da região anômala de VPE de altos níveis. Isso resulta na intensificação da circulação ciclônica. Por sua vez, a anomalia de temperatura na superfície intensifica os movimentos ciclônicos na UTLS, promovendo uma advecção de VPE ciclônica na retaguarda da anomalia de VPE na UTLS, promovendo o retardo do desenvolvimento para leste do ciclone.

Defini-se a tropopausa dinâmica em termos de Vorticidade Potencial, onde ± 1 PVU (*Potencial Vorticity Unit*) equivale a $\times 10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$. Na estratosfera extratropical, em ambos os hemisférios, a região da tropopausa dinâmica é definida com diferentes valores em inúmeros estudos, onde alguns abordam a comparação mais adequada em mais de um nível [Jing e Banerjee \(2018b\)](#), também para os níveis ± 1.5 ou ± 1.6 PVU [Beekmann et al. \(1997\)](#), [Eibern et al. \(1998a\)](#), [Basset e Gahein \(2003\)](#), [Iwabe e Rocha \(2009\)](#) e em ± 3 PVU ([GETTELMAN; SOBEL, 2000](#); [BIRNER et al., 2002](#);

OLSEN et al., 2004b; YANG et al., 2016). Entretanto, para este estudo, o valor de -2 PVU foi adotado para a definição de tropopausa dinâmica assim como proposto por Hoskins (1991), Holton et al. (1995) e utilizado amplamente em pesquisas recentes (STOHL et al., 2003; DELDEN; NEGGERS, 2003; SPRENGER et al., 2007; KUANG et al., 2012; ZHAO et al., 2020). Uma queda/aumento da tropopausa dinâmica aponta para uma intrusão/injeção de ar estratosférico/troposférico, facilitando o transporte da STE. Esse fenômeno é conhecido como dobra da tropopausa Danielsen (1968), Shepherd (2007), onde as anomalias da tropopausa interagem com a corrente de jato, desencadeando na dobra da tropopausa.

As trocas na UTLS que geram mistura entre o ar estratosférico e troposférico (bidirecionalmente). Essas intrusões de ar podem ser avaliadas utilizando a análise do vetor \vec{Q} utilizado por Beekmann et al. (1997), Eibern et al. (1998b), Iwabe (2008), proporcionando uma análise quantitativa e qualitativa da contribuição do ozônio estratosférico para a formação dos bloqueios. Com isso, a formação dos COLs (parte equatorial do bloqueio) sobre o PSE foram avaliadas observando a intrusão de ar estratosférico, o que tende a manter a conservação da vorticidade absoluta, resultando na amplificação de uma crista que desencadeia uma alta pressão à jusante do COL Lazear (2007), Steinfeld e Pfahl (2019).

Para compreender o balanço de calor na estratosfera e os efeitos do aquecimento diabático promovidos pelas anomalias de temperatura na UTLS devido às misturas nessa região, foram avaliadas as taxas de aquecimento na UTLS. Basicamente, foi analisado o resíduo do balanço de calor J_R Yang et al. (2009), Lin et al. (2013), considerando as Equações 2.3 e 2.5.

Em vários estudos Hauchecorne et al. (2002), Plumb (2007), Bencherif et al. (2011), Peres et al. (2016), Guha et al. (2016), foi investigada a influência da circulação estratosférica para avaliar as concentrações de ozônio, bem como as trocas na UTLS, a partir do conceito de superfícies isentrópicas (de temperatura potencial constante). Caso os processos sejam adiabáticos, não há troca de massa, assim o ar pode se mover sobre as superfícies isentrópicas, com um comportamento de superfície material (HOSKINS et al., 1985). Assim, foram avaliados os níveis isentrópicos: 430 K (\sim 100 hPa), 475 K (\sim 70 hPa), 530 K (\sim 50 hPa) e 600 K (\sim 30 hPa), para os campos de corrente jato, ozônio e VPE.

4.3 Critérios de seleção dos eventos de bloqueio no Hemisfério Sul

Foram encontrados 32 eventos de bloqueios na região do Pacífico, sendo 19 (dezenove) deles do tipo dipolo e 13 (treze) do tipo ômega. Além dessa filtragem, foi restringido a apenas os bloqueios do tipo dipolo. Embora a gênese de formação dos bloqueios do tipo ômega e dipolo de certa forma sejam semelhantes, existem diferenças importantes nas suas estruturas. Os bloqueios do tipo ômega abrangem áreas maiores (extensão) que as dos bloqueios do tipo dipolo, o que acarreta em extrapolação da região de estudo. Além das considerações anteriores, a fim de evitar contribuições da superfície continental do sul da América do Sul optou-se trabalhar pela região do PSE onde as contribuições da superfície se restringem ao oceano e não em diferenças de temperaturas entre a superfície do mar e superfície terrestre. Resumidamente, as análises foram realizadas para o período de 2000 a 2015, no trimestre JJA na região do PSE abordando apenas bloqueios do tipo dipolo.

A Tabela 4.3, mostra os 19 (dezenove) eventos que ocorreram na região do PSE no trimestre JJA, de 2000 a 2015. Segundo [Trigo et al. \(2004\)](#), existe uma diferenciação entre escoamento bloqueado e um evento de bloqueio, onde tal critério quantifica em dias (com escoamento bloqueado) um evento de bloqueio. Com isso, baseado nos estudos de ([NASCIMENTO; AMBRIZZI, 2002](#); [MENDES et al., 2005](#); [MENDES et al., 2008](#); [BERRISFORD et al., 2007](#); [WOOLLINGS et al., 2010](#); [DAVINI et al., 2014b](#); [DENNISON et al., 2016](#); [MENDES et al., 2019](#)), que definem um tempo de duração com no mínimo 5 (cinco) dias consecutivos de escoamento bloqueado (visto na Seção 4.2.2), considerou-se aqui duas categorias de bloqueios (com relação ao tempo de vida dos eventos), sendo estes eventos de bloqueios curtos e longos. O limiar utilizado aqui, de acordo com o número de dias de cada evento foi de até 8 (oito) dias para casos curtos e a partir de 10 (dez) dias para casos longos. Este limiar servirá para as análises da Seção 4.6 posteriormente. Ao menos para o Hemisfério Sul, não existem antecedentes bibliográficos rígidos que estipulem a classificação exata do tempo de bloqueio e a classificação quanto a eventos longos e curtos.

Tabela 4.1 - Eventos de bloqueio (tipo dipolo) ocorridos no Pacífico Sudeste (120°W - 80°W e 35°S - 65°S) para o trimestre JJA entre 2000-2015.

Evento	Mês de ocorrência	Número dias bloqueados
evento 01	Junho 2000	5
evento 02	Julho 2001	15
evento 03	Junho 2002	5
evento 04	Agosto 2002	5
evento 05	Junho 2003	8
evento 06	Julho 2003	5
evento 07	Julho 2004	5
evento 08	Junho 2005	10
evento 09	Agosto 2005	7
evento 10	Julho 2006	6
evento 11	Junho 2008	7
evento 12	Agosto 2008	7
evento 13	Junho 2009	10
evento 14	Junho 2012	16
evento 15	Agosto 2012	5
evento 16	Agosto 2014	8
evento 17	Junho 2015	7
evento 18	Julho 2015	6
evento 19	Agosto 2015	6

Com relação a distribuição mensal dentro do trimestre JJA, os bloqueios no PSE ocorreram de forma bem homogênea. Foram registrados 8 (oito $\sim 42\%$) eventos nos meses de Junho, 5 (cinco $\sim 26\%$) em Julho e 6 (seis $\sim 31\%$) em Agosto que somados resultam em um total de 19 (dezenove) eventos de bloqueios com 143 (cento e quarenta e três) dias com escoamento bloqueado. Uma sub-classificação foi realizada, baseada no tempo de duração do evento de bloqueio, onde dos 19 eventos, 4 foram classificados como sendo de longa duração (daqui em diante, longos) e os outros 15 eventos classificados como eventos de curta duração (doravante, curtos). É possível identificar os eventos de longa duração na Tabela 4.3, sendo estes os eventos 02 (Julho de 2001), evento 08 (Junho de 2005), evento 13 (Junho de 2009) e evento 14 (junho de 2012).

A morfologia de um sistema de bloqueio dipolo no HS, têm basicamente uma configuração em que um sistema de baixa pressão está posicionado no flanco equatorial associado à um sistema de alta pressão posicionado no flanco polar do sistema (MARQUES, 1996). Sendo assim, um sistema do tipo dipolo ocorre em decorrência

da estrutura formada por dois sistemas de pressão distintos, o que nos leva a dividir as análises sobre o impacto do ozônio na gênese dos bloqueios.

A Figura 4.2, mostra os campos médios da coluna total de ozônio e a altura geopotencial em 500 hPa, para de cada um dos dezenove eventos de bloqueio no PSE. Em situações antecedentes de um sistema de bloqueio, é comum que o padrão representado por ondas de número 3 e 4 seja observado (TRENBERTH; MO, 1985), o que é verificado na Figura 4.2, nos casos analisados. De acordo com Dobson et al. (1930), Reed (1950), em regiões de altas latitudes, a CTO mapeia a pressão de superfície e médio níveis. Com isso, observa-se na Figura 4.2 que as regiões com maiores concentrações da CTO são acompanhados das regiões de baixas pressões (em 500 hPa), e o inverso vale para as regiões de menores concentrações da CTO que apresentam altas pressões (em 500 hPa).

Ao observarmos os eventos de bloqueio da Figura 4.2, percebe-se a concordância com as observações de Dobson et al. (1930), indicando que as células de baixa pressão em altas latitudes apresentam menos moléculas na coluna atmosférica porque a porção de ar superior é rica em ozônio, aquecendo o ar devido a absorção da radiação solar ultravioleta e infravermelha terrestre. Com isso, a redução na densidade em níveis mais altos na atmosfera, compensa o ar mais denso em níveis mais baixos, resultando em baixas pressões nestes níveis mais inferiores (DOBSON et al., 1946; REED, 1950).

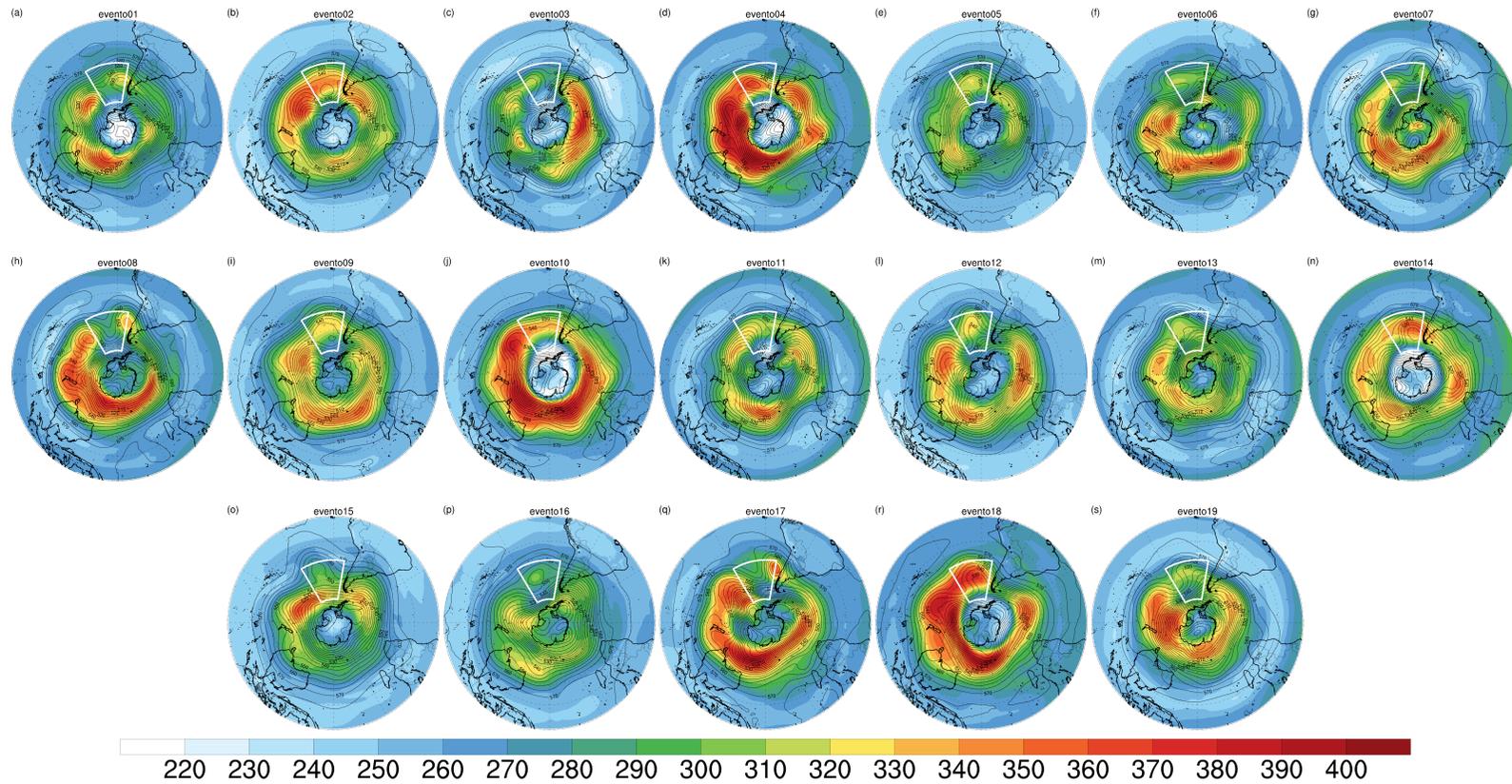
Ao separarmos os dois flancos do sistema de bloqueio (lado polar e lado equatorial), podemos observar que estes estão configurados em zonas que apresentam preferenciais posições climatológicas tanto para os sistemas de alta pressão quanto para os de baixa pressão. Ao investigarmos a posição média dos eventos de bloqueio (Figura 4.2), podemos observar que a média dos dezenove eventos de bloqueio no PSE tem a baixa pressão associada à uma das regiões preferenciais (120°W-80°W) de ocorrência das baixas pressões desprendidas (ou COLs), no trimestre de inverno JJA, como mostrado por Fuenzalida et al. (2005), Reboita et al. (2010) e (PINHEIRO et al., 2017).

Já na região da alta de bloqueio, no período de JJA é comum que se configurem zonas anticiclônicas com extensões menores que as altas subtropicais climatológicas, associadas à baixos níveis da CTO. Newman et al. (1988), classificaram estes sistemas como *Ozone Mini-Holes* (mini-buracos de ozônio, OMH), que estão em regiões que podem apresentar reduções rápidas dos valores mínimos de CTO (entre 20-30 UD). Estas regiões são basicamente altas pressões desprendidas de regiões polares, forçadas pelas quebras de ondas de Rossby (RWB) (BERRISFORD et al., 2007; SONG

et al., 2011), do tipo anticiclônica onde o ar move-se na direção noroeste-sudeste, ou seja, da região mais quente de latitudes menores na direção polar e para leste, resultando em um movimento para oeste do ar em altas latitudes na direção do equador (PETERS; WAUGH, 2003).

A morfologia destes OMH combinada com uma formação de um bloqueio é uma perspectiva de RWB Barriopedro (2010), que corresponde a eventos anticiclônicos causadores das RWB em decorrência da amplificação de cristas sobre o Pacífico (BERRISFORD et al., 2007). Em situações em que o campo médio na região de médias latitudes é observado, há uma predominância de um padrão de número de onda 1. Já em situações de bloqueio (como na Figura 4.2) ou até mesmo em fase antecedente ao bloqueio é vista a onda 1 pequena e o predomínio de ondas 3 e 4 (TRENBERTH; MO, 1985). Estas amplitudes de ondas 3 e 4 são comumente associadas à eventos de bloqueio no inverno.

Figura 4.2 - Eventos de bloqueio na região do Pacífico Sudeste.



Campos médios dos 19 (dezenove) eventos de bloqueio (dipolo) que ocorreram na área que compreende a região do PSE (retângulo linha branca) no trimestre JJA no período entre 2000-2015. Contornos representam a altura geopotencial em 500 hPa (dam) e sombreado a coluna total de ozônio (UD).

Fonte: Produção do autor.

4.4 Análise dos processos físicos e dinâmicos compostos médios para os eventos de bloqueio no Pacífico Sudeste

Na maioria dos casos de bloqueio dipolo observados na Seção anterior 4.3, a distribuição geográfica (formato) da distribuição de O_3 assemelha-se ao referido por Hitchman e Rogal (2010b), que descrevem os conteúdos total de ozônio em formato de um *croissant*. A Figura 4.3, representa a média total dos 19 (dezenove) eventos de bloqueio (dipolo) ocorridos no trimestre JJA de 2000 a 2015 no Hemisfério Sul e apresenta uma forma mais semelhante ao padrão *croissant*. Os valores sombreados representam a CTO, as isolinhas contínuas representam o campo de altura geopotencial em 500 hPa e as setas representam a magnitude do vetor vento. Os valores totais de ozônio (CTO) na região tropical e sub-trópicos ficam entre 230-260 UD, já na região do cinturão extratropical de 35-65°S, os valores variam de aproximadamente 300-340 UD, com um núcleo entre o sul da Austrália e o Pacífico Oeste.

Na região entre 120°W-80°W (retângulo tracejado branco, 4.3), o campo de geopotencial mostra o padrão de bloqueio dipolo típico, onde configura-se uma região de baixa pressão centrada em 35°S-105°W no lado equatorial do bloqueio, e uma alta pressão centrada em 65°S-105°W no lado polar do bloqueio Pelly (2001). O campo médio de geopotencial para os casos de bloqueio em torno de 60°S é característico da atuação deste sistema, onde de acordo com Rex (1950a), Rex (1950b) e Tibaldi et al. (1994), uma mínima extensão (aproximadamente 40° de longitude) de geopotencial em 500 hPa deve ser observada, o que é satisfeito na Figura 4.3.

Considerando o escoamento de oeste (direção de oeste para leste) em médias latitudes, a região anterior a área do retângulo branco na Figura 4.3, nota-se o jato de altos níveis apresentando a típica bifurcação que caracteriza os bloqueios dipolo. Isso é representado e observado através das setas pretas (magnitude de referência - 30 $m.s^{-1}$), onde existe uma região de ventos mais fracos na área do anticiclone (na parte mais ao sul do PSE) de bloqueio na direção noroeste-sudeste, e uma região com ventos mais fortes (SINCLAIR, 1996; CAVALCANTI, 2000; MENDES et al., 2005).

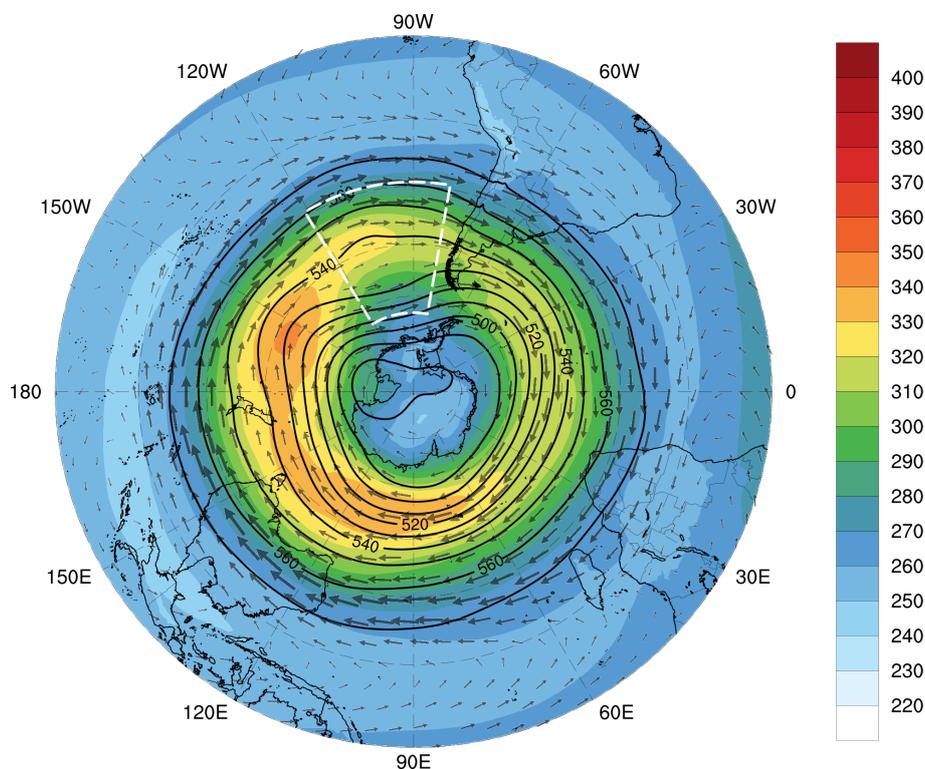
Por outro lado, não somente analisando as componentes separadamente, nota-se a concordância entre a CTO e os campos de altura geopotencial em 500 hPa. Podemos destacar duas regiões de baixas pressões e uma de alta pressão que concordam com o proposto por Dobson et al. (1930), que sugere que em altas latitudes o ozônio determina as pressões em médio níveis. Na região anterior à 120°W-80°W, em torno de 160°W, um máximo de CTO é sobreposto por um cavado em médio níveis, semelhante ao observado por Sitnov et al. (2017), no Hemisfério Norte. A segunda região

de baixa pressão em 500 hPa que é associada aos máximos de ozônio fica na região do PSE, que aliada a região de alta pressão ao sul de sua posição média apresenta uma crista em médios níveis que sobrepõe o deficit de CTO (NEWMAN et al., 1988; ROGAL et al., 2010).

Na Figura 4.3, este padrão dito "*croissant*", se deve ao fato da presença de um máximo de CTO zonalmente assimétrico, que ocorre na região entre 50°S-65°S desde o Oceano Índico até o Pacífico Sudeste, tendo uma interrupção na faixa próximo a península Antártica, estreito de Drake e Atlântico sudoeste. Durante o inverno austral, esse máximo assimétrico de ozônio se desenvolve na região ao sul da Oceania (porém é observado até o final da primavera), sendo amplificado entre os meses de Agosto e Outubro (HITCHMAN; ROGAL, 2010a; HITCHMAN; ROGAL, 2010b). Essa assimetria da CTO no inverno-primavera que ocorre em latitudes médias no Hemisfério Sul é descrita por Crook et al. (2008), acarretando na distribuição do aquecimento radiativo nesta região. Contudo, as quantidades da CTO coincidem com a temperatura na região da UTLS (NEWMAN; RANDEL, 1988; WIRTH, 1993). A modulação dessa assimetria dos máximos de ozônio no cinturão entre 50°S-65°S, é feita por ondas planetárias de oeste, que amplificam cristas que transportam ozônio dos trópicos para os extratropicais na transição tropical durante a transição inverno-primavera. Esse máximo de ozônio ao sul da Austrália se deve a convecção tropical na UTLS no Oceano Índico. Este fluxo de ar tropical em direção ao sul gera anticiclones subtropicais na UTLS e fornece o momento angular para a entrada do jato subtropical australiano (HITCHMAN; HUESMANN, 2007; HITCHMAN; ROGAL, 2010a).

Essa região de máximo de CTO pode ser explicada pelo fluxo proveniente da convecção no sudeste da Ásia e Indonésia, a partir do transporte que cruza o equador em altos níveis, curvando-se no sentido anti-horário na entrada do jato subtropical australiano. Este fluxo estabelece uma via de transporte de ozônio das regiões tropicais da estratosfera inferior ao redor das bordas dos anticiclones até o máximo de ozônio nos cavados amplificados (ROGAL et al., 2010). Como a convecção na Indonésia contrai-se zonalmente e se desloca para o leste durante a primavera SH, o mesmo ocorre com o jato australiano e o ozônio máximo. A UTLS sobre o sul do Oceano Índico parece ser uma região sensível onde a convecção tropical pode influenciar as ondas planetárias extratropicais por meio da excitação de anticiclones subtropicais e da propagação da atividade das ondas de Rossby, onde picos do fluxo convectivo levam à amplificação de anticiclones subtropicais, que frequentemente se estendem para a estratosfera inferior e se fundem com cadeias de ondas planetárias em estagnação (NIKULIN, 2005).

Figura 4.3 - Média total dos bloqueios (dipolo) na região do Pacífico Sudeste.



Média total dos 19 (dezenove) eventos de bloqueio (dipolo) na região do PSE (linha tracejada branca) no trimestre JJA no período entre 2000-2015. Contornos representam a altura geopotencial em 500 hPa (dam), vetor velocidade do vento em 500 hPa (magnitude de referência, 30 m.s^{-1}) e sombreado a coluna total de ozônio (UD).

Fonte: Produção do autor.

4.4.1 Processos dinâmicos e radiativos na UTLS dos bloqueio no PSE

A Figura 4.4, mostra os compostos médios (soma de todos os eventos de bloqueios) do conteúdo de ozônio (Figura 4.4a), temperatura potencial (Figura 4.4b) e umidade relativa (Figura 4.4c) na UTLS (200 hPa) e altura geopotencial (500 hPa) para dezenove eventos de bloqueio no PSE de 2000-2015 no trimestre JJA. Ao observarmos a Figura 4.4a na região do PSE (retângulo branco), é notória a concordância com o padrão encontrado na Figura 4.3, onde os valores máximos de ozônio se concentram na região do cavado, associado à baixa pressão localizada no flanco equatorial do bloqueio, aliado ao padrão oposto na região da alta de bloqueio, no flanco polar do bloqueio. Esta alta de bloqueio analisada para o composto médio dos eventos de bloqueio está relacionada com a profunda crista no Mar de Amundsen, próximo

a península Antártica. Na região à retaguarda do PSE, um cavado profundo que se estende de aproximadamente 30°S a 80°S, centrado em 150°W, desempenha um importante papel para a amplificação da crista configurada na região do PSE, baseado no princípio da conservação da vorticidade absoluta (HOSKINS *et al.*, 1985). Ao longo deste cavado, há uma manutenção das quantidades mais elevadas de ozônio na UTLS, no nível de 200 hPa, que corroboram com as considerações feitas por Dobson *et al.* (1930), que explicam a correlação de ozônio as regiões de baixas pressões devido ao aquecimento da camada causado pelos processos radiativos intrínsecos ao ozônio.

Ainda na Figura 4.4a, é importante avaliar a região ao sul da Austrália, próximo a 180°W, que mostra uma configuração de uma crista em 500 hPa em manutenção pelo baixo conteúdo de ozônio em 200 hPa que é cercado tanto ao norte quanto ao sul por valores mais elevados de ozônio. Esta região será abordada posteriormente na Seção 4.4.3, onde o papel da convecção na região da Indonésia exerce grande contribuição para as RWB no Pacífico Central e Sudeste relacionadas às quantidades de ozônio (WIRTH, 1993; NIKULIN, 2005; JING *et al.*, 2020).

Em uma análise preliminar da Figura 4.4c, o campo de umidade relativa ao nível de 200 hPa se mostra em fase oposta às concentrações de ozônio (Figura 4.4a), concordando com o padrão encontrado por (COX *et al.*, 1997; BASSET; GAHEIN, 2003). Principalmente se analisado em latitudes acima de 35°S, as fases opostas entre razão de mistura de ozônio e umidade relativa, são inversamente proporcionais. As regiões de maiores concentrações de razão de mistura de ozônio descritas na Figura 4.4a, são as mesmas regiões que apresentam deficit de umidade relativa nos níveis de 200 hPa. A região da UTLS é caracterizada pelas transições que envolvem constituintes químicos, como o ozônio, tanto no que tange o transporte, como na interatividade com a radiação. Para as avaliações desta seção, cabe ressaltar que, nessa região os gradientes de ozônio se comparados com os de vapor d'água apresentam oposição em quantidades, ou seja, as concentrações de ozônio são altas na estratosfera, enquanto as concentrações de vapor d'água são baixos.

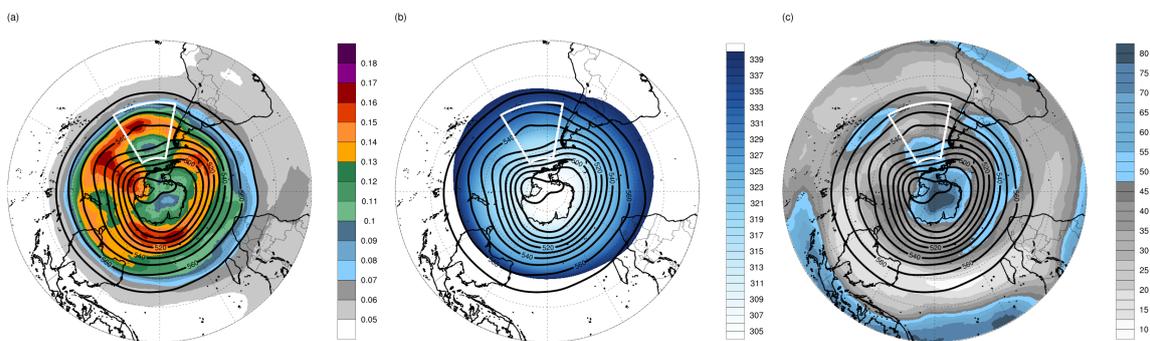
No domínio do PSE, estas variações da razão de mistura de ozônio e da umidade relativa podem ser condicionadas pela circulação atmosférica em razão do bloqueio. Avaliando o composto médio dos 19 eventos de bloqueio no domínio do PSE, nota-se o deficit de razão de mistura de ozônio em 200 hPa e o excesso de umidade (200 hPa), podem estar relacionados com o provável transporte advectivo de ar dos subtropicais em direção à região polar com alto conteúdo de umidade e baixo conteúdo de ozônio.

Segundo Barriopedro (2010), é pertinente associar as anomalias de ozônio e vapor d'água aos trens de ondas de Rossby semi-estacionários que tendem a acompanhar estes eventos de bloqueio.

Como mencionado na Seção 2, as trocas de massa STE por serem um processo bidirecionalmente avaliado na mistura dos gradientes de ozônio entre a baixa estratosfera e alta troposfera, pode impactar no balanço radiativo (PLUMB, 2002; SHEPHERD, 2007). Com isso, o equilíbrio radiativo é perturbado, o que resulta na alteração de perfis de temperatura, vento (relacionado com a estrutura do vento térmico) e estabilidade estática, tudo isso promovido pelo acoplamento radiativo com a estrutura dinâmica (SHEPHERD, 2000).

O comportamento da temperatura potencial (θ) representado pela Figura 4.4c mostra uma piscina de ar com alta temperatura potencial posicionada na região da baixa de bloqueio, enquanto uma piscina de ar com baixa a temperatura potencial é encontrada abaixo do centro de circulação anticiclônica. Considerando que em uma superfície de -2,0 PVU, a temperatura potencial para a média dos casos de bloqueio no PSE possui valores entre 305 K próximo da região polar e valores próximos a 340 K na região entre 30°S-35°S.

Figura 4.4 - Efeito radiativo-termodinâmico médio da UTLS no Pacífico Sudeste.



Média total dos 19 (dezenove) eventos de bloqueio (dipolo) na região do PSE no trimestre JJA no período entre 2000-2015. Contornos (pretos) representam a altura geopotencial em 500 hPa (dam). Sombreados representam os campos em 200 hPa: (a) razão de mistura de ozônio (ppmv), (b) temperatura potencial (K), (c) umidade relativa (%).

Fonte: Produção do autor.

Para exemplificar a relação que o ozônio desempenha nos processos dinâmicos para

a formação dos sistemas de bloqueio, a Figura 4.5, mostra os compostos médios de variáveis dinâmicas na região da UTLS. Na análise da Figura 4.5a, a Vorticidade Potencial (VPE) em 200 hPa é sobreposta ao campo de altura geopotencial em 500 hPa. Na região onde está configurada a alta de bloqueio, são registrados baixos valores de VPE (quanto mais negativo, maior é o valor), em relação a região onde forma-se a baixa pressão desprendida que apresenta maiores valores de VPE. Ao compararmos os resultados de VPE com a Figura 4.4a, que representa o campo de razão de mistura de ozônio, uma concordância entre os campos é observada, pois a relação que determina a VPE ser um importante traçador de compostos químicos, como por exemplo o ozônio, e na dinâmica de massas de ar em termos de grande escala (DANIELSEN, 1968; HOSKINS et al., 1985). As regiões que apresentam os máximos valores de razão de mistura de ozônio e VPE (causando estiramento da coluna atmosférica), também são concordantes nas regiões na retaguarda e vanguarda do PSE. Isso é observado na faixa meridional próximo a 150°W, onde os máximos de VPE estão alinhados com os máximos de ozônio em 200 hPa (DANIELSEN, 1968).

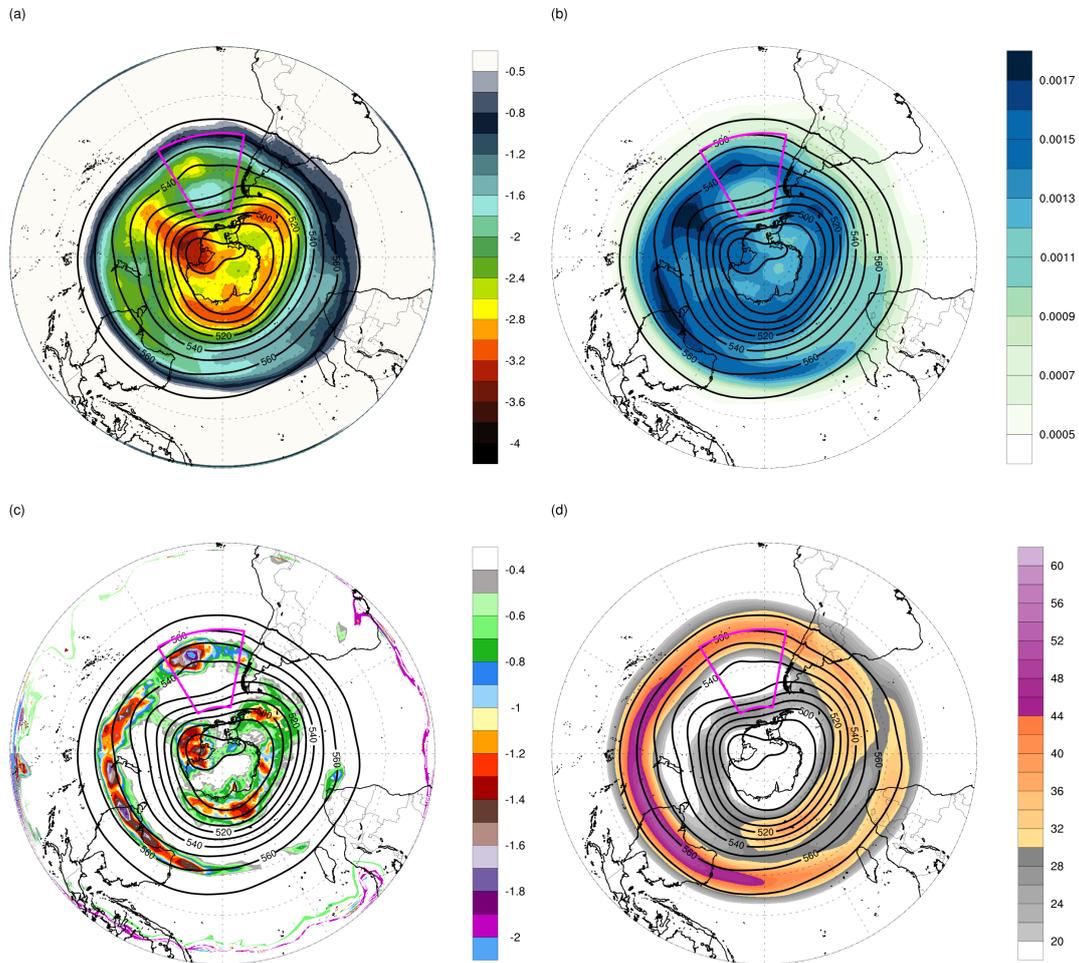
Quando analisados separadamente o anticiclone de bloqueio do COL, os processos de formação destes sistemas se dão de forma independente para que haja a configuração de um escoamento bloqueado. Com relação ao anticiclone de bloqueio, os baixos valores de VPE na região do PSE podem ter sido originados da região subtropical, que segundo Nakamura e Wallace (1993), estas massas de ar com baixa VPE são advectadas na direção polar, na vanguarda (ou à jusante) de um outro COL (posicionado em 30°S e 150°W). A evolução das características dinâmicas na UTLS pode ser avaliada também em função da estabilidade estática (N^2). A Figura 4.5b, mostra o aumento da estabilidade estática na região do UTLS próximo ao COL é alta, favorecendo com o ar da baixa estratosfera mova-se para a alta troposfera, isso faz a na região da alta troposfera adquirir vorticidade ciclônica para compensar a menor estabilidade estática da troposfera, através da conservação da VPE isentrópica. Este aumento na estabilidade estática está intimamente relacionado a uma inversão no gradiente vertical de temperatura.

A corrente de jato é representada na Figura 4.5d ao nível de 200 hPa, onde há a presença do Jato Subtropical (JST) na região próxima a 30°S, que é mais forte na região da troposfera nas médias latitudes (TRENBERTH; MO, 1985). A bifurcação do jato na entrada oeste da região de bloqueio discutida na Seção 4.4, é ratificada na Figura 4.5d. Essa bifurcação da corrente de jato ocorre primeiramente ao sul da Austrália, onde o JST e o Jato Polar (JP) são separados. O Jato Polar tende a perder intensidade no final do Oceano Índico, próximo a costa oeste da Austrália e tendo

um desvio mais significativo em direção ao polo, na região próximo a 150°W . Na Ex-UTLS pode haver uma modulação causadora do acoplamento entre a estratosfera e a troposfera por meio da mistura de espécies químicas nesta região e processos radiativos que alteram a propagação das ondas planetárias.

Com o intuito de destacar a relação espacial entre as RWB e os máximos valores de ozônio na UTLS, a Figura 4.5d, pode ser relacionada com a Figura 4.3a em alguns aspectos, como por exemplo, o fim das suas máximas intensidades se dá na região que antecede o PSE. A crista que se configura no PSE é precedida de um cavado, rico em ozônio, que tende a desenvolver uma anomalia de vorticidade potencial, favorecendo ao estiramento da camada e gerando uma baixa desprendida na UTLS próximo a 150°W , que tende a amplificar a crista, causando uma RWB e por consequência uma separação na corrente de jato (NIKULIN, 2005; NDARANA et al., 2012; GUHA et al., 2016). De acordo com Knox e Harvey (2005) e Shimizu e Cavalcanti (2011), a região que antecede a área delimitada do PSE no Pacífico Central, é uma fonte de ondas de Rossby. Na avaliação dos compostos médio, há uma tendência de que o padrão de RWB seja do tipo anticiclônico, devido ao jato situar-se à norte da quebra de onda (TYRLIS; HOSKINS, 2008).

Figura 4.5 - Efeitos da dinâmica na UTLS na região do Pacífico Sudeste.



Média total dos 19 (dezenove) eventos de bloqueio (dipolo) na região do PSE no trimestre JJA no período entre 2000-2015. Contornos (pretos) representam a altura geopotencial em 500 hPa (dam). Sombreados em 200 hPa representados por: (a) vorticidade potencial (PVU), (b) estabilidade estática (K.Pa^{-1}), (c) vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}) e (d) velocidade do vento (m.s^{-1}).

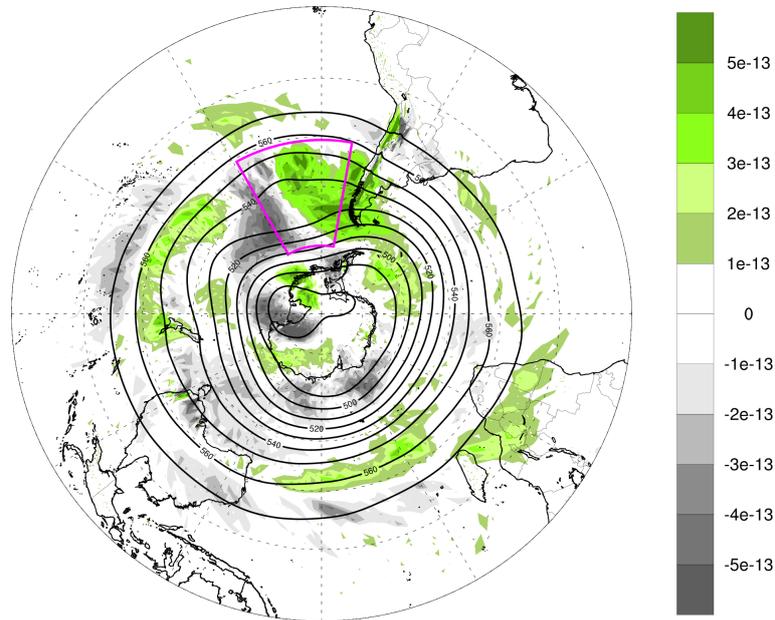
Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.6, mostra a divergência do vetor \vec{Q} em 200 hPa na região da UTLS Eibern et al. (1998b) e Basset e Gahein (2003), que é uma excelente abordagem para verificar as STE bidirecionalmente, conseqüentemente as intrusões de ar além da tropopausa dinâmica. Dentro do PSE os valores positivos na UTLS indicam movimento descendente à leste da região de máxima vorticidade potencial (ver na Figura 4.5a), que de acordo com Hoskins et al. (1985), fica próximo da região de ocorrência

das dobras da tropopausa, que favorece a intrusão de ar estratosférico na alta troposfera (ŠKERLAK *et al.*, 2015). Embora o exemplo indique a média dos eventos de bloqueio na UTLS para o PSE, avaliando somente o nível de 200 hPa, claramente verifica-se a existência de movimentos subsidentes posicionados a leste do cavado, onde as dobras de tropopausa tendem a ocorrer, assim as divergências do vetor \vec{Q} podem fornecer evidências confiáveis da influência de uma dobra de tropopausa que gera intrusão de ozônio para a alta troposfera (BEEKMANN *et al.*, 1997; DELDEN; NEGGERS, 2003).

Na Figura 4.6, os movimentos subsidentes correspondem aos valores positivos (em verde) e os movimentos ascendentes são correspondentes aos valores negativos (tons de cinza). Tanto na entrada do PSE quanto na região anterior, ocorre a predominância de movimento ascendente (tons em cinza) no entorno da crista que compõe a alta de bloqueio. Ao longo desse amplo cinturão latitudinal, espera-se a geração de um fluxo ascendente de massas de ar oriundas da alta troposfera para a baixa estratosfera. Na região anterior a 120°W, próximo a 130°W, é observado uma extensa área longitudinal no Pacífico Central com movimentos descentes ($\nabla \cdot \vec{Q} > 0$), que favorece a intensificação diabática do vórtice em altos níveis gerando à sua jusante uma amplificação da crista (estendendo-se até a região polar), desenvolvendo movimentos ascendentes na entrada do PSE. Esta região na entrada do PSE é considerada como uma das regiões climatologicamente propícias a ocorrência de RWB durante os meses de JJA (RENWICK; REVELL, 1999; HITCHMAN; HUESMANN, 2007; BERRISFORD *et al.*, 2007; SHIMIZU; CAVALCANTI, 2011; BARNES; HARTMANN, 2012), que podem gerar eventos de bloqueio na região do PSE como mostrado por Sinclair (1996) e Marques e Rao (2000), onde a avaliação do fluxo divergente ascendente mostrado na Figura 4.6 pode ser associado às anomalias de OLR (NASCIMENTO; AMBRIZZI, 2002; GOYAL *et al.*, 2021). Esta associação com as anomalias de OLR, confirmam a hipótese de que a divergência associada à estas anomalias forçam uma resposta extratropical que resulta no bloqueio sobre o PSE, devido a amplificação da crista (associada ao movimento ascendente da Figura 4.6 próximo a 120°W), gerada pela convecção em sua retaguarda. Isso sugere que a propagação de ondas de Rossby e conseqüentemente a RWB, indique que há uma relação importante entre a convecção anômala nos trópicos e a ocorrência dos bloqueios no PSE.

Figura 4.6 - Composto médio do vetor \vec{Q} para o fluxo de massa vertical na UTLS.



Média total dos 19 (dezenove) eventos de bloqueio (dipolo) na região do PSE (retângulo em magenta) no trimestre JJA no período entre 2000-2015. Os contornos (pretos) representam a altura geopotencial em 500 hPa (dam), a divergência do vetor \vec{Q} ($\nabla \cdot \vec{Q}$, em unidades de $10^{-15} \text{ms}^{-1} \text{kg}^{-1}$), onde os tons de verde representam os valores positivos (descendente) e tons de cinza os valores negativos (ascendente).

Fonte: Produção do autor.

4.4.2 Processos dinâmicos e radiativos envolvidos no acoplamento estratosfera-troposfera

Apesar de conhecida, a relação da dinâmica do Vórtice Polar Antártico (VPA) e os bloqueios atmosféricos é um tópico que tem sido amplamente discutido por muitos anos (WOOLLINGS *et al.*, 2010; DAVINI *et al.*, 2014b). No Hemisfério Sul, às margens do vórtice polar, que atua como uma barreira dinâmica que praticamente isola as massas de ar provenientes de latitudes menores, entretanto, é notável a ocorrência de episódios de massas de ar cruzando sua borda. Com relação à evolução sazonal do buraco de ozônio Antártico, massas de ar pobre em ozônio podem estar associados ao transporte horizontal e conseqüentemente a mistura de ar entre as regiões extratropical e polar (CÁMARA *et al.*, 2013).

Na média e alta estratosfera na (Figura 4.7), quanto mais elevado nível vertical (em altitude) a velocidade do vento e conseqüentemente a intensidade do VPA tendem a

umentar. Assim, é possível associar a intensidade do vento na alta estratosfera com os conteúdos de razão de mistura de ozônio. A Figura 4.7a, mostra o último nível da baixa estratosfera (*Lower Stratosphere*), próximo a 430 K (~ 100 hPa), acima da estratosfera mais baixa (*Lowermost Stratosphere* - que fica próximo da tropopausa dinâmica) Yang et al. (2016) e Krause et al. (2018), tendo a forma do Vórtice Polar Estratosférico (VPE) muito semelhante ao encontrado na UTLS (Figura 4.5). A bifurcação constatada na região do PSE, observada em níveis mais baixos da atmosfera, confirma o padrão de bloqueio que se estende até a estratosfera. O núcleo do jato polar, segue a curvatura em direção ao polo à oeste da crista que da origem a alta de bloqueio no PSE. Apesar de essa bifurcação dividir o jato em um ramo polar e um ramo subtropical, de acordo com (WAUGH et al., 2017), ambos os ramos compõe o VPA, sendo abordados separadamente como Vórtice Polar Troposférico (VPTr) e VPEst.

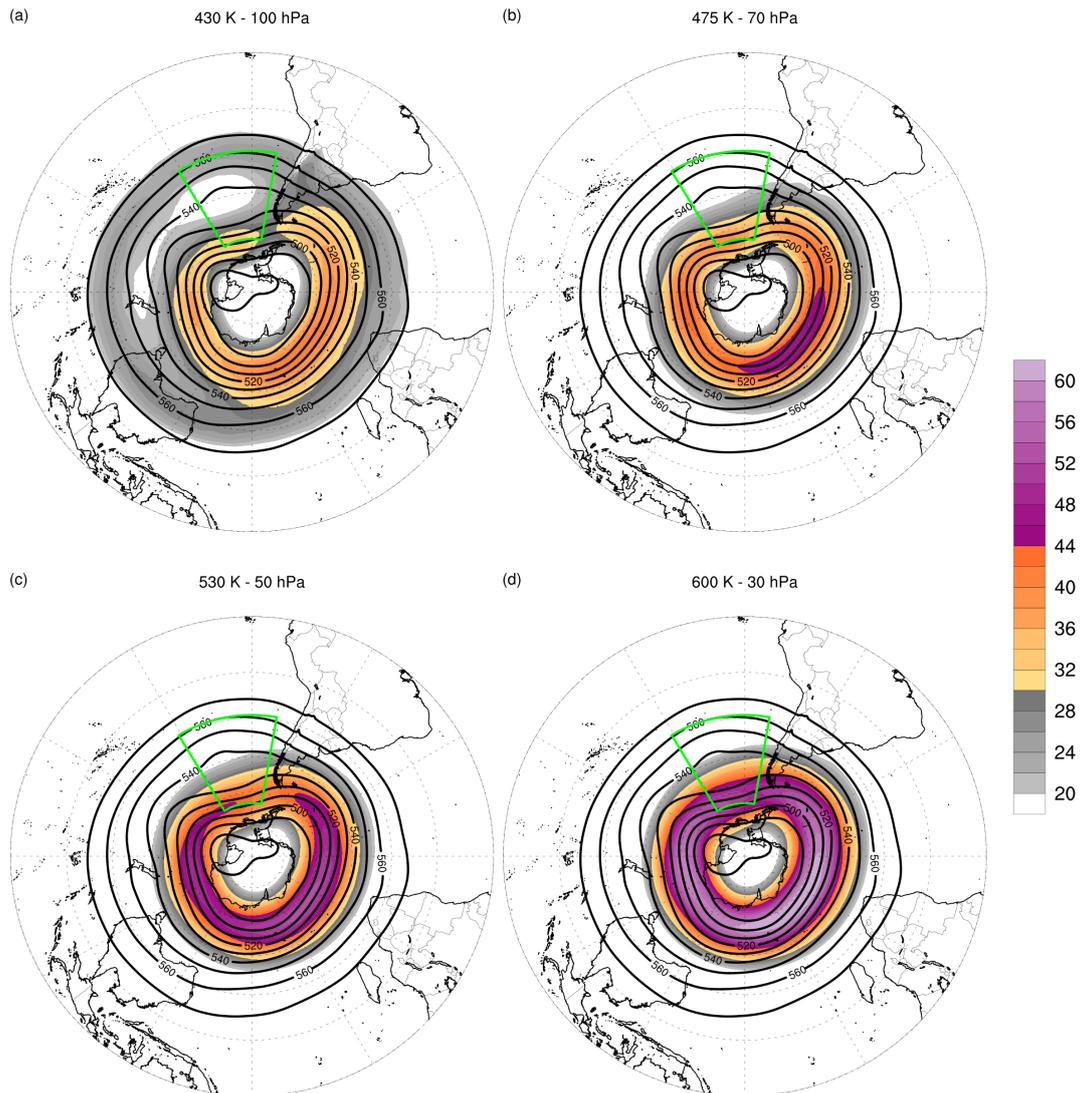
Durante o trimestre JJA, no inverno austral, a UTLS nas altas latitudes é afetada pelo fortalecimento/enfraquecimento do VPA. Na região da alta de bloqueio, em todos os níveis da Figura 4.7 há um interrupção da intensidade da velocidade do vento dentro do PSE, onde isso provavelmente é associado as RWBs, mudando um padrão de onda 1 para onda 3 característica de bloqueios (TRENBERTH; MO, 1985; CAVALCANTI, 2000; RAPHAEL, 2004; GOYAL et al., 2021). O movimento descendente na estratosfera polar de características diabáticas é mais forte na região interna do VPA, resultante da CBD, em resposta as quebras de ondas de Rossby Plumb (2002), onde esse movimento descendente contribui para o aumento do ar estratosférico e sua intrusão na alta troposfera. Além disso, a forma da distribuição dos máximos de velocidade do VPE coincidem com os máximos da CTO (Figura 4.3).

A distribuição de ozônio, está intimamente ligada a temperatura e consequentemente a direção e intensidade do vento na região estratosférica em altas latitudes. Avaliando a Figura 4.7b, 4.7c e 4.7d, em níveis acima da LMS, sobre a Antártica o vento circula no sentido horário (veja a Figura 4.3), e comparando com a Figura 4.4a, as regiões de máximas velocidades do vento, coincidem com os máximos de ozônio na UTLS.

Na estratosfera é possível relacionar (proporcionalmente) os maiores valores da velocidades do vento com as quantidades da razão de mistura de ozônio. Assim os fluxos na corrente de jato são produto de um contraste na densidade do ar, em parte devido à atividade de aquecimento gerado pelo ozônio Mohanakumar (2008). Portanto, quando mais alto o nível na atmosfera estratosfera o gradiente de densidade do ozônio é mais acentuado do que em qualquer outro lugar do perfil vertical, gerando

ventos muito fortes. O aumento e diminuição da corrente de jato polar alteram a dinâmica atmosférica devido à mudança no conteúdo de ozônio do ar, induzindo mudanças nos gradientes de densidade na frente polar (MERIWETHER; GERRARD, 2004).

Figura 4.7 - Velocidade do vento na estratosfera em níveis isentrópicos.



Média total dos 19 (dezenove) eventos de bloqueio (dipolo) na região do PSE (retângulo verde) no trimestre JJA no período entre 2000-2015. Os contornos (pretos) representam a altura geopotencial em 500 hPa (dam), velocidade do vento (m.s^{-1}) em superfícies isentrópicas, (a) 430 K, (b) 475 K, (c) 530 K e (d) 600 K.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 4.8, o corte vertical da média nas longitudes que compõe o PSE, ou seja, a média da seção vertical da UTLS até a alta estratosfera (de 300-30 hPa) entre 120°W-80°W. Os valores sombreados representam a razão de mistura de ozônio, as linhas pretas contínuas representa a componente zonal do vento, as linhas brancas pontilhadas mostram a temperatura potencial, a linha magenta contínua representa a tropopausa dinâmica e as linhas em cinza pontilhadas representam a divergência do vetor $\vec{Q} > 0$. O corte vertical representa o comportamento médio no PSE para os eventos de bloqueio ocorridos de 2000-2015 para o trimestre JJA, retratando a estrutura padrão na região da UTLS e na média/alta estratosfera.

A partir de uma análise visual preliminar, é notória a bifurcação do jato subtropical para norte e o jato polar na direção sul, para que haja a configuração de um bloqueio (MARQUES, 1996), como já mostrado nas seções anteriores. Como mencionado anteriormente, essa bifurcação do jato que causa a separação entre o VPTr e o VPEst, dividindo-o em dois ramos, provavelmente causado pela RWB anticiclônica na região anterior ao PSE. Como mostrado na Seção 3, os valores mais elevados de razão de mistura de ozônio se localizam acima de 100 hPa em regiões extratropicais. Na análise da configuração do bloqueio, a estrutura dinâmica e termodinâmica que dará sustentação para a manutenção do jato a partir da sua bifurcação precisa ser ponderada, pois os gradientes vertical e horizontal de temperatura são essenciais para essa manutenção. Ao avaliarmos o ramo norte do jato, ou seja, o ramo subtropical, para que haja a sua manutenção na região abaixo do jato é preciso que haja ar quente mais ao norte e ar frio mais ao sul e na região acima do jato ocorre o contrário, onde há o ar mais quente ao sul e o ar mais frio ao norte. No caso do jato no seu ramo polar, onde os máximos se encontra acima de 30 hPa, o vento de oeste, tende a ficar mais forte a medida que sobe na atmosfera, onde esta estrutura funciona ao contrário do jato no ramo subtropical em que o ar quente se concentra ao norte e o ar frio ao sul, mostrando consonância da estrutura térmica (UCCELLINI; KOCIN, 1987; CUNNINGHAM; KEYSER, 2000).

As análises da seção vertical permitem que sejam avaliados separadamente os dois sistemas (alta de bloqueio e a baixa despreendida) que compõem os bloqueios do tipo dipolo na região do PSE. Com isso, na região equatorial do sistema de bloqueio no PSE, são registrados climatologicamente grande parte dos COLs no Pacífico Sul baseado em Fuenzalida et al. (2005) e Pinheiro et al. (2017). A média dos COLs para os dezenove eventos de bloqueio fica centralizado aproximadamente em 42°S e 105°W (veja Figura 4.3), o que é confirmado quando comparado com a Figura 4.8, que mostra a dobra da tropopausa bem acentuada entre 35°S-45°S. Em um

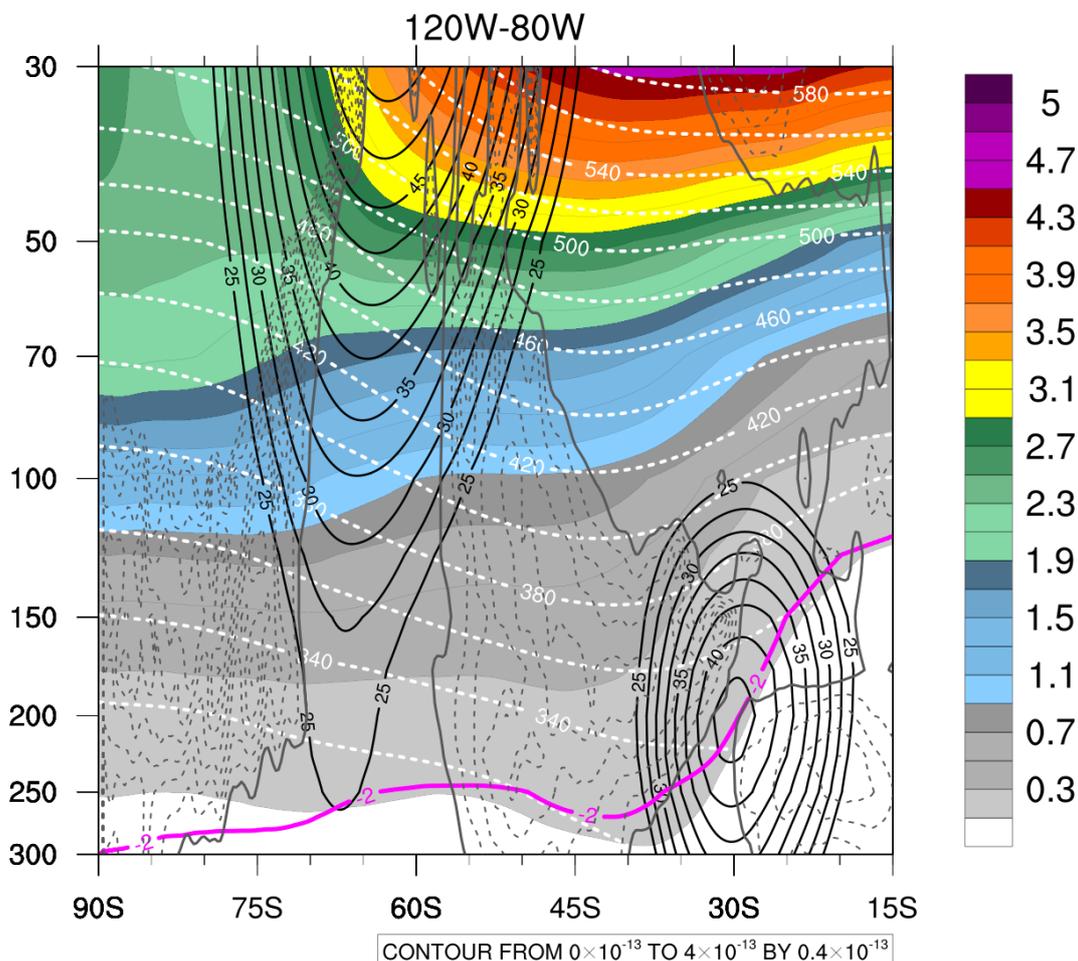
primeiro momento, a estrutura e configuração térmica, a partir da bifurcação do jato, propiciou que houvesse uma intrusão de ar da baixa estratosfera para a alta troposfera. A corrente de jato em altos níveis tende favorecer a distribuição vertical do ozônio através da circulação ageostrófica transversa (UCCELLINI; KOCIN, 1987), em resposta à convergência em altos níveis na faixa entre 35°S-45°S. Nessa faixa latitudinal, o padrão de subsidência é reforçado pela análise do vetor \vec{Q} (linhas pontilhadas cinzas - que mostra apenas os valores positivos, ou seja, $\vec{Q} > 0$), que indica a intrusão de ar superior Basset e Gahein (2003), carregando as quantidades de ozônio da baixa estratosfera cruzando a tropopausa dinâmica até chegar a alta troposfera. Resumidamente, uma dobra da tropopausa tende a formar-se em razão do fluxo ageostrófico transversal Uccellini e Kocin (1987) na entrada de uma corrente de jato em seu lado oeste, cada vez mais ciclônico, em um COL, levando a intrusões de ar rico em ozônio em direção a baixas elevações na troposfera (DAVIES; SCHUEPBACH, 1994; SCHOEBERL, 2004; SPRENGER et al., 2007).

O comportamento abalado do perfil de temperatura potencial (linhas tracejadas brancas), tem papel de importante traçador de massas de ar em termos de grande escala, sendo utilizado como superfície isentrópica, onde não há trocas de massa entre os níveis se os processos forem adiabáticos, onde somente o vento pode romper esta superfície. Ao utilizar a temperatura como coordenada vertical em termos de superfícies isentrópicas, quanto mais próximas e mais curvas estiverem, maior será o gradiente de temperatura (HOSKINS et al., 1985). Com isso, ao analisarmos a Figura 4.8, há uma concordância entre a temperatura potencial que está aumentando em níveis inferiores na faixa entre 35°S-45°S e o vetor \vec{Q} que representa a taxa de variação do gradiente de temperatura potencial ao longo de um escoamento geostrófico (HOLTON et al., 1995). Essa dobra da tropopausa está ligada aos valores elevados de razão de mistura de ozônio, que por sua vez aumentam a temperatura da camada, impulsionado pelo movimento descendente que transporta ozônio da média estratosfera para a UTLS ou até mesmo níveis mais baixos da troposfera, o que concorda com o proposto por Stohl et al. (2003). Contudo, o mecanismo de STE, por sua vez, pode resultar na troca de momentum, calor e espécies químicas na UTLS, que geram desbalanço radiativo e consequentemente afetando a dinâmica, onde alguns estudos associam a RWB ao transporte isentrópico de ozônio.

Na região da alta de bloqueio, entre 55°S-75°S, o padrão dos eventos de bloqueio no PSE, baseado nas análises anteriores, sugere que aquecimento latente durante o ciclo de vida de bloqueio, que gera as RWBs Bosart et al. (2017). Isso é associado aos ciclones transitórios que se aproximam do bloqueio, podendo contribuir tanto para

a intensificação quanto para a maturação de anticiclones de bloqueio fornecendo amplificação necessária através de fatores dinâmicos como por exemplo a advecção de baixa vorticidade potencial de baixas para altas latitudes. Deste modo, a amplificação é resultante de uma injeção de ar anticiclônico da troposfera superior, através das correntes ascendentes cruzando as isentrópicas, gerando anomalias anticiclônicas e advecção de vorticidade potencial através do fluxo divergente, elevando a altura da tropopausa nessa região. Como na Figura 4.8 optou-se em mostrar apenas os valores positivos (movimentos descendentes) do vetor \vec{Q} , a região além da linha cinza grossa, representa as possíveis zonas com vetor $\vec{Q} < 0$ (que serão mostradas na Figura 4.9) onde o fluxo divergente é representado.

Figura 4.8 - Média da seção vertical de ozônio na região do PSE.



Corte vertical (média entre 120°W-80°W) da média dos 19 (dezenove) eventos de bloqueio (dipolo) na região do PSE. Sombreado representa a razão de mistura de ozônio (ppmv), as linhas tracejadas brancas mostram a temperatura potencial (superfícies isentrópicas θ_{cte} em K), a tropopausa dinâmica em -2 PVU (linha rosa), as linhas pretas contínuas mostram a componente zonal do vento (ms^{-1}) e o contorno cinza pontilhado representa os valores positivos da $\nabla \cdot \vec{Q} > 0$ ($10^{-15} \text{ms}^{-1} \text{kg}^{-1}$).

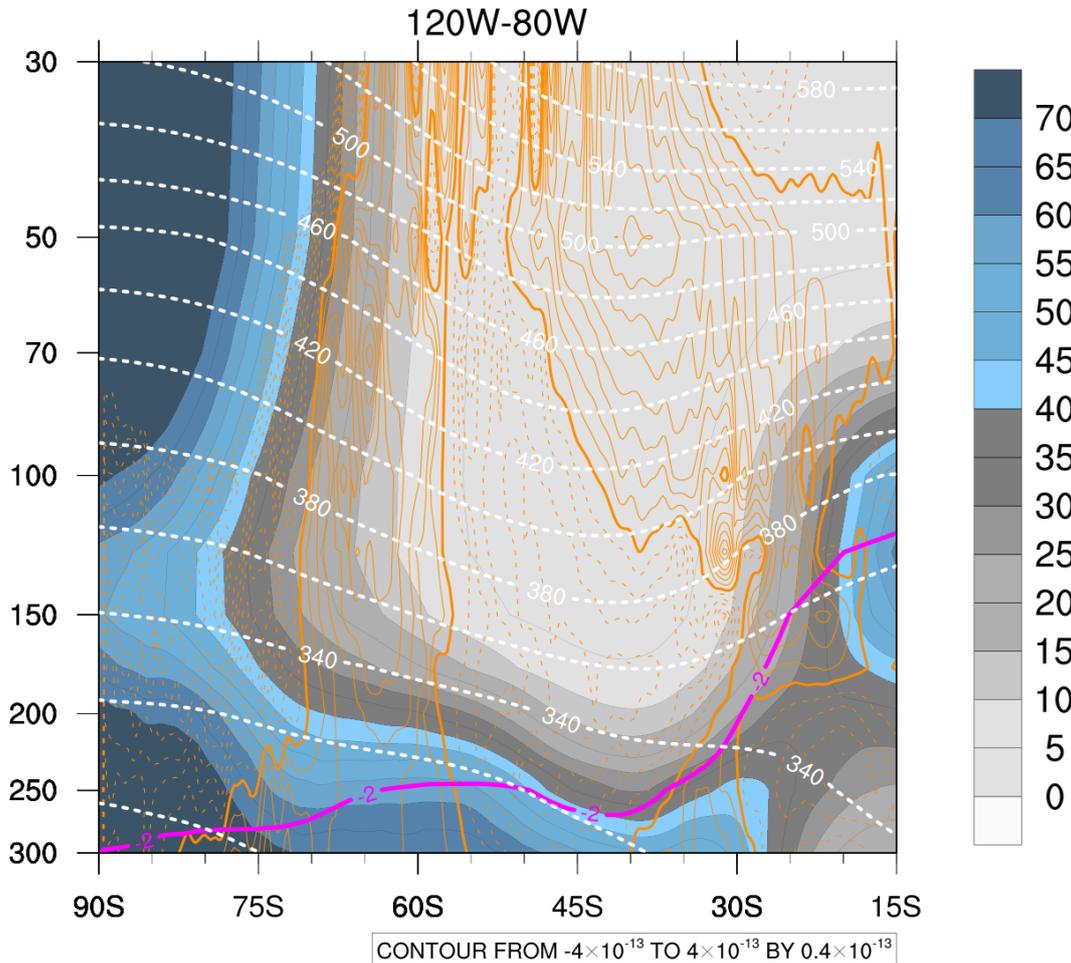
Fonte: Produção do autor.

A fim de confirmar as características de intrusão estratosférica e injeção troposférica na STE na região da UTLIS, a Figura 4.9, representa a seção vertical da umidade relativa (sombreado em tons de cinza e azul), as linhas laranjas tracejadas e contínuas representam respectivamente os valores positivos e negativos do vetor \vec{Q} , e a linha laranja grossa representa o contorno em zero, para os eventos de bloqueio no

PSE. De acordo com [Cox et al. \(1997\)](#), [Gettelman et al. \(2011\)](#), o ar estratosférico é relativamente seco, o que é comprovado na Figura 4.9, onde acima de 200 hPa a cunha de ar seco é mostrada em tons de cinza. Ao ocorrer a intrusão de ar estratosférico, pressupõe-se que ocorrerá um movimento vertical descendente na região da perturbação do campo de vorticidade potencial [Yang et al. \(2016\)](#). Na região da dobra da tropopausa próximo a 35°S-45°S, o vetor \vec{Q} denota movimento descendente de ar estratosférico rico em ozônio (veja a Figura 4.8), com baixa umidade relativa, desde a alta estratosfera até cruzar a tropopausa dinâmica (linha magenta sólida) de -2 PVU.

Na região da alta de bloqueio, ao sul do movimento descendente, é observada a região de convergência (linhas contínuas em laranja) do vetor \vec{Q} , ou seja, predomínio de movimento ascendente, o que proporciona um levantamento da tropopausa na região entre 55°S-75°S. Nessa faixa latitudinal, há um aumento dos valores de umidade relativa sendo levados da alta troposfera [Iwabe e Rocha \(2009\)](#), por conta da divergência do fluxo em altos níveis para a baixa estratosfera. Esse padrão entre os movimentos ascendentes e descendentes em um bloqueio dipolo podem ser associados ao padrão de circulação proposto por [Danielsen \(1968\)](#) e seguido por [Hoskins et al. \(1985\)](#) para a dobra da tropopausa, projetando um modelo de dobra de tropopausa, seguido por um gradiente de temperatura potencial (linhas brancas tracejadas). As implicações causadas pela STE bidirecional afeta tanto nos fluxos radiativos como na química da UTLS ([GETTELMAN et al., 2011](#)). Como a Figura 4.9, representa a média dos dezenove eventos de bloqueio, não é possível inferir aqui a diferença entre as escalas de tempo para o transporte vertical na UTLS, mas é possível identificar as regiões de intrusão de ar seco estratosférico pela proporção do aumento da razão de mistura de ozônio e diminuição da razão de mistura de vapor d'água logo acima da tropopausa.

Figura 4.9 - Média da seção vertical da umidade relativa na região do PSE.



Corte vertical (média entre 120°W-80°W) da média dos 19 (dezenove) eventos de bloqueio (dipolo) na região do PSE. Sombreado representa a umidade relativa, as linhas tracejadas brancas mostram a temperatura potencial (superfícies isentrópicas θ_{cte} em K), a tropopausa dinâmica em -2 PVU (linha rosa), e os contornos em laranja representam a $\nabla \cdot \vec{Q}$ (linhas sólidas $\nabla \cdot \vec{Q} < 0$, e as linhas pontilhadas $\nabla \cdot \vec{Q} > 0$) .

Fonte: Produção do autor.

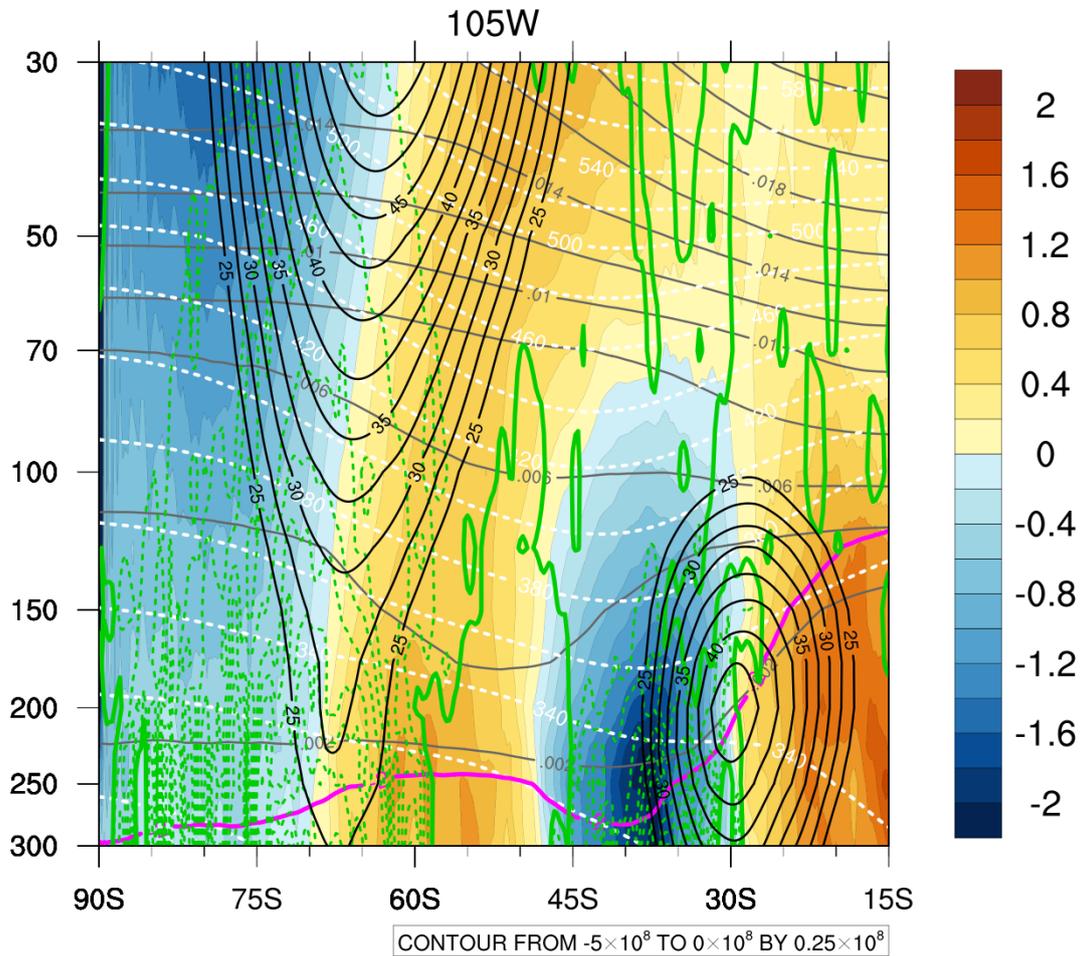
Diferentemente da Figura 4.8 e Figura 4.9, que mostram uma média longitudinal entre 120°W-80°W, na Figura 4.10, é feito um corte longitudinal em 105°W que representa o centro da posição média dos eventos de bloqueio dipolo no PSE. Os contornos tracejados em verde representam o fluxo de massa descendente ($F_{massa} < 0$) e a linha tracejada representa o limite em zero. As regiões onde há a presença de movimento descendente são as mesmas regiões onde os valores da $\nabla \cdot \vec{Q} > 0$ próximo

a tropopausa dinâmica em -2 PVU com uma dobra bem acentuada, enquanto que na região (alta de bloqueio) onde os movimentos tendem a ser ascendentes entre 45°S-60°S começando em 300 hPa, cruzando a tropopausa no fluxo troposfera-estratosfera e evoluindo até os níveis mais elevados em 30 hPa.

Na faixa entre 30°S-47°S, encontram-se os valores mais elevados da vorticidade relativa negativa, ou seja, vorticidade ciclônica na UTLS (entre 300-150 hPa), na retaguarda do ramo norte do jato, onde se configura a mesma região da pronunciada dobra da tropopausa, que é proporcionada pela intrusão de ar estratosférico rico em ozônio. Já os valores de vorticidade relativa positiva (anticiclônica) na região do PSE são encontrados na faixa de 45°S-60°S, com seus máximos próximos a UTLS, onde ocorre a injeção de ar troposférico para a estratosfera. Ao atingir a estratosfera, uma onda planetária deposita seu *momentum* de leste que desacelera a corrente de jato estratosférica (MOORE, 2005). Sobre a região de vorticidade relativa anticiclônica, é injetado ar troposférico (relativamente mais frio que o ar da estratosfera) na estratosfera na faixa que compreende a alta de bloqueio na UTLS. Devido a essa perturbação no campo de estabilidade estática, a região que fica localizada mais ao norte indica o vetor $\vec{Q} > 0$ (veja a Figura 4.8), assim o ar estratosférico através da intrusão para níveis da troposfera, adquire vorticidade negativa (ciclônica) a fim de compensar a menor estabilidade estática da troposfera, por conta conservação da vorticidade potencial isentrópica (ŠKERLAK et al., 2015). Os contornos de estabilidade estática apresentam um padrão gradiente muito semelhante aos das superfícies de temperatura potencial. Concordando com a Figura 4.5a, as regiões de vorticidade relativa negativa estão em consonância com a região de anomalia de vorticidade potencial na UTLS (~ 200 hPa) que são frequentemente associadas com os desprendimentos de baixas pressões (COLs), que ocorrem com significativa frequência no inverno austral (EBEL et al., 1991; FUENZALIDA et al., 2005; PINHEIRO et al., 2020) Para que seja formado um COL é necessário que uma anomalia de temperatura se configure no setor a oeste do cavado de geopotencial, de tal modo que advecção fria se configure no interior do cavado de altos níveis. Esta advecção aumenta a amplitude do cavado e diminui o comprimento de onda, aprofundando o cavado.

O campo de tendência de temperatura na região da estratosfera é avaliado a partir dos dados em níveis do modelo (*model levels*) da reanálise ERA-5, onde os 137 níveis híbridos foram interpolados para os 37 níveis de pressão da própria reanálise. A Figura 4.11, mostra a média entre 120°W-80°W no PSE, onde os valores sombreados representam a razão de mistura de ozônio, as superfícies isentrópicas (linhas brancas), e a tropopausa -2 PVU (linha magenta). A Figura 4.11a repre-

Figura 4.10 - Média da seção vertical da vorticidade relativa, fluxo de massa e estabilidade estática na região do PSE.



Corte vertical (105W) da média dos 19 (dezenove) eventos de bloqueio (dipolo) na região do PSE. Sombreado representa a vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}), linhas cinzas contínuas representam a estabilidade estática (K.Pa^{-1}), as linhas tracejadas brancas mostram a temperatura potencial (superfícies isentrópicas θ_{cte} em K), a tropopausa dinâmica em -2 PVU (linha rosa) e as linhas verdes tracejadas representam o fluxo de massa descendente ($\text{KgKm}^{-2}\text{dia}^{-1}$).

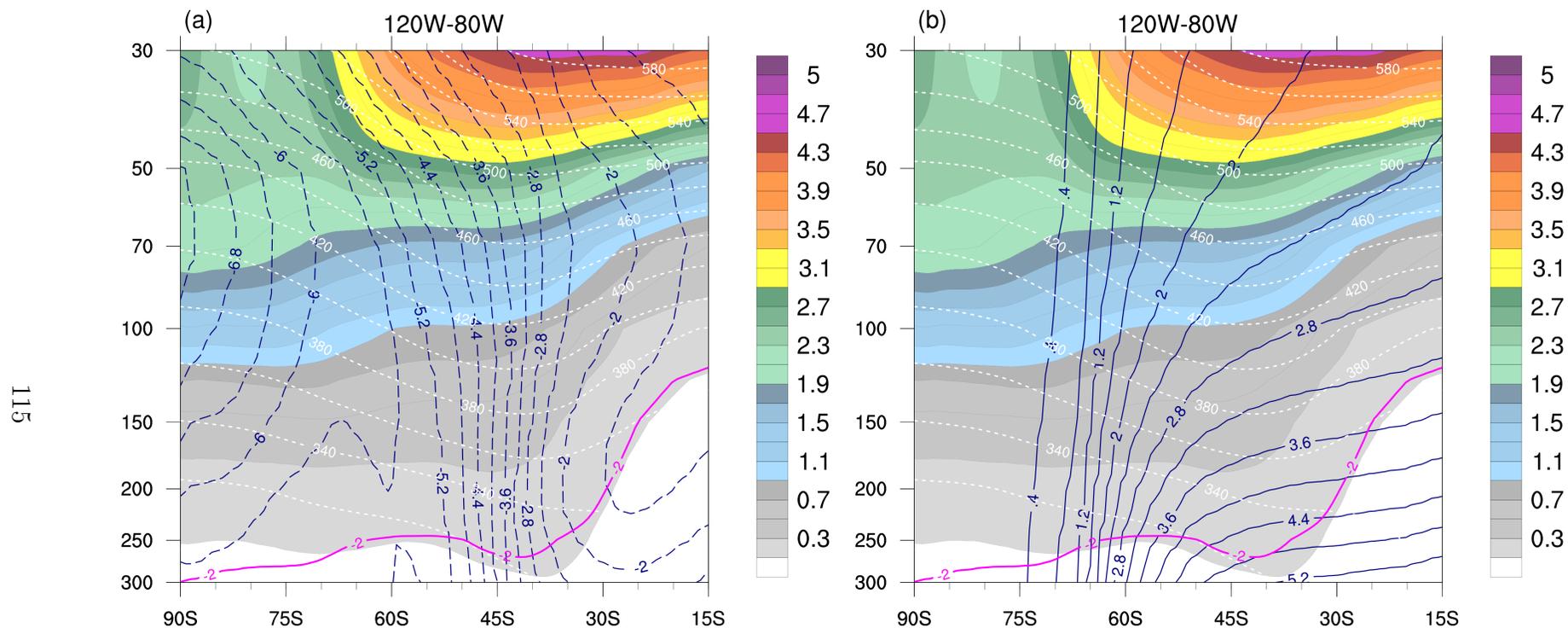
Fonte: Produção do autor.

senta a tendência de temperatura devido à onda longa (linhas azuis pontilhadas) e a Figura 4.11b, representa a tendência de temperatura devido à onda curta (linhas azuis contínuas).

A Figura 4.11a revela que a tendência de temperatura devido a radiação de onda longa está intimamente ligada com as regiões equatorial e polar do bloqueio dipolo.

Na faixa entre 35°S-50°S da UTLIS até aproximadamente 50 hPa nota-se o intenso gradiente de temperatura, na região de intrusão de ar estratosférico para a alta troposfera, se sobrepondo ao gradiente de temperatura potencial, que se estende em direção aos níveis inferiores levando as superfícies isentrópicas na direção da tropopausa. Essa região é concordante com a região mostrada na Figura 4.8 e Figura 4.9, onde o vetor $\vec{Q} > 0$ e transporta o ar com baixa umidade relativa, e aumento da razão de mistura de ozônio. No período de inverno, quando a estratosfera começa a esfriar, o fluxo diabático carrega ar de alta vortacidade potencial e ozônio e para baixo. Esta descida move a tropopausa para baixo na direção da alta troposfera, que atua para reduzir o gradiente vertical de PV (SCHOEBERL, 2004). O resfriamento estratosférico polar também faz com que as isentrópicas subam na região polar. A região da alta de bloqueio mostra que o gradiente de temperatura na Figura 4.11a é menor, provocado pela injeção de ar troposférico com um ar mais frio e com maior umidade que a estratosfera, havendo um resfriamento da camada. Apesar das reações para a formação do ozônio se basearem nos processos envolvendo ondas curtas, o impacto do ozônio nas taxas de aquecimento/resfriamento na estratosfera devido às ondas longas emitidas pela superfície terrestre é fundamental (GRISE et al., 2009) .

Figura 4.11 - Média da seção vertical da taxa de aquecimento na região do PSE.



Corte vertical (média entre 120°W-80°W) da média dos 19 (dezenove) eventos de bloqueio (dipolo) na região do PSE. Sombreado representa a razão de mistura de ozônio (ppmv), as linhas tracejadas brancas mostram a temperatura potencial (superfícies isentrópicas θ_{cte} em K), a tropopausa dinâmica em -2 PVU (linha rosa). A taxa de aquecimento radiativo (K/dia) é representada por (a) tendência de temperatura devido a radiação de onda longa (linhas tracejadas azuis) e (b) tendência de temperatura devido a radiação de onda curta (linhas sólidas)

Fonte: Produção do autor.

4.4.3 Comportamento do padrão dinâmico-radiativo na UTLS preliminar à formação do bloqueio para os compostos médios

A Figura 4.12a, mostra a evolução diária média de 72h, 48h e 24h antes do início do evento de bloqueio, para os campos (sombreados) de VPE, estabilidade estática e razão de mistura de ozônio na região da UTLS em 200 hPa e em contornos a HGT500. Segundo Hoskins et al. (1985), a vortacidade potencial é basicamente baixa (em magnitude) na baixa troposfera, aumenta na alta troposfera, e aumenta muito na estratosfera, pois a estratosfera é muito estável. Na Figura 4.12a, ao serem comparados os campos de VPE aos de razão de mistura de ozônio (Figura 4.12c), é confirmado o proposto por Danielsen (1968), que afirma que os campos de razão de mistura de ozônio e VPE são bem correlacionados. Diante do exposto anteriormente, quando há uma corrente ascendente há naturalmente o transporte de baixa vortacidade potencial em baixos níveis para a troposfera superior, o que contribui para a formação de uma crista. Isso é advecção vertical de vortacidade potencial, o que está diretamente relacionado aos conteúdos de ozônio (DANIELSEN, 1968; HOSKINS et al., 1985; GETTELMAN et al., 2011).

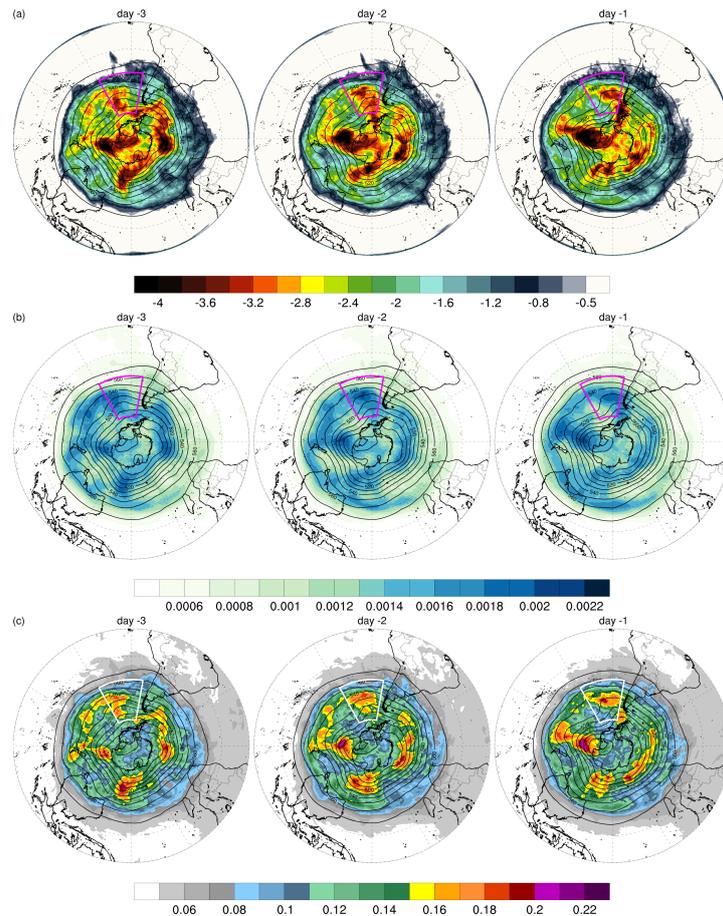
Em Bosart et al. (2017), os autores analisam a amplificação do escoamento no Pacífico Norte, mostrando a trajetória das parcelas de ar que se movem de baixas latitudes tropicais para latitudes médias tendo um impacto na formação de uma crista em altos níveis (nas latitudes médias). Esse mesmo padrão é observado na Figura 4.12a, tendo o transporte de baixa VPE sendo conduzido de baixas latitudes 72h até 24h antes da formação do bloqueio na região da entrada do PSE. Os máximos valores da razão de mistura de ozônio acompanham os máximos de VPE e estabilidade estática. Nos dias -3 (ou seja, ~ 72 h antes do evento), existe um cavado em médio/altos níveis próximo da Nova Zelândia que carrega altos valores de VPE, RMO, e estabilidade estática. Este cavado dá origem a uma crista a jusante de sua formação, forçando a manutenção da advecção de vortacidade absoluta (Holton et al. (1995), Tyrlis e Hoskins (2008), que desencadeará, em uma crista antes de 150°W cerca de -2 dias (dois dias antes do bloqueio) e 24 h antes do evento, a crista começa a se posicionar no flanco polar do sistema de bloqueio já na região do PSE. Com isso, as parcelas adquirem curvatura anticiclônica no final da trajetória e, por estarem saindo de latitudes baixas, essas parcelas de ar são caracterizadas por alta quantidade de umidade (RENWICK; REVELL, 1999; NASCIMENTO; AMBRIZZI, 2002; ADANA; COLUCCI, 2005; TYRLIS; HOSKINS, 2008; ZHAO et al., 2020; KUNZ et al., 2015).

Ao observarmos o que ocorre com estas parcelas de ar ao longo da trajetória de 72h (-3 dias), passando por 48h (-2 dias) e 24h (-1 dia), até chegarem na região do PSE, podemos inferir que: 1) a pressão (altura geopotencial) onde estavam essas parcelas em baixos níveis nas últimas 24 h diminui até a UTLS, ou seja, nas últimas 24h as parcelas subiram rapidamente da baixa para a alta troposfera; 2) a umidade relativa que é inversamente proporcional aos conteúdos de ozônio na UTLS, diminui consideravelmente (por que o ozônio aumentou), coincidindo com as regiões de movimentos ascendentes e descendentes; 3) temperatura potencial das parcelas também aumenta rapidamente nas últimas 24h. Portanto, esses gráficos (Figura 4.12) mostram que as parcelas em latitudes subtropicais são transportadas para latitudes altas, sobem até a alta troposfera (o movimento ascendente pode ser causado por uma frente quente, por exemplo), perdem a quantidade de vapor que tinham (esse vapor é condensado e congelado na formação de nuvens e precipitação) e com isso a temperatura potencial aumenta pela liberação de calor latente dessa mudança de fase. Quanto maior quantidade de umidade houver, maior será o aquecimento que ocorrerá conforme essas parcelas são levantadas até a troposfera superior e o vapor é condensado enquanto ascendem. Com o aquecimento na troposfera média e superior, a vorticidade potencial diminui e ocorre a formação de uma crista (BOSART *et al.*, 2017).

Mais uma vez, é importante ressaltar que só haverá mudança da temperatura potencial se o processo for diabático. Então, para uma breve aproximação, os movimentos das parcelas de ar são melhor representadas em superfícies isentrópicas, assim, componente diabático do movimento é relativamente mais lento do que o fluxo dentro dessas superfícies (PLUMB, 2007). O transporte de constituintes traços na UTLS devido ao fluxo de massa diabática em latitudes mais altas, e por misturas quase adiabáticas, pelas perturbações ciclônicas e anticiclônicas em grande escala da alta troposfera e baixa estratosfera em latitudes médias é razoavelmente bem compreendido (MAHLMAN, 1997). No Pacífico Sul, nos dias que antecedem os bloqueios na região anterior ao PSE, nota-se uma estrutura dinâmica na UTLS que permite a RWB Ambrizzi e Hoskins (1997) relacionada com o aprofundamento da VPE próximo à tropopausa Sprenger *et al.* (2007), onde nessa região, as trocas de massas de ar ocorrem, e afetam as concentrações de gases traço. Kunz *et al.* (2009), Pan *et al.* (2009), identificaram um padrão semelhante ao mostrado na Figura 4.12, onde massas de ar com baixa VPE e baixas concentrações de ozônio acompanhadas de altas concentrações de vapor d'água se deslocavam em direção ao polo, na alta troposfera e baixa estratosfera (UTLS). Pan *et al.* (2009), também indicam que ao diagnosticar as regiões de alta/baixas estabilidades estática (Figura 4.12b), é possível identificar

as regiões de intrusão de em ambas as direções, ou seja, na injeção de ar da troposfera para a estratosfera (nas regiões de alta pressão e baixa VPE) e na intrusão de ar da estratosfera para a troposfera (regiões dos COLs e alta VPE).

Figura 4.12 - Vorticidade potencial, estabilidade estática na UTLS para os três dias antes dos eventos de bloqueio no PSE.



Comportamento dos dias preliminares a ocorrência dos eventos de bloqueio no PSE, na esquerda dia-3, centro dia-2 e direita dia-1 na tropopausa dinâmica ~ 200 hPa. Em (a) vorticidade potencial em 2PVU, em (b) estabilidade estática (K.Pa^{-1}) e em (c) razão de mistura de ozônio (ppmv). Os contornos pretos representam a altura geopotencial em 500 hPa (dam),

Fonte: Produção do autor.

As STE ocorrem ao longo de estruturas com um fluxo atmosférico bem definido, como por exemplo, as intrusões de de massas estratosféricas na direção da troposfera e o inverso com as injeções de ar troposférico na baixa estratosfera ([SPRENGER](#)

et al., 2007; PAN et al., 2009). Assumindo a VPE como uma superfície material conservada na ausência de aquecimento e atrito diabáticos, ela pode ser utilizada como uma coordenada meridional destacando os efeitos de processos não conservativos no transporte de massa (HOSKINS et al., 1985; GETTELMAN et al., 2011; YANG et al., 2016). Portanto, como definiu-se a tropopausa pelo limiar de -2 PVU, todo fluxo de massa que cruza tropopausa cruzada pode ser formulado usando PV como a coordenada meridional.

A Figura 4.13, mostra o impacto do ozônio no acoplamento na UTLS, três dias antes do início dos bloqueios no PSE. Os painéis Figura 4.13a e Figura 4.13b, têm como sombreado o perfil de ozônio, ou seja, a sua razão de mistura. Apesar do HS apresentar uma menor frequência de dobras da tropopausa que o HN, a região do PSE é identificada como uma região de considerável frequência de dobras da tropopausa (NDARANA; WAUGH, 2010). Cerca de 72h a 48h antes do início dos bloqueios no PSE, a tropopausa dinâmica não apresenta uma dobra significativa, se comparada com o apresentado 24h antes dos eventos no PSE. Essa dobra da tropopausa é causada pelo fluxo descendente do vetor $\vec{Q} > 0$ na região de 45°S Vaughan (1988), Rondanelli et al. (2002), Olsen et al. (2004b), também pela circulação transversal ageostrófica fica no lado leste Hoskins et al. (1985), Uccellini e Kocin (1987), Moore (2005), aliado a separação da corrente de jato, destacada 24h antes do início dos bloqueios (BERRISFORD et al., 2007). O fluxo de ozônio de STE, particularmente o momento do máximo em STE, também é importante, pois o STE de ozônio pode ter uma influência de mais longa duração no inverno, devido à maior escala de tempo fotoquímica do ozônio durante os meses de inverno (YANG et al., 2016).

Como exemplificado no início da Seção 4.4.2, as intrusões de ar da baixa estratosfera na alta troposfera, impulsionam a vortacidade potencial ciclônica, afim de compensar a menor estabilidade da alta troposfera Nakamura e John M. Wallace (1993), Škerlak et al. (2015), fazendo com que haja a dobra da tropopausa na região de 45°S à leste dos COLs. Estas intrusões potencializam as taxas de aquecimento radiativo devido a onda longa, na região de 45°S. As taxas de aquecimento devido a radiação de onda longa Figura 4.13b, demarca a região dos gradientes de temperatura onde há intrusão de ar estratosférico rico em ozônio Davies e Schuepbach (1994), Lamarque et al. (1996), Albers et al. (2016b), Greenslade et al. (2017), coincidindo com a região de baixa umidade relativa (Figura 4.13c) em 45°S (COX et al., 1997). Já na região entre 60°S-70°S, ocorre o oposto da região de 45°S, com os gradientes de tendência de temperatura com fracos gradientes aliados a injeção de umidade relativa elevada na UTLS (BASSET; GAHEIN, 2003).

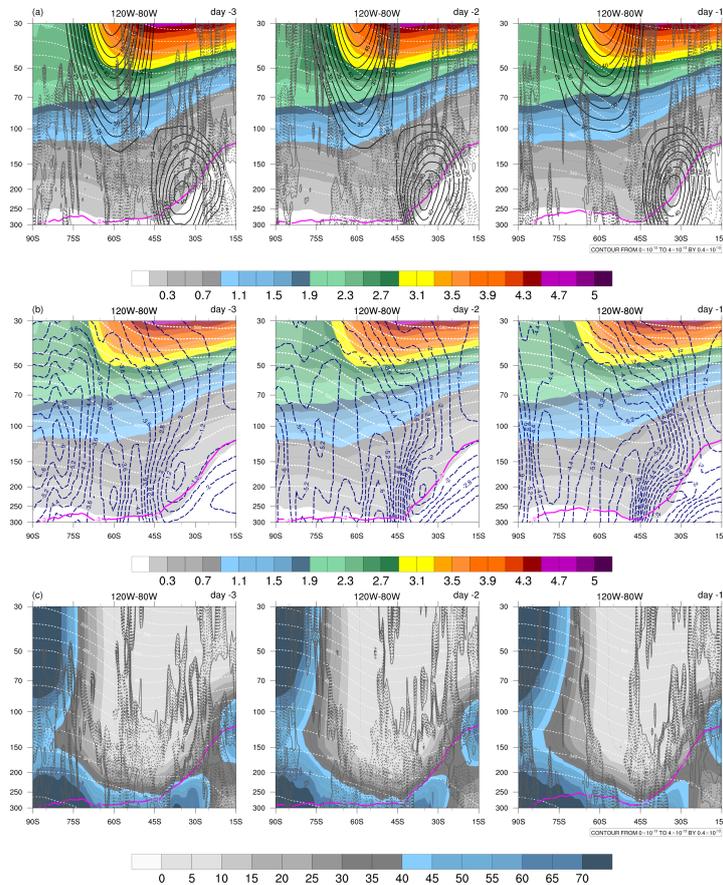
Na Figura 4.13, em todos os painéis observa-se que a tropopausa é perturbada ficando mais elevada na região das altas de bloqueio (próximo a 65°S). Essa característica da tropopausa é configurada por conta da RWB anticiclônica nessa região (Postel e Hitchman (1999), Peters e Waugh (2003), Knox e Harvey (2005), Barnes e Hartmann (2012), Jing e Banerjee (2018a), em decorrência dos COLs transitórios que antecedem a região do PSE (STEINFELD; PFAHL, 2019). Com isso, há uma amplificação da crista que da origem a alta de bloqueio na região anterior ao PSE, injetando ar frio troposférico na estratosfera, e conseqüentemente elevando a altura da tropopausa (SPRENGER et al., 2007; GREENSLADE et al., 2017).

Visando avaliar as potenciais contribuições do ozônio no acoplamento na UTLS que desenvolve a formação dos bloqueios no PSE, é demonstrado na Figura 4.14, a anomalia padronizada da razão de mistura de ozônio. Na Figura 4.14a, é mostrada a contribuição das taxas de aquecimento devido a onda longa e na Figura 4.14b, a contribuição do vetor $\nabla \cdot \vec{Q} > 0$.

Devido a liberação de energia em forma de calor, os conteúdos de ozônio são diretamente proporcionais a temperatura (SOLOMON, 1999). Com isso, é possível inferir na Figura 4.14, que a região onde o sombreado positivo (anomalia padronizada positiva) é marcado, há uma tendência de anomalia positiva de temperatura. Ao compararmos as Figura 4.14a e Figura 4.14b, os máximos anômalos positivos de ozônio se localizam desde 300 hPa na UTLS até 30 hPa, na faixa entre 60°S e 45°S. Entretanto os máximos de gradientes de temperatura se localizam mais ao norte de 45°S, onde os gradientes da taxa de aquecimento radiativo devido às ondas longas (Figura 4.14a).

Como mencionado na Figura 4.13, a tropopausa dinâmica (-2 PVU) tende a dobrar-se cerca de 24h (-1 dia) antes da formação dos bloqueios no PSE em 45°S e elevar-se próximo a 60°S. De acordo com Moore (2005), para que haja a manutenção do jato subtropical próximo de 30°S em 200 hPa, é necessário que seja registrado ar quente do lado equatorial e ar frio do lado polar do jato subtropical, o que está de acordo com as anomalias de ozônio que são intimamente relacionadas com a temperatura (GREWE, 2006; FIOLETOV, 2008). Para que esse padrão seja possível de se avaliar em campos de média zonal, o campo dinâmico do vetor $\nabla \cdot \vec{Q} > 0$ (positivo) auxilia na interpretação Eibern et al. (1998b), pois nas regiões mais ao sul dos máximos anômalos de ozônio, são caracterizados pela subsidência na região da dobra da tropopausa Uccellini et al. (1985), suportada pela circulação ageostrófica transversa entre os jatos subtropical e polar estratosférico Uccellini e Kocin (1987),

Figura 4.13 - Acoplamento entre ozônio, umidade e taxa de aquecimento na UTLS 3 dias antes dos eventos de bloqueio.



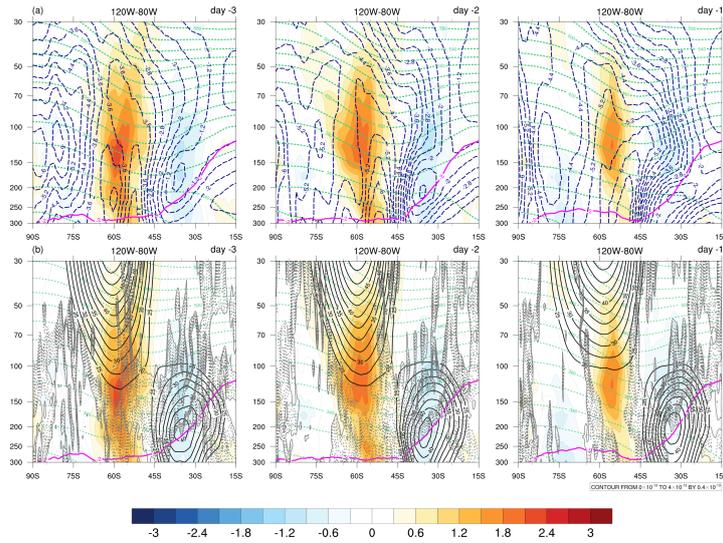
Corte vertical (média entre 120°W-80°W), painel esquerda dia-3, centro dia-2 e direita dia-1, para os 19 (dezenove) eventos de bloqueio(dipolo). Nos três painéis (a) topo, (b) centro e (c) inferior), temperatura potencial (linhas brancas tracejadas), tropopausa dinâmica -2 PVU (linha rosa). Tendência de temperatura devido a radiação de onda longa (K). (linhas tracejadas azuis). Painéis superior (a) e centro (b) mostram a razão de mistura de ozônio (ppmv) na UTLS (sombreado), já no painel inferior (c) o sombreado representa a umidade relativa (em %) na UTLS. O vetor $\vec{Q} > 0$ no painel superior (a) e no painel inferior (c).

Fonte: Produção do autor.

que favorecem a intrusão de ozônio na UTLS. Essa configuração é suportada pela inclinação da temperatura potencial (linhas verdes tracejadas), na região entre os jatos subtropical e polar onde há um ligeiro abaulamento das linhas de superfícies isentrópicas, que mostram um consenso com a estrutura térmica (BEEKMANN et al., 1997; HOLTON et al., 1995). Por fim, a medida que o evento de bloqueio se aproxima do

primeiro dia, há uma bifurcação dos jatos, seguido de uma inclinação separação para norte das anomalias de ozônio, próximo da UTLS na região da dobra da tropopausa em 45°S, além da inclinação dos gradientes da taxa de aquecimento.

Figura 4.14 - Impacto da anomalia da forçante devido ao perfil de ozônio e o acoplamento com as taxas de aquecimento devido à onda longa.



Corte vertical (média entre 120°W-80°W), painel esquerda dia-3, centro dia-2 e direita dia-1, para os 19 (dezenove) eventos de bloqueio(dipolo) que ocorreram na área que compreende a região Pacífico Sudeste no trimestre JJA no período entre 2000-2015. Em ambos os painéis (superior e inferior) o sombreado representa a anomalia padronizada da razão de mistura de ozônio (ppmv), as linhas tracejadas verdes mostram a temperatura potencial (superfícies isentrópicas θ_{cte} em K), a tropopausa dinâmica em -2 PVU (linha rosa). A taxa de aquecimento radiativo é representada pelo painel superior (a) tendência de temperatura devido a radiação de onda longa (linhas tracejadas azuis). No painel inferior (b) as linhas pretas contínuas mostram a componente zonal do vento (ms^{-1}) e o contorno cinza pontilhado representa os valores positivos da $\nabla \cdot \vec{Q} > 0$ ($10^{-15}\text{ms}^{-1}\text{kg}^{-1}$).

Fonte: Produção do autor.

As Figuras 4.15a e 4.15b, mostram a anomalia padronizada da razão de mistura de ozônio e anomalia padronizada de temperatura do ar, respectivamente (ambas em 200 hPa). Na alta troposfera, as anomalias de temperatura influenciam a tendência de geopotencial e vorticidade potencial (melhor observadas em superfícies isentrópicas), e conseqüentemente favorecem o desenvolvimento dos COLs (NDARANA; WAUGH, 2010; PINHEIRO et al., 2017). A Figura 4.15c e 4.15d, mostra a anomalia padronizada da OLR e anomalia de água precipitável, respectivamente. A relação

entre as anomalias de ozônio e a formação do bloqueio, de acordo com [Hitchman e Rogal \(2010b\)](#) e [Hitchman e Rogal \(2010a\)](#), indica que fluxo convectivo tropical na UTLS sobre a região da Indonésia, modula a localização do anticiclone subtropical do jato subtropical na região da Austrália. Com isso, trens de ondas se propagam até a região do PSE, onde as Ondas de Rossby se quebram (gerando RWB) nesse jato australiano transportando ozônio para a região dos máximos climatológicos. Assim, criam-se anomalias quentes de temperatura do ar à jusante do cavado à leste da Austrália, juntamente com a alta estabilidade estática da UTLS. Na baixa estratosfera, o fluxo vertical exerce importante influência no aquecimento adiabático por conta a grande estabilidade estática. Como mencionando nas Seção 4.4, ao ocorrer uma anomalia de vorticidade potencial ciclônica - que é precedida de variação de ozônio 4.15a na UTLS - há um indicativo de advecção quente, gerando anomalias de temperatura 4.15b ligeiramente a frente da anomalia de vorticidade Figura 4.12a ([HOSKINS et al., 1985](#)).

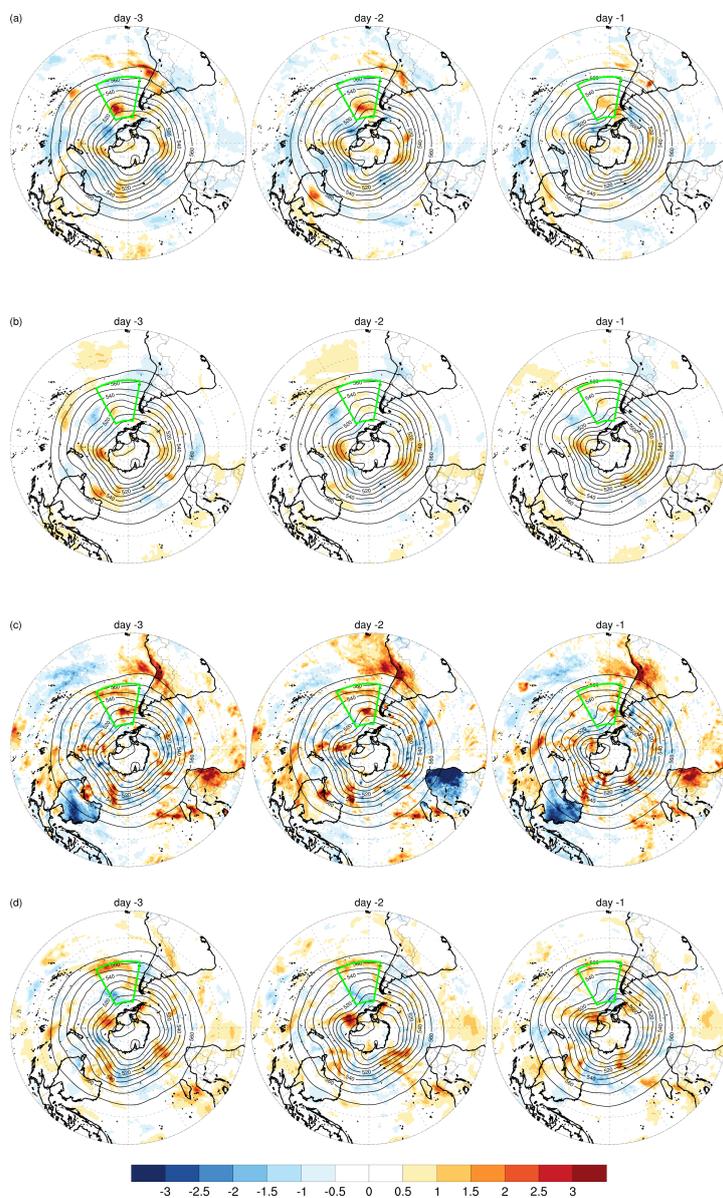
Cerca de 72h antes (-3 dias) do evento de bloqueio, próximo a 180°W criam-se gradientes horizontais de temperatura, e uma possível advecção quente no flanco leste onde a tropopausa tende a ficar mais baixa, por conta da intrusão de ar estratosférico para a alta troposfera gerando anomalias de vorticidade potencial ([RONDANELLI et al., 2002](#)). Na região anterior ao PSE é notada baixa concentração de ozônio entre 140°W-120°W próximo a 60°S, coincidindo com a região que mais tarde (-2 dias e -1 dia), há uma amplificação de uma crista anômala, dando origem a alta de bloqueio, onde essa alta é associada aos baixos conteúdos de ozônio, que representam os OMHs ([NEWMAN; RANDEL, 1988](#)). Os campos dinâmicos mostrados no Apêndice A na Figura A, representam o vetor \vec{Q} , a velocidade vertical (divergência) e a corrente de jato, que confirmam as perturbações na região da UTLS, para os eventos de bloqueio no PSE. [Homeyer e Bowman \(2013a\)](#), afirmam que nos dias em que os níveis da CTO são elevados (valores significativamente anômalos Figura 4.15a), cerca de 30% destes dias foram associados com atividades de RWB (anticiclônicas e ciclônicas) durante o inverno. Além disso, o ozônio pode ser transportado indiretamente por conta das atividades convectivas profundas que desencadeiam as RWB, ligadas aos cavados na alta troposfera e bloqueios em latitudes médias ([HOSKINS et al., 1985](#); [BERRISFORD et al., 2007](#))

A Figura 4.15c e 4.15d, mostra o impacto do aquecimento da UTLS refletido nos campos na superfície dando condições para que o padrão de bloqueio ocorra na região do PSE. Na região anterior ao PSE, os campos de anomalias negativas de OLR (Figura 4.15c) coincide com a região de anomalias positivas de de água precipitável

(Figura 4.15d), desde 72h até 24h anteriores aos eventos de bloqueio. Diversos autores abordam a relação da OLR (próximo ao nível de 200 hPa) com os bloqueios sobre o Pacífico [Carvalho et al. \(2005\)](#), [Adana e Colucci \(2005\)](#), onde as anomalias negativas (positivas) estão associadas a divergência (convergência) em altos níveis, onde acredita-se que a divergência associada a anomalias de OLR tendem a forçar uma resposta de onda na região dos extratropicais ocasionando nos bloqueio no sudeste do Pacífico, que está intimamente relacionado com as RWB ([RENWICK; REVELL, 1999](#)). Na região próximo da Nova Zelândia, 72h (-3 dias) anteriores aos bloqueios (Figura 4.15c), à leste do cavado próximo de 180°W, há uma considerável anomalia positiva de OLR, precedida de uma anomalia negativa de PW na Figura 4.15d. Já 48h e 24h antes dos eventos de bloqueio, nitidamente entre 150°W e 120°W observa-se o aprofundamento de uma crista no sentido Noroeste-Sudeste próximo ao Mar de Amundsen, onde as anomalias positivas de PW são associadas as anomalias negativas de OLR. Contudo, o processo mais importante é a liberação de calor latente associada à formação de nuvens (vapor convertido em água ou gelo libera calor para o ambiente). Quando há um aquecimento da troposfera média e superior, isso aumenta a temperatura potencial e conseqüentemente aumenta a vortacidade potencial na troposfera superior (Figura 4.12a), criando uma crista. O processo descrito anteriormente é advecção vertical de vortacidade potencial da baixa para a alta troposfera (adiabático), e a liberação de calor latente pela mudança de fase de vapor para líquido ou gelo é outro processo (diabático) ([BOSART et al., 2017](#)).

A influência do aquecimento latente associados as anomalias em 200 hPa de ozônio, temperatura, VPE, conteúdos de vapor d'água na alta troposfera, e aos ciclones transitórios que se aproximam do bloqueio, contribuem para alta frequência (rápida iniciação, intensidade e amplitude) e baixa frequência (manutenção e quase estacionariedade na fase de maturação). Esta amplificação resulta de uma combinação da injeção de ar com baixo teor de VPE anticiclônica na alta troposfera dentro de correntes de ar ascendentes em superfícies isentrópicas, criando anomalias de VPE anticiclônicas e a advecção de VPE pelo fluxo divergente intensificado na tropopausa. Este fluxo divergente no flanco oeste da alta de bloqueio passa a interagir com os gradientes de VPE, levando a amplificação da crista ([STEINFELD; PFAHL, 2019](#)).

Figura 4.15 - Anomalia padronizada na região da tropopausa dinâmica para os eventos no PSE.



Anomalia padronizada dos dias preliminares aos eventos de bloqueio no PSE, na esquerda dia-3, centro dia-2 e direita dia-1 na tropopausa dinâmica ~ 200 hPa. Painel (a) razão de mistura de ozônio, (b) temperatura do ar, (c) OLR e (d) PW.

Fonte: Produção do autor.

4.5 Análise estatística dos compostos médios para os eventos de bloqueio no Pacífico Sudeste

A distribuição espacial e temporal dos eventos de bloqueio na região do PSE (Figura 4.16) foi analisada através de componentes principais. O primeiro e o segundo modo, respectivamente, representam 13.9% e 10% da variância explicada dos eventos no PSE nos meses JJA de 2000-2015. A análise dos padrões apresentados na Figura 4.16, considera a matriz de correlação para calcular a EOF no Modo-T e uma matriz de anomalias locais que são extraídas as médias de cada ponto de grade de todos os casos.

O primeiro e o segundo autovetor apresentam nos dados de altura geopotencial em 500 hPa (painel superior), em torno de médias para altas latitudes um padrão de onda zonal 3 (ZW3), onde estes resultados estão de acordo com estudos antecedentes [Cavalcanti \(2000\)](#), [Raphael \(2004\)](#), que associam esse padrão de onda com bloqueios e possíveis teleconexões no HS. Essa relação com bloqueios pode ser observada no primeiro modo (EOF1 - painel superior esquerdo), onde na região do PSE (retângulo verde) a crista de bloqueio em altas latitudes está praticamente em fase com os COLs, resultando em uma configuração de bloqueio. Estas regiões estão de acordo com as regiões preferenciais de formação dos bloqueios no Pacífico Sul [Sinclair \(1996\)](#), [Marques e Rao \(1999\)](#), [Renwick e Revell \(1999\)](#), [Oliveira \(2011\)](#), [Mendes et al. \(2019\)](#).

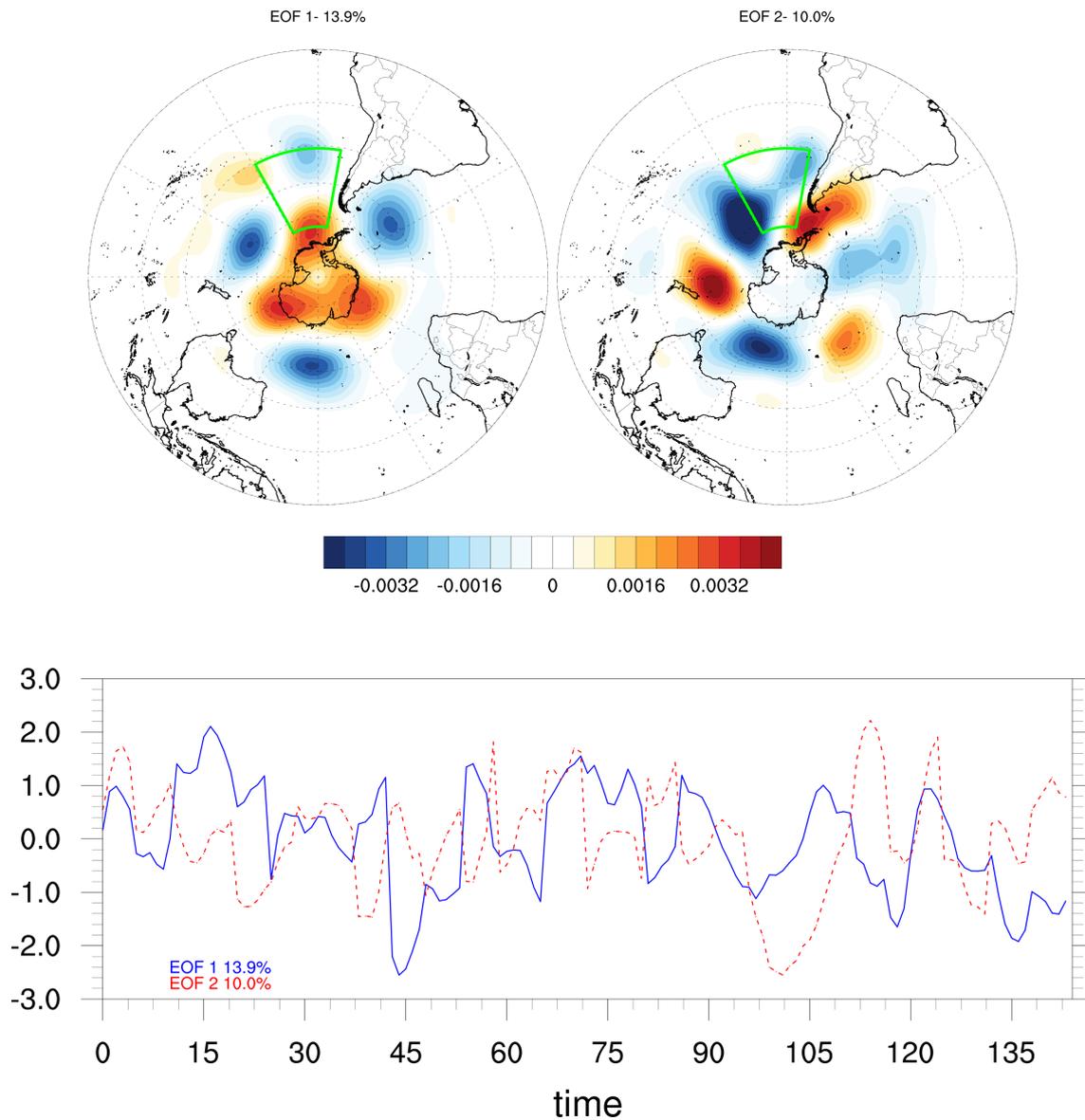
Com relação ao primeiro modo, cabe ressaltar que a correlação entre os padrões e os eventos de bloqueio podem ser positivos e negativos ([JOLLIFFE, 2002](#); [COMPAGNUCCI; RICHMAN, 2008](#)). Os padrões associados aos bloqueios dipolo no PSE mostram um centro de positivo de HGT500 com centro abaixo de 60°S, mas com grande área na região do PSE, ligeiramente a sudeste dessa área. Já a região de centro negativo, localiza-se a oeste de 270°W, na região nordeste do PSE. Isso indica que, ao observarmos as correlações e a série temporal (normalizada) dos autovalores na Figura 4.16 (painel inferior), podemos associar correlações positivas à um centro de alta pressão na região positiva e um centro de baixa pressão na região do centro negativo. Isso mostra os bloqueios que são formados preferencialmente na região mais à leste do PSE. Ao analisarmos os casos que possuem correlação inversa, ou seja, negativa, podemos associá-los aos eventos que ocorrem na região localizada no flanco noroeste do PSE (próximo à 120°W e 30°S), onde o centro positivo é observado e a oeste da região do PSE um centro negativo é registrado. Essa configuração mesmo que excedente à caixa do PSE demonstra os bloqueios que são formados

preferencialmente no flanco oeste a partir de uma correlação negativa que tornará o centro negativo em um centro de alta pressão e o centro positivo em uma baixa pressão. Essa característica é conectada com os bloqueios que tem sua gênese iniciada a partir de RWB no Pacífico, caracterizado por uma região de baixa pressão à nordeste da Nova Zelândia [Goyal et al. \(2021\)](#), que desencadeiam à jusante uma crista anômala que favorece o rompimento do vórtice polar, gerando a formação dos OMHs que darão origem as altas de bloqueio nessa região.

Já para a projeção dos autovetores do segundo modo (EOF2 - Figura 4.16) que apresenta 10% da variância explicada, é possível observar para as correlações positivas (que mantém os padrões dos autovetores), a posição preferencial dos bloqueios dipolo na região mais ao leste do PSE, com o centro positivo sobre a Península Antártica se entendendo até a região do PSE. Ao considerarmos a série temporal dos eventos que apresentam as correlações negativas (para o segundo modo), podemos inferir que os bloqueios tendem a se configurar na região mais a oeste do PSE, onde um centro negativo se configura mais ao sudoeste e um fraco centro positivo está presente na região mais ao norte do PSE. Com essa configuração o centro negativo dos autovetores representa as altas pressões de bloqueio e centro positivo ao norte representa as baixas desprendidas que compõe os bloqueios.

A Figura B.2 do Apêndice A apresenta as quatro primeiras componentes principais da EOF para a altura geopotencial (500 hPa) para os meses JJA entre 1979-2015. O primeiro autovetor descreve o padrão de onda zonal 3 (ZW3), centrado aproximadamente em 55°S, onde se configuram as *storm tracks* no inverno do HS ([ADANA; COLUCCI, 2005](#); [BERRISFORD et al., 2007](#)). A configuração de bloqueio dipolo no PSE aparece no segundo modo de variabilidade, onde os bloqueios se configuram na região mais à oeste do PSE. O terceiro modo é bem semelhante ao segundo, porém com menor intensidade da região de valores negativos no norte do PSE.

Figura 4.16 - Componentes principais dos eventos de bloqueio entre 2000-2015.



Padrões atmosféricos obtidos através da ACP-T aplicada aos campos de altura geopotencial em 500 hPa, para os eventos de bloqueio dipolo ocorridos no PSE (painel superior). Séries temporais normalizadas para os eventos de bloqueio dipolo (painel inferior).

Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.17 mostra a correlação cruzada (defasagens - doravante, lags) da EOF1 (primeira componente) da altura geopotencial em 500 hPa (HGT500) e as anomalias de ozônio em 200 hPa, próximo da UTLS [Gettelman et al. \(2011\)](#), onde ocorrem as

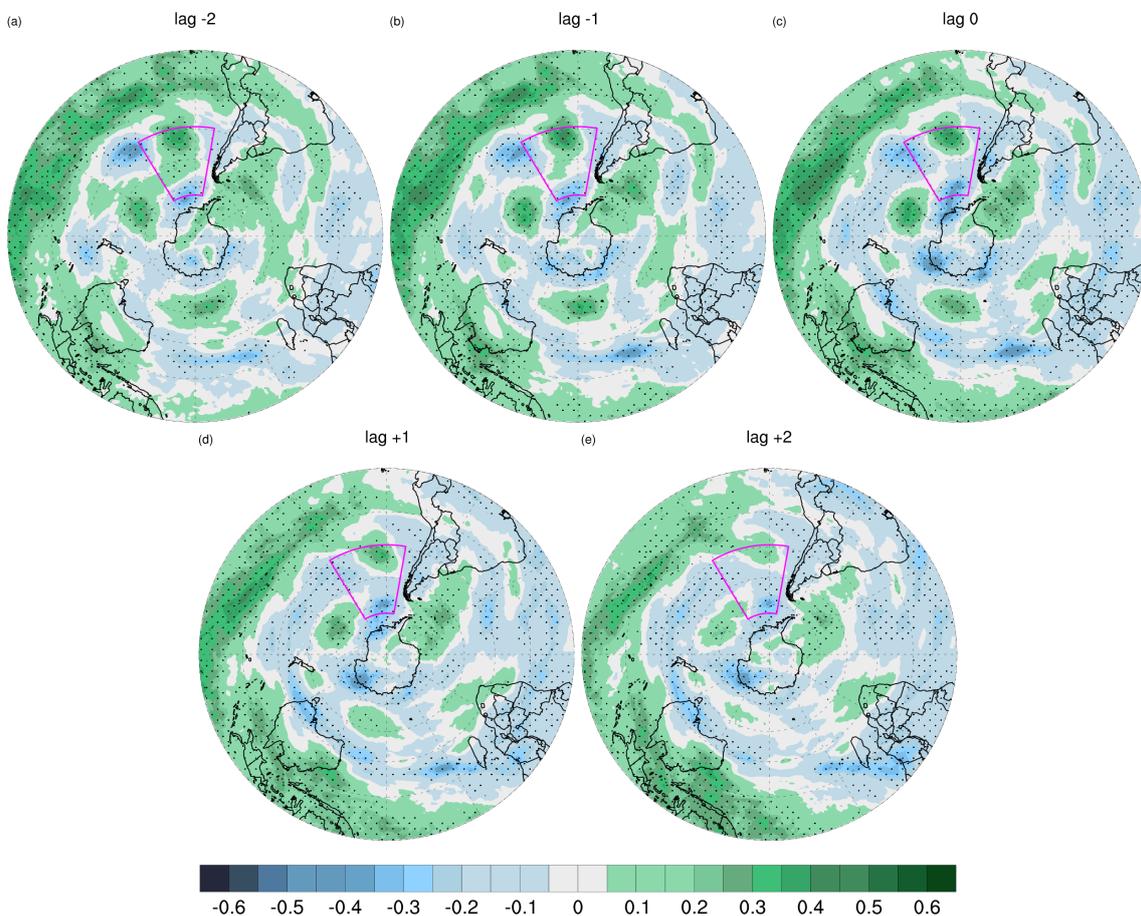
misturas de ar estratosférico e troposférico. Baseado no proposto por [Dobson et al. \(1946\)](#), mostrando que as concentrações de ozônio são proporcionais aos centros de pressão. A influência da variabilidade do ozônio na estratosfera sobre a formação dos sistemas de bloqueio, no período de JJA que apresenta uma das maiores frequências trimestrais nos meses de JJA de COLs [Pinheiro et al. \(2017\)](#), [Pinheiro et al. \(2019\)](#), alta frequência de RWB no Pacífico Sul [Shimizu e Cavalcanti \(2011\)](#) e a maior frequência de bloqueios no PSE [Mendes et al. \(2019\)](#).

A Figura 4.17a, referente ao lag -2, mostra na entrada noroeste e no sul do PSE uma correlação inversa, que corresponde tanto a centro de baixa (alta) pressão de geopotencial associado com altas(baixas) concentrações de ozônio ([NEWMAN et al., 1988](#); [IWABE, 2008](#)). Isso caracteriza que há uma perturbação no campo de ozônio em altos níveis na região anterior ao PSE no lag -2, onde é possível fazer a analogia com o tempo em dias, ou seja, 2 dias antes do evento de bloqueio é observado uma perturbação anômala na temperatura e vorticidade na UTLs ([HOSKINS et al., 1985](#); [NASCIMENTO; AMBRIZZI, 2002](#)). O mesmo é observado no lag -1, na Figura 4.17b, que passa a ocupar uma área mais ao sul na entrada do PSE com correlações inversas, até mesmo diminuindo a região de correlação direta mais no centro do PSE. Quando observa-se a região anterior ao PSE, pode-se comparar a Figura 4.5, que apresenta uma região com forte anomalia de VPE que proporciona a amplificação de uma crista a direita (leste) dessa zona de anomalias. Dessa maneira, são criados gradientes horizontais de temperatura e advecção quente no setor leste desta região, causando abaixamento da tropopausa dinâmica. A partir do lag 0, onde o bloqueio já estaria estabelecido, o setor centro oeste do PSE passa a representar bem o padrão de bloqueio, ocupando uma maior área com correlações negativas (inversa), concordando com a figura anterior das análises das EOFs (Figura 4.16). Os lag +1 e lag +2, mostram que o padrão de bloqueio já não se faz com a mesma intensidade dos lags negativos. Portanto a defasagem das anomalias de ozônio se faz coerente com o exposto acima. A correlação de Pearson foi utilizada para mostrar o quanto o impacto da perturbação no campo de ozônio em 200 hPa pode influenciar no aprofundamento do campo de HGT500.

Os pontos pretos na Figura 4.17 representam nível de significância estatística (95% com $\alpha=0.05$), para relação entre a EOF1 de HGT500 com as anomalias de ozônio em 200 hPa, para os eventos de bloqueio no PSE. Com isso, pode-se inferir que a avaliação da correlação da primeira EOF de HGT500 vs. as anomalias de ozônio, onde os conteúdos de ozônio eram defasados em relação ao primeiro modo de HGT500, permitindo que haja uma dedução de que há primeiro uma perturbação no campo

de ozônio na região da UTLS [Gamelin et al. \(2020\)](#), que desencadeia na formação de COLs nesta região [Pinheiro et al. \(2019\)](#). Isso resulta nas RWB no pacífico, gerando a formação de uma crista de bloqueio devido a liberação de calor latente [Lazear \(2007\)](#) e assim dando origem aos bloqueios no PSE. Esse mesmo padrão encontrado na correlação entre HGT500 e anomalias de ozônio em 200 hPa é confirmado ao analisarmos a Figura [B.3](#) no Apêndice [A](#), que é mostrado a correlação cruzada da EOF1 de HGT com as anomalias da CTO.

Figura 4.17 - Correlação cruzada entre a EOF1 da altura geopotencial vs. anomalia de ozônio em 200hPa.



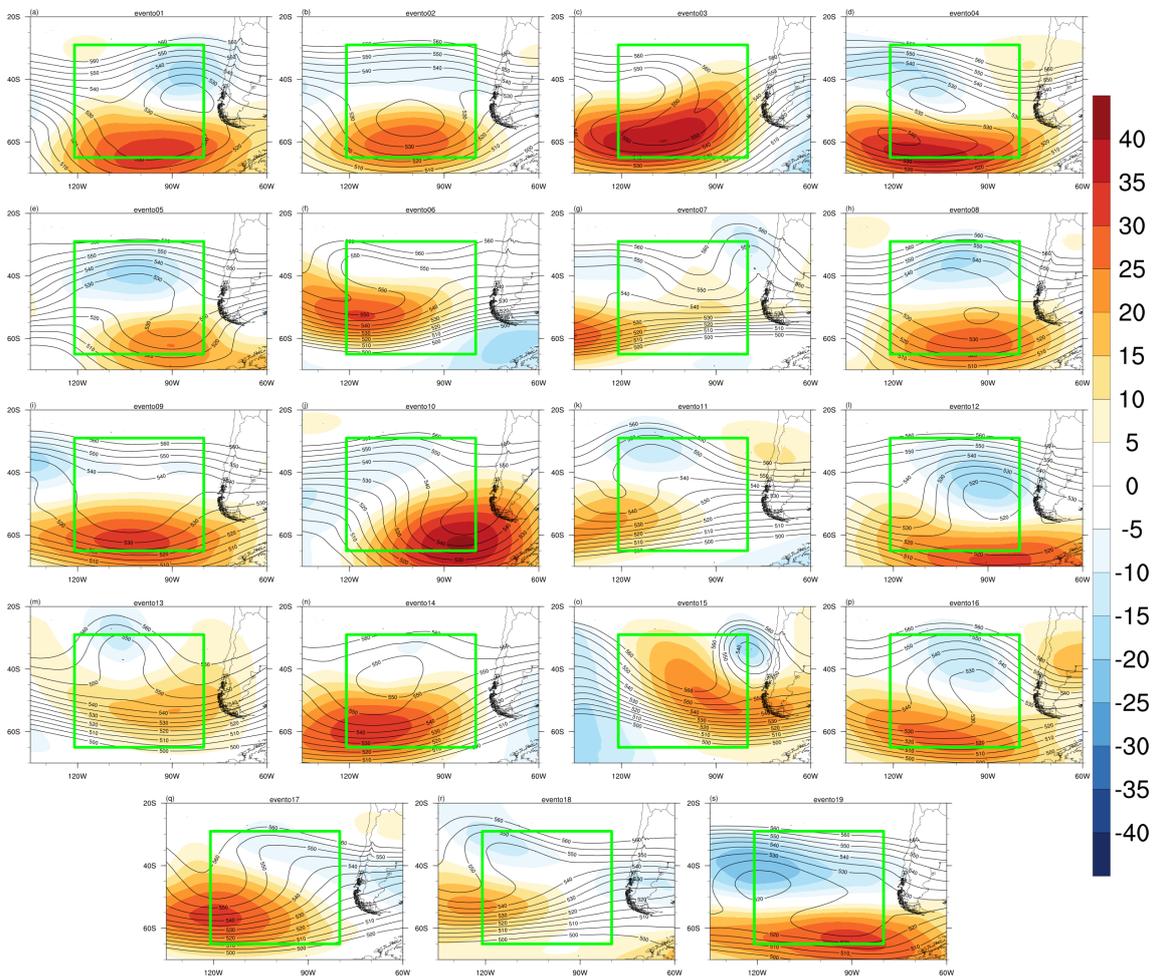
Lags de correlação -2, -1, 0, +1, +2 dias para os eventos de bloqueio dipolo no PSE entre 2000-2015. Os pontos em preto representam o coeficiente de correlação ao nível de significância de 95%.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.18, mostra as anomalias de altura geopotencial (sombreado) em 500 hPa (dam) para todos os 19 (dezenove) eventos de bloqueio dipolo no PSE (retângulo verde). Basicamente o objetivo da análise deste campo é classificar os casos de acordo com a sua intensidade e período (tempo de escoamento bloqueado) na Seção 4.6.

De acordo com a Tabela 4.3, foram registrados somente 04 (quatro) eventos de longa duração dos 19 (dezenove) registrados (de acordo com o proposto na Seção 4.3), que continham mais de 8 dias de escoamento bloqueado. Com isso, utilizou-se da metodologia de Cavalcanti et al. (2002), para calcular as anomalias das médias zonais da altura geopotencial, que evita que sejam representadas as características estacionárias na região dos bloqueios. Considerando a intensidade da anomalia e a área de cobertura do evento (Figura 4.18), foram selecionados quatro eventos de curta duração (entre 5 e 8 dias): eventos 03 (junho de 2002), o evento 04 (agosto de 2002), o evento 10 (julho de 2006) e o evento 19 (agosto de 2015), presentes na Tabela 4.3. Com isso, os eventos selecionados como sendo de curta duração (curtos) foram os eventos 03 (junho de 2002), o evento 04 (agosto de 2002), o evento 10 (julho de 2006) e o evento 19 (agosto de 2015), presentes na Tabela 4.3,

Figura 4.18 - Anomalia zonal da altura geopotencial em 500hPa dos eventos de bloqueio dipolo no PSE.



Anomalias de HGT em 500 hPa (sombreados em dam) e média de cada evento (contornos pretos em dam) para os meses de JJA no período entre 2000-2015 no Pacífico Sudeste (120W-80W).

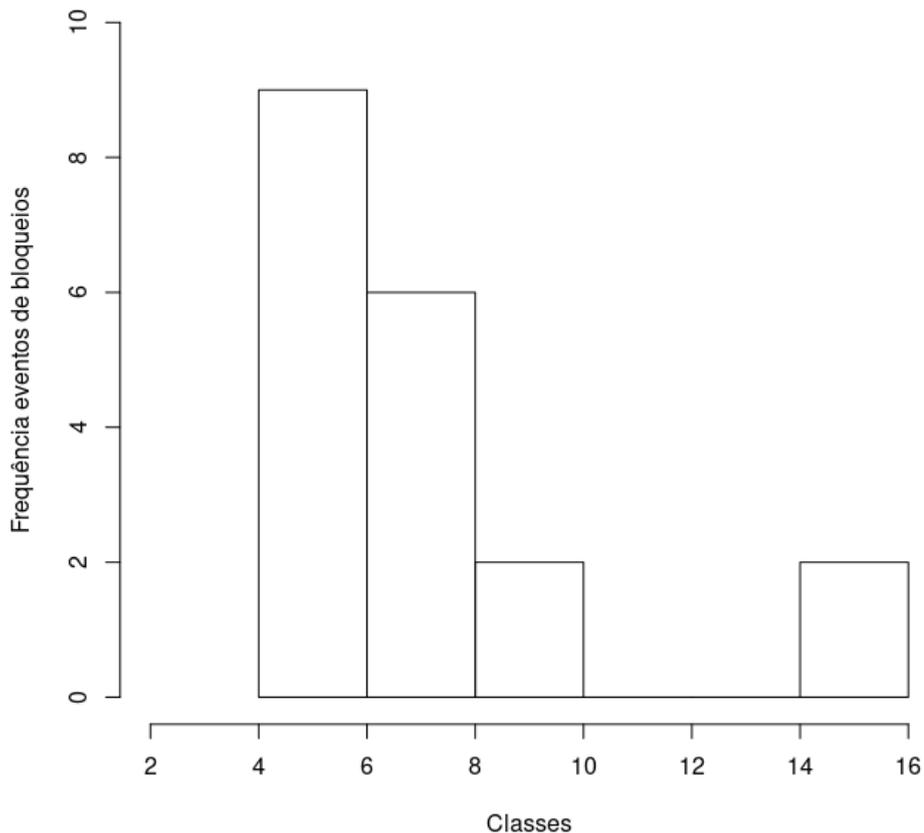
Fonte: Produção do autor.

4.6 Eventos curtos e longos de bloqueios no Pacífico Sudeste

Como citado na Seção 2, ao longo das últimas décadas muitos estudos sobre os bloqueios atmosféricos e sua sazonalidade frequência, duração, localização e entre outros aspectos são abordados no Hemisfério Sul. Entretanto, apesar de existir um limiar mínimo para determinação de um bloqueio no Hemisfério Sul Sinclair (1996) e Marques (1996), não há uma metodologia clara que determine a diferenciação

da duração de eventos de bloqueio quanto a classificação de eventos de curta e longa duração. Com isso, baseados nos eventos aqui encontrados (Tabela 4.3), foi estabelecido que os eventos de curta duração (doravante - curtos) são aqueles que possuem uma duração entre cinco a oito dias ($5 \leq x \leq 8$ dias) e os eventos de longa duração (doravante - longos) com duração igual ou superior a dez dias ($x \geq 10$ dias). Com o auxílio do histograma de distribuição de frequências (Figura 4.19) a divisão entre casos curtos e longos fica de forma mais objetiva, assim concordando com a classificação mais subjetiva feita anteriormente.

Figura 4.19 - Histograma da distribuição dos eventos de bloqueio no PSE.



Distribuição dos eventos de bloqueio por número de dias de escoamento bloqueado para os meses de JJA no período entre 2000-2015 no Pacífico Sudeste (120W-80W).

Fonte: Produção do autor.

A Tabela 4.6 explana os eventos, bem como suas datas, tempo de duração do evento, e as fases dos modos de variabilidade que foram utilizados para a compreensão do impacto do ozônio na formação dos bloqueios no Hemisfério Sul. Uma visão mais detalhada sobre os índices dos modos de variabilidade é mostrada no Apêndice B na Tabela B baseados em (SOUZA; REBOITA, 2021). Cabe ressaltar que de acordo com a Tabela 4.3, foram encontrados apenas quatro eventos de bloqueios longos ($x \geq 10$ dias), e quinze eventos curtos. Para as análises das médias destes eventos, foram selecionados os quatro eventos curtos mais intensos de acordo com suas anomalias na região do PSE (Figura 4.18. Essa intensidade leva em consideração as maiores anomalias das altas de bloqueio (flanco polar) e também dos COLs (no flanco equatorial do bloqueio).

As médias dos eventos curtos e longos são mostradas na Figura 4.20, onde é apresentada a média da CTO (UD) e a média da altura geopotencial em 500 hPa (dam), com a área do PSE delimitada pelo retângulo branco. Em ambas divisões (curtos e longos), o padrão de bloqueio associado ao padrão ZW3 é observado Cavalcanti (2000) e Raphael (2004). Na Figura 4.20, nota-se que nos eventos curtos (Figura 4.20a), os valores da CTO são mais elevados se comparados aos eventos longos (Figura 4.20b) na região do cinturão entre 40°S-60°S ao longo de todo o Hemisfério Sul, enquanto que para os eventos longos existe apenas um núcleo mais intenso de CTO na retaguarda da região de bloqueio. Na região equatorial, bem como em baixas latitudes há um predomínio maior da CTO durante a ocorrência dos eventos curtos, se comparados aos eventos longos. Esses valores superiores da CTO são causados pela barreira dinâmica proporcionada pelo VPA Solomon (1999), impedindo que as massas de ar com ozônio produzido na região equatorial cheguem até a região polar através da Circulação Brewer-Dobson, causando um acúmulo demasiado da CTO na faixa entre 40°S-60°S (ROSCOE, 2006; BUTCHART, 2014; ABALOS et al., 2014). Por toda a extensão do cinturão dos máximos valores da CTO, em ambos os tipos de bloqueio existem núcleos de CTO associados às regiões de baixas pressões (com HGT500 baixo), o que mostra um padrão analisado por Dobson et al. (1946), em que ozônio e a pressão em médio e altos níveis em altas latitudes são inversamente proporcionais. Quanto a amplitude da alta de bloqueio no PSE, para os casos curtos a crista é muito mais pronunciada nos eventos curtos do que nos eventos longos. Ademais, a CTO também é ligeiramente menor na região da crista nos casos curtos, caracterizando uma alta de bloqueio mais intensa nos curtos e menos intensa nos longos, estando associadas aos OMHs (NEWMAN et al., 1988; SITNOV; MOKHOV, 2015).

Tabela 4.2 - Tabelas dos eventos curtos e longos, registrados no trimestre JJA entre 2000-2015 na região do Pacífico Sudeste (120W-80W). A parte superior da tabela representa os casos de curta duração ($5 \leq x \leq 8$ dias), já a parte inferior da tabela representa casos de longa duração ($x \geq 10$ dias).

Casos Curtos	Data	Dias bloqueados	QBO	ENSO	SAM
Evento 3	Junho 2002	5	Positiva	Positiva	Negativa
Evento 4	Agosto 2002	5	Positiva	Positiva	Negativa
Evento 10	Julho 2006	6	Positiva	Neutra	Positiva
Evento 19	Agosto 2015	6	Positiva	Positiva	Positiva
Casos Longos	Data	Dias bloqueados	QBO	ENSO	SAM
Evento 2	Julho 2001	15	Negativa	Neutra	Negativa
Evento 8	Junho 2005	10	Negativa	Neutra	Negativa
Evento 13	Junho 2009	10	Negativa	Neutra	Negativa
Evento 14	Junho 2012	16	Negativa	Neutra	Negativa

Fonte: Produção do autor.

Com relação a intensidade dos bloqueios, a Figura 4.20 mostra que os eventos longos apresentam escoamento mais zonal e associado às menores concentrações de CTO no cinturão das entre 40°S-60°S, como mencionado anteriormente, enquanto os eventos curtos possuem o escoamento mais acentuado na região do PSE. A atividade de ondas no hemisfério de inverno é mais fraca no Hemisfério Sul se comparadas ao Hemisfério Norte, onde o VPA, que por sua vez é bem desenvolvido, cria as condições dinâmicas com baixas temperaturas para gerar uma diminuição da CTO no polo fortalecendo o VPA (SOLOMON et al., 2014). Para os casos longos na região tropical até a equatorial as quantidades de ozônio são menores, se comparadas aos casos curtos, que apresentam maiores valores da CTO na faixa longitudinal da costa oeste da América do Sul, até o Oceano Índico com valores em torno de 290 UD.

Associado as maiores quantidades de CTO nos eventos curtos, assume-se que um maior aquecimento em altos níveis. Esse aquecimento proporciona o desenvolvimento de COLs Pinheiro et al. (2017), que aliado à um gradiente meridional de temperatura, intensifica a circulação e limita a troca de massa com o polo Fogt e Marshall (2020), que por sua vez fortalece o VPA. Com isso, a maior concentração de ozônio resulta em uma atmosfera mais quente em altos níveis e com maiores gradientes de temperatura, aumentando a probabilidade de ocorrência de uma RWB sobre o Pacífico Central (HITCHMAN; RO GAL, 2010b; WANG; MAGNUSDOTTIR, 2011). Em

altos níveis da atmosfera, esses intensos gradientes de temperatura são causados pelas variações de ozônio (GETTELMAN et al., 2011). Em termos de energia, na região onde há uma inclinação maior das isolinhas de geopotencial, há também os maiores conteúdos de ozônio, onde nessa região de acordo com Gan e DalPiva (2013), existe a conversão baroclínica no lado oeste dos COLs e a circulação transversa ageostrófica fica no lado leste (HOSKINS et al., 1985; UCCELLINI; KOCIN, 1987). Assim nos casos curtos que detém mais quantidade de ozônio, assim maiores temperaturas e acentuação do HGT500 a Energia Potencial (EP) é convertida em Energia Cinética modulando as ondas de Rossby no Pacífico Central, que ocorrem nas regiões de menores concentrações de ozônio. Na Figura 4.20, nota-se que a energia adquirida na região do Oceano Pacífico, ao chegar na costa da América do Sul é dissipada. Porém, na região anterior ao PSE, nos casos curtos há indícios da formação da alta de bloqueio por conta de uma RWB na retaguarda do PSE (HITCHMAN; ROGAL, 2010b).

Outra importante consideração a se fazer, é com relação na Tabela 4.6, e as teleconexões entre os modos de variabilidade e eventos de bloqueios Oliveira (2011), e também a relação dos modos interanuais e intrasazonais com os conteúdos de ozônio (BOWMAN, 1989; WANG et al., 2011; RIEDER et al., 2013; HITCHMAN; ROGAL, 2010a; OLSEN et al., 2019; MADHU; SUDO, 2019; FOGT; MARSHALL, 2020; GAMELIN et al., 2020; RAPHALDINI et al., 2021).

De acordo com a Tabela 4.6, os eventos curtos (Figura 4.20a), estão associados às fases positivas (*westerly*) da QBO, portanto apresentam uma CTO com maiores acumulados na região equatorial se comparados aos casos da Figura 4.20b, que estão associados a fase negativa (*esterly*) (LINDZEN; HOLTON, 1968; BALDWIN et al., 2001), o que pode ser observado no Anexo A.1 - Figura A.1. Durante a fase leste (*esterly*), há a presença de um movimento ascendente induzido pela QBO na região equatorial que favorece o transporte de parcelas de ar com baixas concentrações de ozônio da alta troposfera para a baixa estratosfera, onde essa advecção dentro dessa circulação secundária tende a diminuir o ozônio na região equatorial Lindzen e Holton (1968), o que é comprovado na Figura 4.20b. Basicamente as mudanças na concentração de ozônio é mostrada nas fases da QBO, onde a essa relação pode ser explicada pela Circulação Brewer-Dobson (SALBY, 2008; HITCHMAN; ROGAL, 2010a; KUSUMA et al., 2019). A fase positiva da QBO (*westerly*), onde a circulação tende a ficar mais fraca, causa um período mais extenso na produção de ozônio, onde na baixa estratosfera, haverá uma correlação positiva entre ozônio e temperatura, ou seja, ao aumentar o ozônio, aumenta a temperatura. Como é visto na Figura 4.20a, para os casos curtos

que ocorreram durante a fase positiva da QBO, na região do cinturão de CTO entre 40°S-60°S, os conteúdos de ozônio são maiores se comparados com os eventos longos da Figura 4.20b, o que tende a aumentar os gradientes de temperatura na UTLS de médias latitudes. Já na alta estratosfera equatorial, o ozônio é anti-correlacionado com as anomalias de temperatura [Stolarski et al. \(1991\)](#).

A discussão sobre as fases da QBO é de suma importância para o entendimento dos acumulados de ozônio na região tropical e extratropical, e a sua relação para a formação dos bloqueios. O mecanismo que explica as anomalias de ozônio na região tropical para os casos curtos e longos, foi proposto por [Reed \(1964\)](#), afirmando que o período de máximo cisalhamento do vento vertical de oeste corresponde a fase quente (temperatura) da QBO. Portanto, quando observamos o máximo resfriamento diabático, este, sobre as superfícies isentrópicas irá induzir ao aprofundamento das parcelas de ar nessa região. Potencializado por esse movimento vertical, onde a razão de mistura de ozônio aumenta com a altitude, onde conseqüentemente seu tempo de vida varia consideravelmente, como por exemplo, abaixo de 25 Km a vida útil do ozônio, que é um produto de reações fotoquímicas, é relativamente longa se compararmos com os processos dinâmicos ([LINDZEN; HOLTON, 1968](#); [BALDWIN et al., 2001](#)). Acima de 25 km, a vida útil do ozônio é muito curta [Mohanakumar \(2008\)](#), assim a subsidência das parcelas de ar determinam o aumento na CTO, proporcionando que os máximos de CTO ocorram quando a coluna é deslocada mais para baixo na estratosfera inferior. Esse processo se dará após a descida do cisalhamento do oeste para a estratosfera mais baixa (próximo dos ventos máximos 20-35). A situação inversa é válida para a fase com cisalhamento vertical do vento de oeste. A partir da teoria da continuidade, a presença de um ramo de retorno (ressurgência) à esta circulação nos subtropicais, é associada ao cisalhamento vertical do vento de oeste e aprofundamento associado ao cisalhamento leste ([BOWMAN, 1989](#)).

Ao analisarmos a Tabela 4.6, confeccionada através dos produtos produzidos no link <https://meteorologia.unifei.edu.br/teleconexoes/indices>, baseados em [Souza e Reboita \(2021\)](#), o impacto do ENSO e sua influência sobre os conteúdos de ozônio, é notoriamente constatada a fase positiva em 75% dos eventos curtos (sendo caso neutro estava em transição para fase positiva - ver Tabela B no Apêndice B), e para os casos longos, todos estavam associados à uma configuração de neutralidade do ENOS. As variações das fases do ENOS modificam o padrão da Circulação Brewer-Dobson (CBD) [Manatsa e Mukwada \(2017\)](#), onde existem alterações nas concentrações de ozônio, (razão de mistura e CTO) nas regiões extratropicais, principalmente sobre o Pacífico Sul e Índico ([XIE et al., 2014](#)). Como já

mencionado anteriormente no tópico sobre a QBO, nos casos curtos a CTO é maior que para os casos longos.

Quando analisadas as fases do ENOS para os eventos curtos e longos, os resultados encontrados estão de acordo com o proposto por [Reed et al. \(1961\)](#), que indica um aumento da concentração maior de ozônio na região equatorial na fase positiva do ENOS⁺. Já para os eventos longos, que são caracterizados por ocorrência em fase de neutralidade (2 casos com tendência de ENOS⁻ negativo), o que mostra uma tendência de diminuição da CTO nos trópicos. Essa diminuição dos conteúdos de ozônio na região tropical se dá por conta da teleconexão entre ENOS e a CBD ([ZHANG et al., 2015](#)). Durante a ocorrência da fase positiva do ENOS⁺, os ventos alísios tendem a enfraquecer aumentando a convecção e por sua vez o movimento ascendente tropical, associada a fase positiva da QBO (que produz mais ozônio na estratosfera tropical), o que gera uma aceleração da CBD, transportando o ozônio em alta concentração das regiões tropicais [Zubiaurre e Calvo \(2012\)](#), para as regiões subtropicais, formando o cinturão de CTO entre 40°S-60°S [Hitchman e Rogal \(2010a\)](#), [Kawatani et al. \(2019\)](#). Tanto o grupo dos curtos quanto o dos longos apresentam uma crista bem pronunciada na região entre o sul da Austrália e Nova Zelândia. Em anos de fase neutra/negativa do ENOS⁻, essa crista é potencializada (Figura 4.20b) e a CTO é claramente associada aos padrões de ondas planetárias em altura geopotencial. A convecção tropical é modulada pelo ENSO, logo existe uma modulação da posição das cristas planetárias (visto na Figura 4.20) [Hitchman e Rogal \(2010b\)](#), que por sua vez, vão favorecer a formação dos bloqueios ([RENWICK; REVELL, 1999](#); [WIEDENMANN et al., 2002](#); [PETERS; WAUGH, 2003](#); [LAZEAR, 2007](#)).

Ao considerarmos a contribuição do modo de variabilidade SAM, que é de fundamental relevância para compreender os padrões dos conteúdos de ozônio [Fogt et al. \(2009\)](#), foi possível entender as diferenças básicas na formação dos eventos curtos e longos. Os eventos curtos apresentam dois casos com fase positiva SAM⁺ e dois com fase negativa SAM⁻. Quando na fase negativa, durante o inverno o SAM⁻ favorece para as trocas de massas entre as regiões polares e regiões de latitudes médias, devido ao VPA estar mais enfraquecido do que na fase SAM⁻. Quando na fase positiva as trocas de massa polares com extratropicais são dificultadas pelo fortalecimento do VPA, que aumenta os gradientes meridionais de pressão no Hemisfério Sul ([THOMPSON; SOLOMON, 2002](#); [VASCONCELLOS, 2012b](#); [FOGT; MARSHALL, 2020](#)). Quando ocorrem tais trocas, massas de ar com baixos conteúdos de ozônio são advectadas do polo para os extratropicais, dando origem aos OMHs (*Ozone Mini-Holes*) [Newman et al. \(1988\)](#) e [Newman e Randel \(1988\)](#). Para os eventos longos,

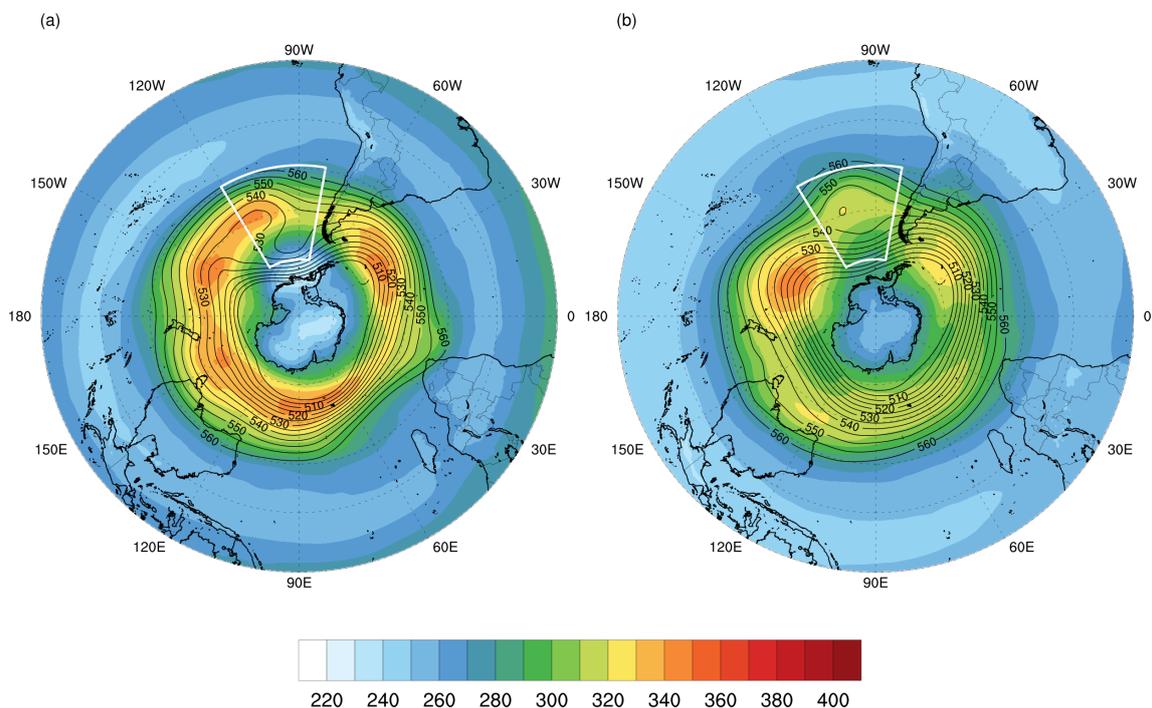
onde todos os casos apresentam SAM^- , há uma maior facilidade para que ocorram essas RWB associadas ao transporte de baixos conteúdos de CTO para a região do PSE, favorecendo a configuração dos bloqueios.

Para os eventos curtos, com fase positiva do SAM^+ , a complexidade da formação dos bloqueios é maior. Fatores teleconectivos são de extrema relevância para a ocorrência dos bloqueios, como o sugerido por [Oliveira \(2011\)](#), mostrando que a frequência de bloqueios no Pacífico Sul aumenta quando há a combinação de $ENSO^+$ com o SAM^- . Assim estes eventos curtos precisam de uma maior energia dos COLs [Gan e DalPiva \(2013\)](#), para poder gerar as RWB sobre o Pacífico Sul.

Resumidamente, para que ocorram os eventos de casos curtos com SAM^+ positivo, é necessário que: A QBO esteja na fase positiva do QBO^+ (*westerly*), produzindo mais ozônio na região tropical [Reed et al. \(1961\)](#), [Baldwin et al. \(2001\)](#); Fase positiva do $ENSO^+$, ventos alísios enfraquecidos e aceleração da Circulação Brewer-Dobson [Zubiaurre e Calvo \(2012\)](#), [Zhang et al. \(2015\)](#); Fase Positiva do SAM^+ , fortalecendo o VPA, gerando acúmulo de CTO em latitudes médias [Fogt et al. \(2009\)](#); Anomalias negativas de OLR (*Outgoing Longwave Radiation*) na região da Indonésia, gerando uma crista sobre a Austrália que transporta mais ozônio para as latitudes médias do HS proporcionando o "*Ozone Croissant*" [Hitchman e Rogal \(2010a\)](#). Com o aumento das quantidades de ozônio, há um desenvolvimento de anomalias de VPE em altos níveis no Pacífico leste, gerados pela conservação de vortacidade absoluta [Ndarana e Waugh \(2010\)](#); Com o VPA mais intenso, é necessário muito mais energia [Gan e DalPiva \(2013\)](#), [Reboita e Veiga \(2017\)](#), ou seja, mais ozônio em altos níveis [Rondanelli et al. \(2002\)](#), [Peters e Waugh \(2003\)](#), gerando anomalias de VPE na região da retaguarda do PSE; Esse desenvolvimento de anomalias de VPE formando os COLs [Postel e Hitchman \(1999\)](#), [Pinheiro et al. \(2017\)](#) desencadeia uma RWB anticiclônica no Pacífico próximo de $150^\circ W$ [Rivière e Orlanski \(2007\)](#), [Song et al. \(2011\)](#), [Jing e Banerjee \(2018b\)](#), que quebra o intenso VPA, liberando baixas quantidades de ozônio provenientes do polo [Newman e Randel \(1988\)](#), gerando os OMHs e aliados aos COLs, dão origem aos bloqueios dipolo no PSE.

Embora a maioria das pesquisas sobre bloqueio atmosférico no Hemisfério Sul tenha se concentrado principalmente em mecanismos adiabáticos e dinâmicos, como interações de escala, impacto da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) [Renwick e Revell \(1999\)](#), [Cavalcanti \(2000\)](#), [Wiedenmann et al. \(2002\)](#), [Oliveira et al. \(2014\)](#), um aspecto importante do início do bloqueio (ambos os hemisférios) que é pouco abordado é o papel dos processos em altos níveis. Existem evidências de que o

Figura 4.20 - Média dos eventos de bloqueio de curta e longa duração no PSE.



Média dos eventos de bloqueio (dipolo) curtos (esquerda) e longos (direita) que ocorreram na área que compreende a região Pacífico Sudeste no trimestre JJA no período entre 2000-2015. Contornos representam a altura geopotencial (dam) em 500 hPa e a CTO (sombreado - UD)

Fonte: Produção do autor.

aquecimento diabático em altos níveis pode desempenhar um papel importante no desenvolvimento (e manutenção) de eventos de bloqueio (COLUCCI, 2001; CARRERA et al., 2004; TAKEMURA et al., 2017).

A Figura 4.21, destaca a Vorticidade Potencial de Ertel (Figura 4.21a), a estabilidade estática (Figura 4.21b) e a velocidade do vento (Figura 4.21c), em 200 hPa para os eventos curtos (painel superior) e eventos longos (painel inferior). Baseado nas análises anteriores na Figura 4.20, que explanavam as relações do transporte de ozônio de regiões de baixas latitudes para latitudes médias/altas, a Figura 4.21 confirma as afirmações anteriores que os casos curtos tendem a ser mais intensos, com os campos de geopotencial com maiores gradientes, ao contrário dos casos longos que apresentam os geopotencial com configuração mais zonal. Na Figura 4.21a, um trem de ondas é notório na faixa entre 40°S-60°S com extensão desde o Pací-

fico Oeste até a região do PSE, onde a região a leste da Nova Zelândia (próximo de 180°W) é seguida de uma crista que por conservação de vorticidade absoluta, desencadeando na formação de um cavado em altos níveis, com isso, origina-se um COL em 150°W. Na região precedente ao PSE, onde o comprimento de onda entre o cavado amplificador e a crista à jusante associado ao COL ajuda a aumentar o componente meridional do fluxo, o que aumenta a probabilidade de ocorrer um evento de bloqueio, basicamente por avançar na direção polar de baixo VPE a partir dos subtropicais (KUNZ et al., 2015).

Já nos casos longos o padrão de ZW3 é mais marcado que nos casos curtos, além da configuração padrão dos máximos valores de VPE anteriores ao PSE se concentram apenas na região próxima a 150°W. Na região onde ocorrem os bloqueios a VPE é menos intensa nos longos no flanco polar do bloqueio, o que é comprovado pela Figura 4.21b, que mostra os valores de estabilidade estática menos intensos nessa região. A estabilidade estática na região próxima a tropopausa dinâmica, em ambos os casos acompanha os máximos e os mínimos de VPE Wirth (2003), refletindo seus comportamentos proporcionais. A advecção de baixa VPE da estratosfera subtropical inferior pode contribuir significativamente para o pico de estabilidade estática acima do nível de referência no caso de anticiclones (LAZEAR, 2007).

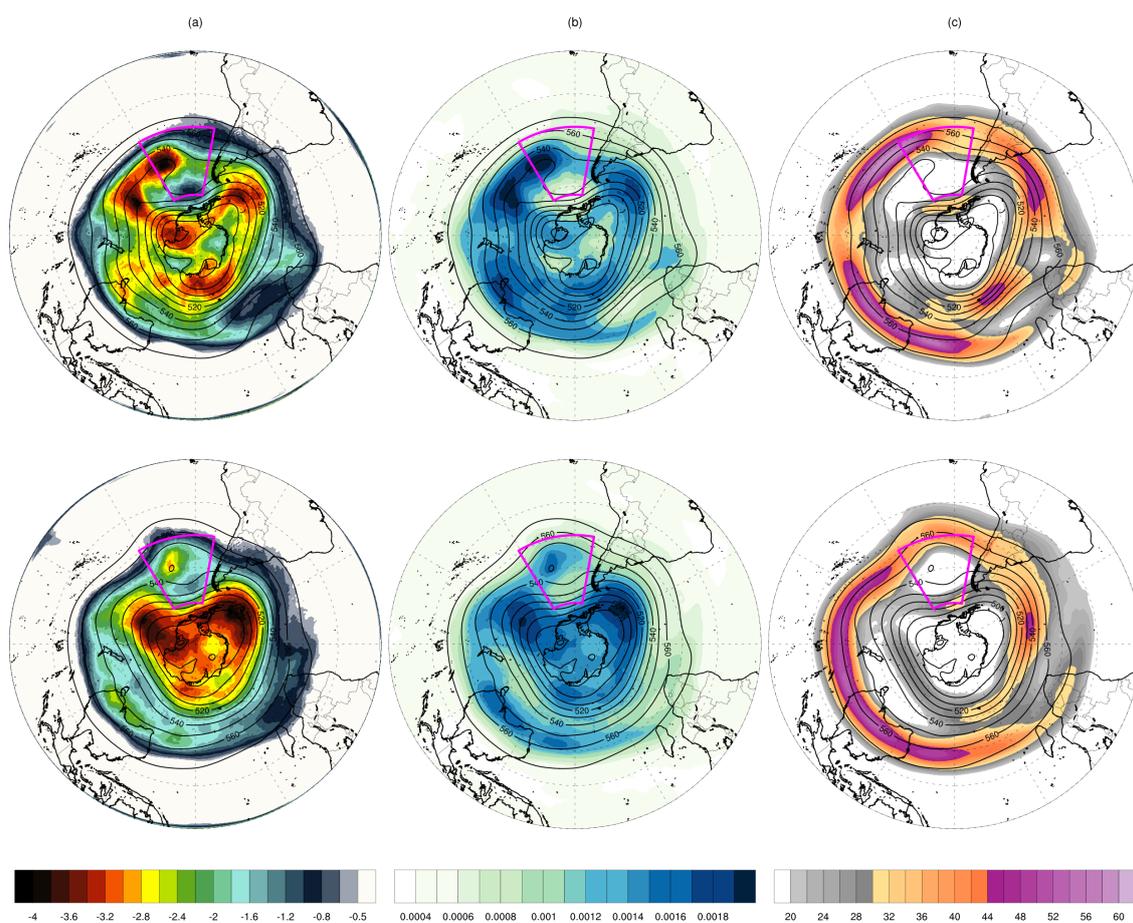
O campo da velocidade do vento (Figura 4.21c, evidência as diferenças significativas na estrutura dinâmica entre os bloqueios curtos e longos na região do PSE. Para ambos os casos, a bifurcação na retaguarda do PSE é observada, tendo nos casos curtos uma separação da corrente de jato na região onde a crista amplificada na se instala em torno de 180°W, onde isso pode ser associada as RWB anticiclônica na região do oeste do Pacífico. Essas variações são causadas por ondas de Rossby que se deslocam para o leste na região da UTLs Holton et al. (1995), por conta da passagem de uma crista amplificada que resulta na convergência do ar pobre em ozônio abaixo da tropopausa e na divergência do ar rico em ozônio acima, levando a uma diminuição na CTO (NIKULIN, 2005; CÁMARA et al., 2013; JING et al., 2020).

Essa mesma mecânica desempenha o papel principal na formação dos chamados OMHs, que estão relacionados aos bloqueios. Pode-se observar que nos casos longos a corrente de jato é contínua, com valores acima de 42 m.s⁻¹ (na faixa entre 40°S-60°S), desde o oceano Índico até a borda oeste PSE. Para os casos curtos a RWB ocorre primeiramente na região a leste da Nova Zelândia, gerando um trem de ondas desde essa região, já nos casos longos essa RWB vai ocorrer somente na região da borda do PSE. Como nos casos longos a fase do SAM é predominantemente negativa,

os vórtices polares e os anticiclones tendem a se espalhar pela estratosfera durante o inverno [Evtushevsky et al. \(2019\)](#), ao mesmo tempo, a anticiclogênese tende a aumentar à medida que o VP enfraquece. Nos casos longos, como os eventos tendem a ter mais energia nos COL e um tempo de vida menor, essas RWB são geradas devido a dissipação da energia associadas a eles ([GAN; DALPIVA, 2013](#)). Como mencionado anteriormente, nos casos curtos, que apresentam uma tendência de possuir maior energia, associado ao campo de geopotencial com inclinação mais meridional, para converter energia potencial em energia cinética, o gradiente de temperatura alterado devido a variação de ozônio, perturba a atmosfera e assim modula as RWB ([HITCHMAN; HUESMANN, 2007; HOMEYER; BOWMAN, 2013b](#)). Portanto, a intensificação do anticiclone na UTLS pode afetar potencialmente o VP, favorecendo as RWB [Guha et al. \(2016\)](#), transportando parcelas de ar com baixa VPE de baixas para altas latitudes [Postel e Hitchman \(1999\)](#), rompendo o VPA e desprendendo parcelas com baixas quantidades de ozônio [Ndarana et al. \(2012\)](#), dando origem as altas de bloqueio na região do PSE.

Os eventos de RWB podem ocorrer desde a média até a mais baixa estratosfera, contribuindo para que ocorra o transporte vertical de ozônio das baixas para as altas latitudes (média estratosfera), e associados as dobras da tropopausa na mais baixa estratosfera. A Figura 4.22, mostra um análise dos campos em 200 hPa de razão de mistura de ozônio (Figura 4.22a), temperatura potencial e umidade relativa (Figura 4.22b e 4.22c), respectivamente. Os campos da Figura 4.22, ratificam o demonstrado na Figura 4.21, onde os máximos de ozônio estão associados aos máximos de VPE e os mínimos de ozônio às regiões com baixa VPE, que são advectadas na direção polar ([HOOD et al., 1999](#)). A VPE nesta próximo a tropopausa é, portanto, mais representativo das mudanças de ozônio da coluna relacionadas ao transporte e a influências radiativas ([HOLTON et al., 1995](#)).

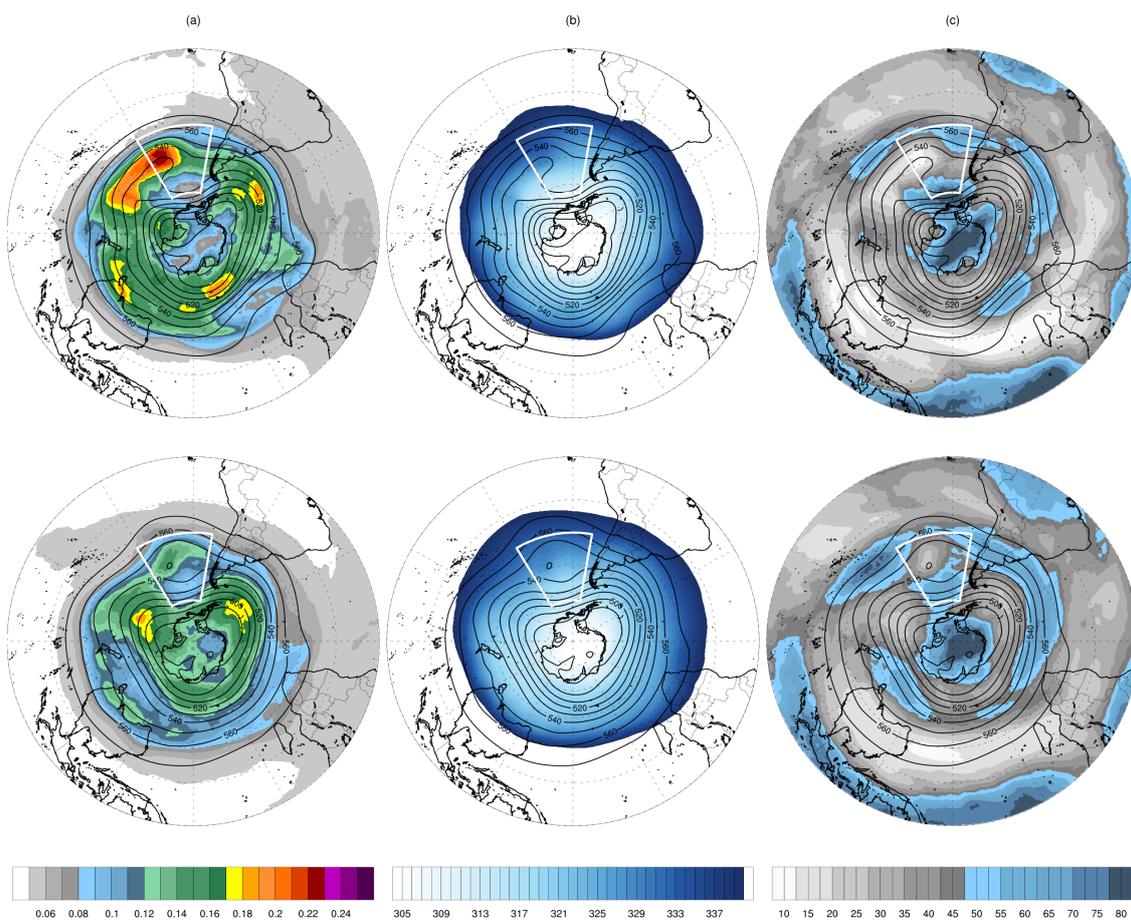
Figura 4.21 - Efeitos dinâmicos da UTLS para os eventos de curta e longa duração no PSE.



Eventos de bloqueio (dipolo) curtos (superior) e longos (inferior). Contornos (pretos) representam a altura geopotencial em 500 hPa (dam), em (a) vorticidade potencial (PVU), (b) estabilidade estática, (c) velocidade do vento (m.s⁻¹)

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.22 - Efeitos radiativos-termodinâmicos da UTLS para os eventos de curta e longa duração no PSE.



Eventos de bloqueio (dipolo) curtos (superior) e longos (inferior). Contornos (pretos) representam a altura geopotencial em 500 hPa (dam). Sombreados representam campos em 200 hPa: (a) razão de mistura de ozônio hPa (ppmv), (b) temperatura potencial (K), (c) umidade relativa (%).

Fonte: Produção do autor.

O ENOS⁺, favorece a ocorrência de trens de ondas, que por sua vez, afetam as quantidades de ozônio e conseqüentemente as STE na UTLS [Zeng e Pyle \(2005\)](#), modulando a altura da tropopausa nas latitudes médias [Ganguly e Iyer \(2014\)](#), fazendo com que sejam observadas anomalias de CTO, que alteram a distribuição vertical de ozônio, como mostrado na Figura 4.20a. Além disso, as RWB tendem a aumentar nos flancos polares dos jatos de oeste, intensificados na fase positiva do ENOS⁺, levando a uma circulação meridional mais forte impulsionada por COLs na UTLS e, portanto, causando aumentos da CTO no Pacífico Sul [Hitchman e Rogal \(2010a\)](#). A Figura 4.6, tenta demonstrar a relação do ozônio com as STE e o aquecimento radiativo na UTLS, onde a Figura 4.6a e Figura 4.6c representam os casos curtos e Figura 4.6b e Figura 4.6d os casos longos.

Nota-se os jato polar e jato subtropical, posicionados ligeiramente mais ao sul próximo da base, nos eventos curtos em relação aos eventos longos, o que de certa forma é coerente com o encontrado no período de ENOS⁺ [Gallego et al. \(2005\)](#), [Zimmermann \(2017\)](#). Entretanto o jato polar, em altos níveis nos casos curtos, ocupa uma área que cobre desde 77°S até 45°S, enquanto o jato polar dos casos longos se limita entre 74°S e 50°S. As intrusões na direção equatorial ocorrem frequentemente durante os eventos de dobra da tropopausa próximos a 330 K [Hood et al. \(1999\)](#), associados aos fluxos ageostróficos próximos as correntes de jato ([UCCELLINI; KOCIN, 1987](#); [GAN; DALPIVA, 2013](#)). O $\nabla \cdot \vec{Q} > 0$, indica a intrusão de ar estratosférico para os casos de bloqueios curtos e longos [Beekmann et al. \(1997\)](#), [Eibern et al. \(1998b\)](#), tendo nos casos curtos uma área maior do $\nabla \cdot \vec{Q}$ divergente, além na região de dobra da tropopausa entre 30°S-45°S, carregando ar rico em ozônio da alta/média estratosfera para a região da UTLS.

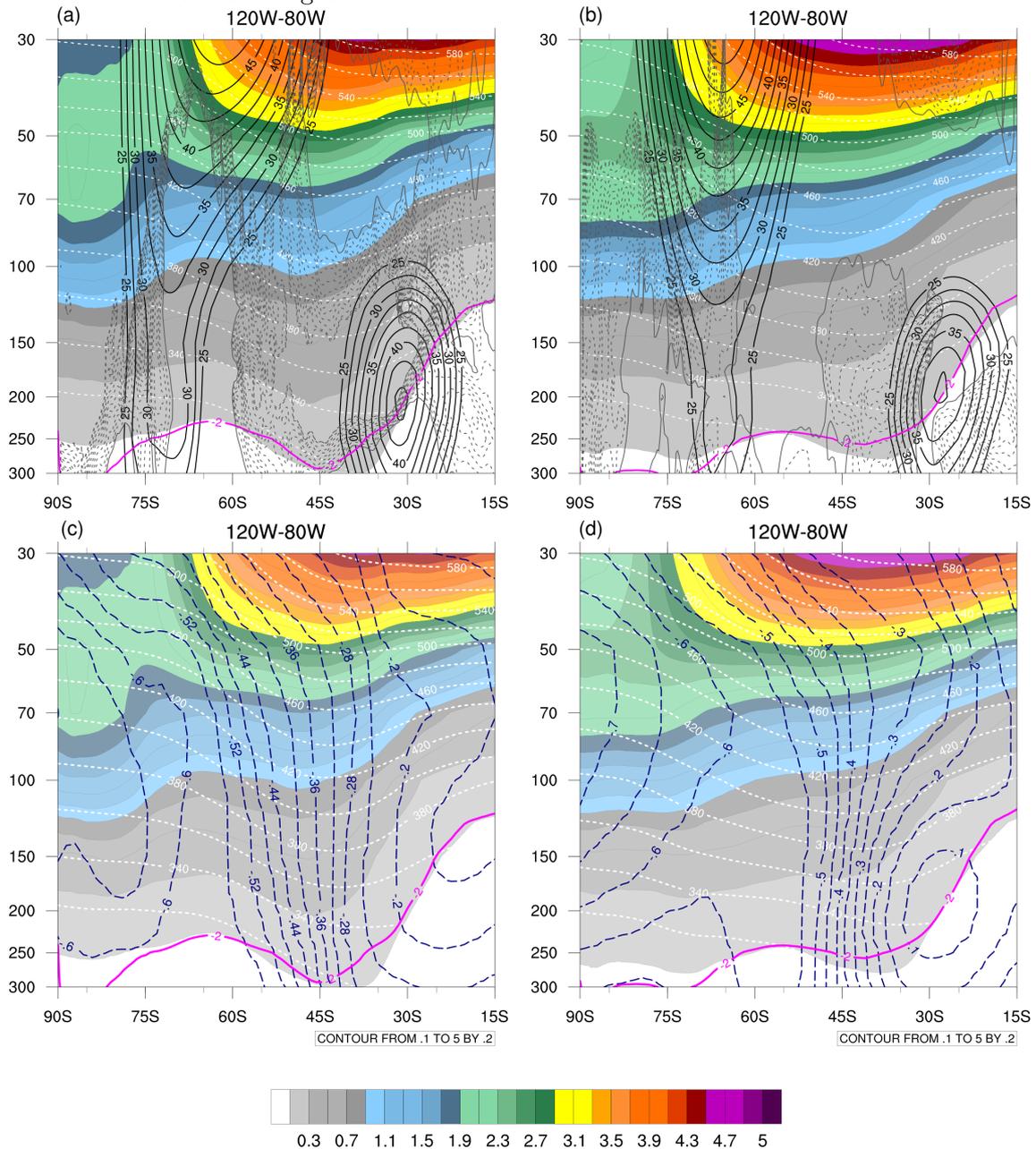
Os processos diabáticos nas dobras da tropopausa induzidas por COLs, são mecanismos importantes para o transporte de ozônio na dobra da tropopausa ([OLSEN et al., 2004b](#)). Mesmo nos casos longos, onde o padrão de intrusão de ozônio na região da retaguarda do jato subtropical, ainda sim apresenta uma marcação mais suavizada que nos casos curtos. Essas dobras ocorrem na região dos COLs, onde segundo [Gan e DalPiva \(2013\)](#). A contribuição dos componentes ageostróficos longitudinais ou ao longo do fluxo para a divergência dentro padrões vale-crista, discutem as prováveis contribuições dos componentes ageostróficos transversais nas regiões de entrada e saída das correntes de jato para os COLs e altas de bloqueio. Quando essas intrusões, ocorrem nas regiões de RWB (anticiclônicas ou ciclônicas) em superfícies isentrópicas conectam a troposfera subtropical em níveis superiores com a mais baixa estratosfera extratropical, resultando em uma região de trocas de parcelas de ar bidirecional

troposférico e estratosférico (MCINTYRE; PALMER, 1984; GETTELMAN; SOBEL, 2000; SHEPHERD et al., 2000; SHEPHERD, 2007).

A região de entrada de jato é marcada por um componente ageostrófico transversal direcionado para o lado de cisalhamento ciclônico do jato (MOORE, 2005). Este componente representa o ramo superior de uma circulação transversal direta que converte a energia potencial disponível em energia cinética para parcelas acelerando no jato (GAN; DALPIVA, 2013). A circulação direta é marcada pelo movimento ascendente (afundamento) no lado anticiclônico ou quente (ciclônico ou frio) do jato (comparando a Figura 4.21 com Figura 4.22. Em contrapartida, na região da saída do jato os componentes ageostróficos na troposfera superior são direcionados para o lado de cisalhamento anticiclônico, mostrando um padrão circulação transversal indireta, convertendo energia cinética em energia potencial disponível, conforme as parcelas desaceleram na saída do jato (UCCELLINI; KOCIN, 1987). Isso concorda com o padrão encontrado nas linhas de superfícies isentrópicas (θ_{cte} , apresentam um abaulamento das linhas, onde é a região de intrusão de ar estratosférico (rico em ozônio) na direção da troposfera.

Na região que ocorre as RWB anticiclônicas, próximo a 60°S, percebe-se uma tropopausa mais acentuada nos casos curtos, por conta da mais forte injeção de VPE anticiclônica McCormack e Hood (1997), Steinfeld e Pfahl (2019), com uma crista mais amplificada que favorece o levantamento da tropopausa e inserindo ar troposférico. Coerentemente, na Figura 4.6, esta região é onde o $\nabla \cdot \vec{Q} < 0$, ou seja, os movimentos são ascendentes nestes níveis da atmosfera. Na Figura 4.6c e 4.6d, são mostrados os campos de tendência de temperatura (K) devido a radiação de onda longa. Em função de uma maior energia dos casos curtos, a região de maior gradiente nos casos curtos abrange uma área maior entre 200-50 hPa na zona entre 40°S-60°S, nos casos longos essa região é mais estreita em latitudes e de menor amplitude vertical 200-70 hPa, mesmo tendo maiores quantidades de razão de mistura de ozônio presentes na altitude referente a 30 hPa. O maior aquecimento radiativo é plausível que ocorra por conta dos jatos subtropical e polar estarem mais intensos nos casos curtos, observando o padrão do $\nabla \cdot \vec{Q} > 0$ (movimento descendente), que é mais intenso que nos casos longos (MING et al., 2016).

Figura 4.23 - Acoplamento na UTLS devido a taxa de aquecimento radiativo para casos curtos e longos.



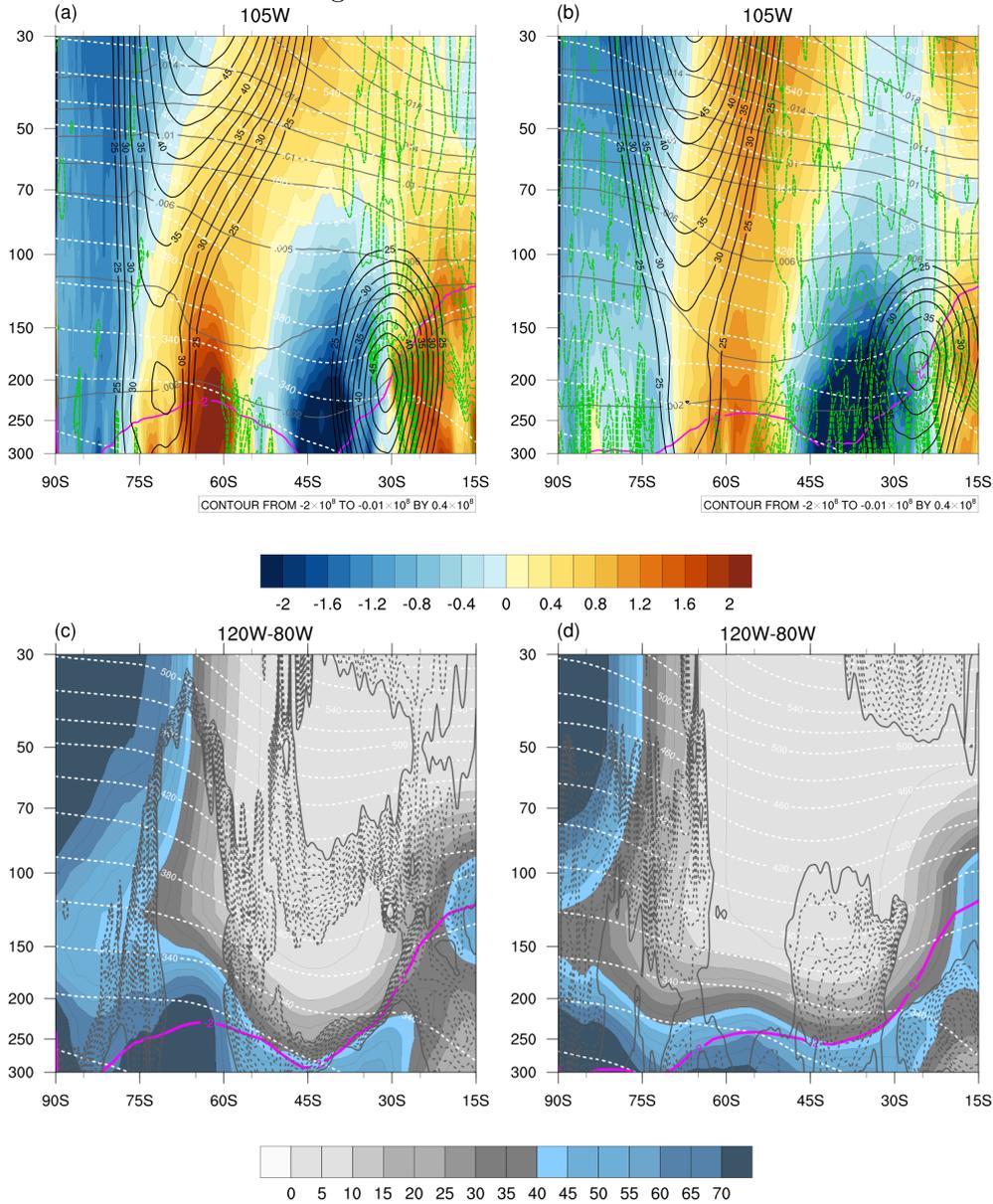
Corte vertical (média entre 120°W-80°W) para casos curtos (coluna esquerda) e casos longos (coluna direita) de eventos de bloqueio (dipolo) na região do PSE. O sombreado representa a razão de mistura de ozônio (ppmv), as linhas tracejadas brancas mostram a temperatura potencial (superfícies isentrópicas θ_{cte} em K), a tropopausa dinâmica em -2 PVU (linha rosa). Nas figuras (a) e (b) as linhas pretas contínuas mostram a componente zonal do vento (ms^{-1}) e o contorno cinza pontilhado representa os valores positivos da $\nabla \cdot \vec{Q} > 0$ ($10^{-15} \text{ms}^{-1} \text{kg}^{-1}$). A taxa de aquecimento radiativo é representada por (c) e (d) tendência de temperatura devido a radiação de onda longa (linhas tracejadas azuis).

Fonte: Produção do autor.

Os campos de vorticidade relativa ciclônica e anticiclônica são importantes para explicar o aquecimento estratosférico, bem como as dobras da tropopausa, ampliações de cristas e RWBs (WIRTH, 1995; LAZEAR, 2007; KNIPPERTZ; MARTIN, 2007; CHAGNON et al., 2013). As Figura 4.6a, e Figura 4.6b, mostram o campo de vorticidade relativa (corte em 105°W), associado ao perfil vertical de estabilidade estática e fluxo de massa, as Figuras 4.6c e 4.6d, mostram a seção vertical de umidade relativa. Os valores positivos de vorticidade relativa na Figura 4.6a e 4.6b, na região entre 60°S-75°S indicam a presença de vorticidade anticiclônica associados à alta de bloqueio. Em ambos os casos, a intensidade da região de vorticidade ciclônica (negativa) na faixa entre 30°S-45°S é muito semelhante, com valores abaixo de -2 PVU, o que indica que estas anomalias são geradas pelas variações de ozônio nessa região, gerando intensos gradientes de temperatura, que por sua vez vão dar origem aos COLs no flanco equatorial dos bloqueios Fuenzalida et al. (2005), Iwabe (2008), Ndarana e Waugh (2010), Pinheiro et al. (2017), resultando numa dobra da tropopausa e conseqüentemente na intrusão de ar estratosférico rico em ozônio. Na Figura 4.6c, para os casos curtos, se comparados com a Figura 4.6a, a intrusão de ar estratosférico nessa região (onde posicionam-se os COLs de bloqueio), é observada uma língua descendente de ar seco estratosférico na máxima acentuação da tropopausa (que claramente divide o ar seco e quente da estratosfera do ar frio e úmido da alta troposfera Cox et al. (1997), confirmados pelo fluxo descendente da divergência do $\nabla \cdot \vec{Q} > 0$ (HOLTON; STALEY, 2004; DELDEN; NEGGERS, 2003).

Um fato importante a ser considerado nos eventos curtos e longos, é que os contornos de estabilidade estática em ambos os casos se mantém bem pronunciado (Figuras 4.6a e Figuras 4.6b). Esse fato se dá por conta da injeção de vorticidade relativa anticiclônica na região da UTLs entre 60°S-75°S Steinfeld e Pfahl (2019), Kunkel et al. (2019), onde esse ar que é inserido da alta troposfera em direção a baixa/média estratosfera (chegando até a alta estratosfera), faz com que a estabilidade estática seja "puxada" pra baixo, por conta do ar frio que é inserido nessa região (WIRTH, 2000; HITCHMAN; HUESMANN, 2007). Como a estabilidade estática é perturbada na região anticiclônica, à jusante desta alta, há um movimento do ar estratosférico em direção a alta troposfera adquirindo vorticidade ciclônica, num mecanismo de compensação da menor estabilidade estática da troposfera, através da conservação da vorticidade potencial isentrópica (STOHL et al., 2003).

Figura 4.24 - Acoplamento bidirecional na UTLS devido à umidade e estabilidade para casos curtos e longos.



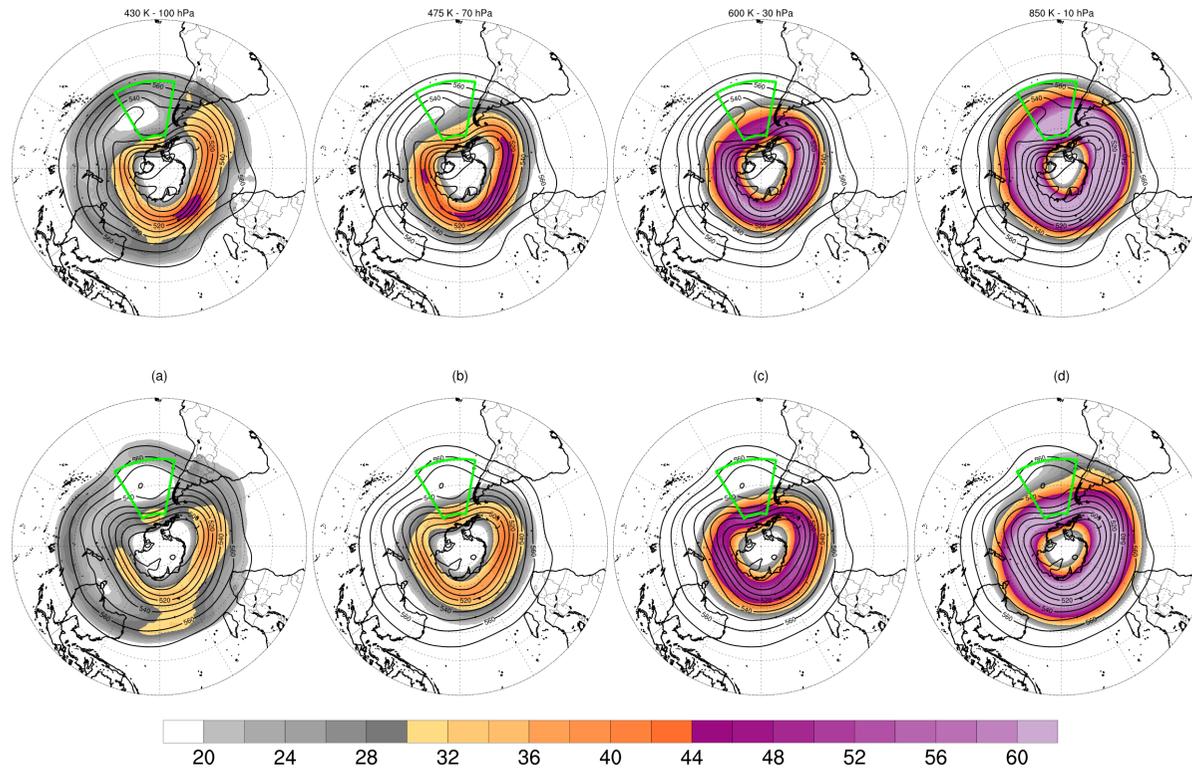
Eventos de curta duração nos painéis esquerda (a e c) e longa duração nos painéis direita (b e d). Linhas tracejadas brancas mostram a temperatura potencial (θ_{cte} em K), a tropopausa dinâmica em -2 PVU (linha rosa). Painel superior (a) e (b) representa o corte vertical em 105°W, a vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}) (sombreado), estabilidade estática (K.Pa^{-1} - linhas cinzas contínuas) e linhas verdes tracejadas representam o fluxo de massa descendente ($\text{KgKm}^{-2}\text{dia}^{-1}$). Painel inferior (c) e (d) mostra o corte vertical (entre 120°W-80°W) onde o sombreado representa a umidade relativa e o contorno cinza pontilhado representa os valores positivos da $\nabla \cdot \vec{Q} > 0$ ($10^{-15} \text{ ms}^{-1} \text{ kg}^{-1}$).

Fonte: Produção do autor.

Na estratosfera, os tipos de eventos de RWB são sensíveis ao campo de vento zonal, acompanhadas pelo transporte de ozônio em médias latitudes (ABRETON; TYSON, 1995). A Figura 4.25, mostra no painel superior os eventos curtos e no painel inferior os eventos longos, onde é mostrada a corrente de jato estratosférico em quatro diferentes níveis em superfícies isentrópicas (a) 430 K, (b) 475 K, (c) 530 K e (d) 600 K. Nitidamente, quanto mais alto na estratosfera, maior a velocidade do vento, concordando com as Figuras 4.6a e 4.6b

Dentro da região de RWB que ocorrem na direção do equador, ou seja, RWB ciclônicas, os longos cavados, que darão origem aos COLs injetam altas quantidades de VPE e ar rico em ozônio em direção as latitudes mais baixas são favorecidas nos flancos ciclônicos dos jatos, ou seja, quando os ventos são mais fortes no equador lado (HOOD et al., 1999; JING; BANERJEE, 2018a). Assim, conseqüentemente, onde o cisalhamento do vento meridional se configura como anticiclônico, os eventos de RWB transportam quantidades significativas de ar troposférico superior de baixa latitude em latitudes médias (ou seja, dos trópicos na direção polar), a mais baixa estratosfera (*lowermost stratosphere*) tende a dominar. Os sinais da bifurcação são notados nos níveis mais baixos da estratosfera, por conta do jato subtropical se estender (seu topo) até a mais baixa estratosfera. Postel e Hitchman (1999) afirmam que, os jatos ao perderem intensidade quando os ventos de oeste enfraquecem, havendo uma tendência de que essas ondas de Rossby ganhem uma maior amplitude, o que favorece a chance de quebras na tropopausa. Portanto, um cisalhamento vertical do vento, pode ser um indicativo para as RWB, o que causa uma redistribuição dos conteúdos de ozônio que penetram na troposfera ou estratosfera havendo as STE.

Figura 4.25 - Velocidade do vento ao longo do vórtice polar estratosférico para os eventos de curta e longa duração no PSE.



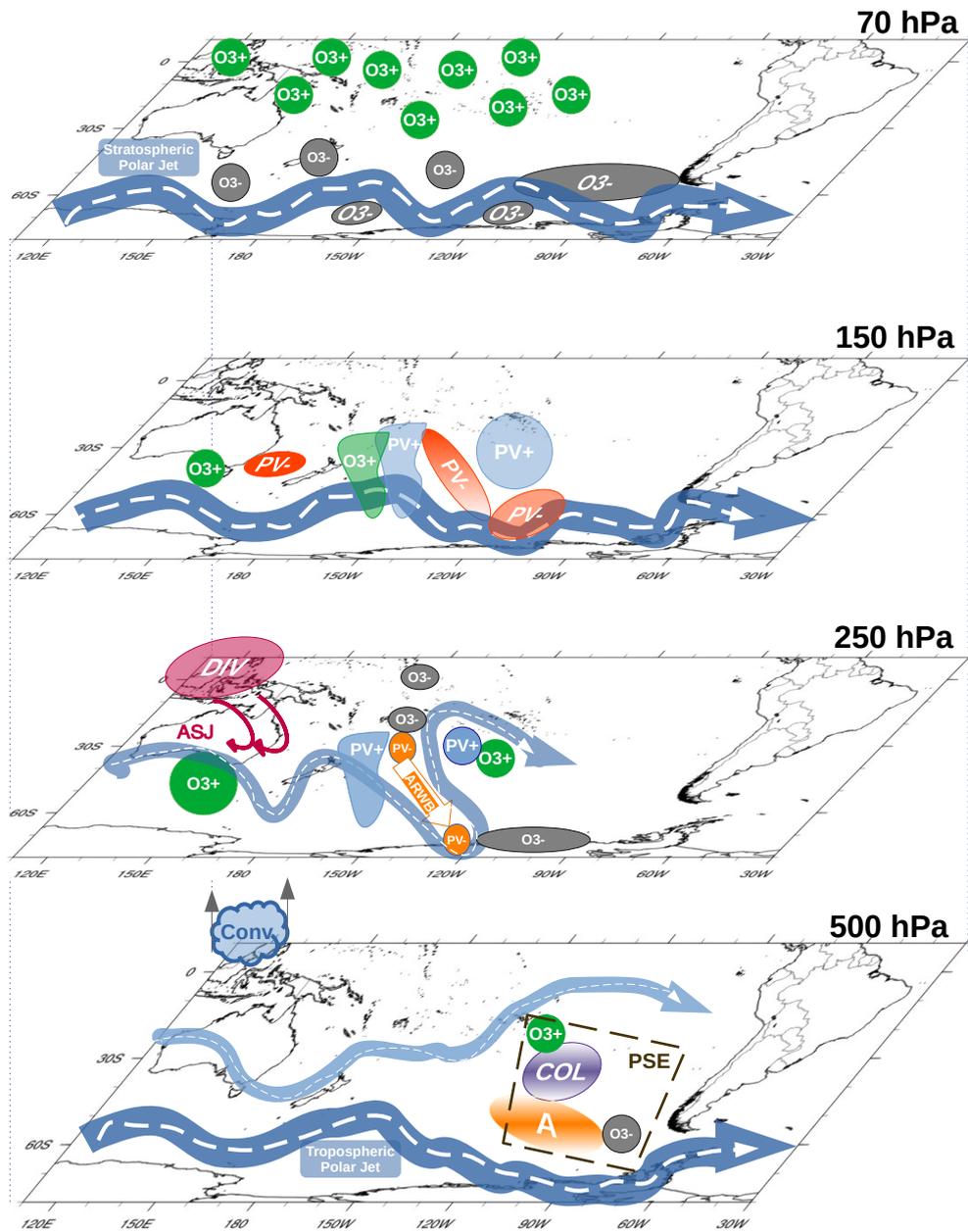
Eventos de bloqueio (dipolo) curtos (superior) e longos (inferior). Contornos (pretos) representam a altura geopotencial em 500 hPa (dam), em velocidade do vento (m.s^{-1}) em superfícies isentrópicas (a) 430 K, (b) 475 K, (c) 530 K e (d) 600 K.

Fonte: Produção do autor.

No inverno austral, nos meses analisados (JJA) há uma significativa teleconexão dos conteúdos de ozônio com os sistemas de bloqueio no PSE, onde essa conexão se inicia no Oceano Índico podendo desencadear no "rompimento" do fluxo padrão do Vórtice Polar Antártico, liberando massas de ar pobre em ozônio, intensificando as altas de bloqueio, associadas aos Cut-off Lows (COLs) transitórios em médias latitudes. Essa teleconexão é demonstrada a partir da convecção na região da Indonésia, passando pelo transporte meridional de ozônio produzido na região equatorial em direção aos subtropicais, podendo chegar até os extratropicais através do Jato Australiano, desenvolvendo os COLs até desencadear na *Anticyclonic Rossby Wave Break* (Quebra Anticiclônica da Onda de Rossby) no Pacífico Sudeste.

Os processos de acoplamento na UTLS (Upper Troposphere and Lower Stratosphere) são de extrema significância para o entendimento da circulação em níveis inferiores da atmosfera. Na Figura abaixo, é explanado um esboço de um modelo conceitual, do impacto da variabilidade do ozônio na baixa estratosfera nos sistemas meteorológicos na alta troposfera.

Figura 4.26 - Representação de um modelo conceitual das trocas de ar na UTLS e o impacto na formação dos bloqueios no PSE.



Esquemática dos processos que antecedem a formação dos eventos dos bloqueios no PSE.

Fonte: Produção do autor.

4.7 Conclusões preliminares

O presente capítulo teve como objetivo identificar os padrões associados às trocas de massas de ar de ozônio na região da UTLS, e a sua relação com os bloqueios atmosféricos (dipolo) na região do PSE. Foram avaliados 19 (dezenove) eventos de bloqueio dipolo entre 2000 e 2015, no inverno austral (trimestre JJA). Para descrever os processos que ocorrem no acoplamento estratosfera-troposfera, fluxo de massa e taxas de aquecimento e resfriamento radiativo em altos níveis da atmosfera foram avaliados. Utilizando os dados atmosféricos da reanálise ERA5 (descrita na Seção 3.2.2 da Seção 3 - que se mostrou ser a reanálise com os menores vieses com relação aos dados observados), analisou-se o ambiente dinâmico e termodinâmico dos processos que envolvem a relação entre o ozônio na UTLS e a formação dos bloqueios atmosféricos no PSE.

O padrão de distribuição da CTO chamado de "*croissant*", é observado em mais de 90% dos eventos de bloqueio no PSE, favorecidos pelo transporte de ozônio das regiões da baixa estratosfera tropical ao redor das bordas dos anticiclones até o máximo de ozônio (região de latitudes médias). Os campos de CTO foram comparados com as regiões onde se configuram as altas de bloqueio, situadas no flanco polar do sistema, e também as baixas pressões no flanco equatorial do sistema. Essas comparações mostraram que os campos de baixas quantidades de CTO são acompanhados das regiões de altas pressões e as regiões de altas concentrações da CTO, são acompanhadas por baixas pressões.

Na análise das componentes principais e da variância explicada nos casos no PSE, foi constatado que, a partir de uma defasagem dos conteúdos de ozônio com relação aos campos de geopotencial, notou-se que a defasagem da correlação e a significância estatística, corroboram para a hipótese de que primeiro há uma perturbação ou variação no campo de ozônio na região da UTLS, e logo após ocorre a resposta no campo de geopotencial em 200 hPa e 500 hPa. Com isso, observou-se que a intrusão de ar estratosférico na UTLS é caracterizado por anomalias de vorticidade potencial e uma alta concentração de ozônio transportada da baixa estratosfera para a alta troposfera, observada através da contribuição do vetor $\vec{Q} > 0$, em decorrência da circulação ageostrófica transversa, impactando na coluna atmosférica, na região das baixas pressões que se estendem do Pacífico central até o PSE. Através da análise da tropopausa dinâmica e baseada no conteúdo de ozônio na coluna atmosférica, as anomalias de vorticidade potencial (positivas/negativas) coincidiram com regiões com as maiores/menores quantidades da coluna de ozônio, associadas às regiões

de baixas/altas pressões resultando em diminuição/aumento da altura geopotencial com fluxo descendente/ascendente, favorecendo a intrusão/injeção de ar estratosférico/troposférico na direção da troposfera/estratosfera superior/inferior. Na região do bloqueio atmosférico, anomalias positivas de temperatura, nos níveis mais altos são observados e estão associados a taxas de radiação aquecimento/resfriamento devido às variações do ozônio na estratosfera/troposfera.

Os modos de variabilidade climática, (ENSO, QBO e SAM), corroboram para que estes eventos estejam em consonância com os padrões atmosféricos encontrados nos eventos de bloqueio. Nos eventos de bloqueio do tipo longos, há um deficit de ozônio na região de produção de ozônio, associados a fase negativa *westely* da QBO, a fase neutra do ENSO e negativa do SAM (jatos mais enfraquecidos, permitindo o transporte de altas latitudes para baixas latitudes). Em contrapartida, nos eventos curtos, mas intensos e mais energéticos, o oposto dos eventos longos é registrado.

5 ESTUDO NUMÉRICO DOS EFEITOS DINÂMICOS E RADIATIVOS DO OZÔNIO ESTRATOSFÉRICO NOS BLOQUEIOS ATMOSFÉRICOS

5.1 Introdução

A região da estratosfera é uma fonte importante de variabilidade para o tempo e o clima na superfície da Terra em escalas de tempo de dias, semanas a décadas (DANIELSEN, 1968; SHEPHERD et al., 2000). No contexto geral, a relação entre a variabilidade dos fluxos gerados pelo aquecimento/resfriamento estratosférico, e os seus impactos nos sistemas meteorológicos na troposfera, são melhor abordados durante os aquecimentos repentinos da estratosfera - do inglês - *Sudden Stratospheric Warming* (SSW) (DOMEISEN; BUTLER, 2020).

Por evoluir mais lentamente que a troposfera, a circulação estratosférica pode contribuir na previsibilidade da superfície Gettelman et al. (2011), devido ao acoplamento entre estratosfera e troposfera Reiter (1975), Thompson et al. (2005), Baldwin e Thompson (2009), influenciando em eventos extremos Kang et al. (2013), como por exemplo os bloqueios atmosféricos (WOOLLINGS et al., 2010). Acredita-se que existem relações entre as perturbações estratosféricas e os bloqueios atmosféricos, associadas ao ozônio, estudados no HN por Barriopedro (2010), Sitnov e Mokhov (2015), Davini et al. (2014a), Steinbrecht et al. (2017), e no HS investigado por (WOOLLINGS et al., 2010) e (DENNISON et al., 2016).

Atualmente, mesmo com avanços no desenvolvimento da dinâmica e das parametrizações físicas, a habilidade dos modelos de previsão de tempo em prever bloqueios é baixa. Os modelos de previsão de tempo os bloqueios atmosféricos, em ambos os hemisférios Scaife et al. (2010), Rodwell et al. (2013), por isso os bloqueios são um grande desafio da modelagem numérica global (SCHIAMANN et al., 2017; WOOLLINGS et al., 2018). Diversos de padrões de fluxo usados para definir o bloqueio traz uma previsão de uma variedade de mecanismos que são dinamicamente importantes para bloqueios em desenvolvimento (WOOLLINGS et al., 2018). Primeiramente, a condição inicial da atmosfera e alguns processos físicos e dinâmicos devem ser bem representados nos modelos para que possa prever com precisão todos os eventos de bloqueio. Em um segundo momento, não existe uma teoria dinâmica completa para o início e manutenção de bloqueios e quais os processos estão contribuindo para o erro de previsão. No entanto, sabe-se de alguns recursos que podem melhorar a representação dos bloqueios em modelos atmosféricos, como por exemplo, melhorar a resolução vertical do modelo Lindzen e Fox-Rabinovitz (1989), remover vieses sistemáticos

do modelo [Schiemann et al. \(2017\)](#) e melhorar a parametrização dos processos de subgrade ([JUNG et al., 2010](#)). Finalmente, muitos dos mecanismos conhecidos associados ao início e manutenção do bloqueio também são fontes conhecidas de incerteza do modelo. Por exemplo, os processos diabáticos que envolvem COLs demonstram contribuir substancialmente para eventos de bloqueio ([PFAHL et al., 2015](#)).

Os bloqueios dipolo são basicamente compostos por: uma baixa pressão em altos níveis no flanco polar e uma alta de bloqueio na região polar do sistema ([REX, 1950a](#); [REX, 1950b](#); [MARQUES, 1996](#)). Na região à oeste da América do Sul, no Pacífico Central e Sudeste, os COLs por serem essencialmente distúrbios de níveis superiores, são impactados pelas mudanças repentinas nas concentrações dos conteúdos de ozônio ([RONDANELLI et al., 2002](#); [NDARANA](#); [WAUGH, 2010](#)), e como discutido na Seção 4.4.3, acabam desencadeando a amplificação de cristas que geram as RWB à jusante destes COLs, e formando as altas de bloqueio. Entretanto, muitos são os motivos que dificultam a ligação das variações de ozônio na estratosfera e os sistemas de bloqueio no HS. Mesmo conhecendo a mais atualizada climatologia dos bloqueios no PSE [Mendes et al. \(2019\)](#), estes sistemas tendem a ocorrer em diferentes pontos, e geralmente ocorrendo por diversas vezes durante uma mesma temporada. Portanto, existe dificuldade na previsibilidade de localização dos bloqueios ligados a aquecimentos repentinos e o intervalo de tempo de ocorrência.

Uma melhor compreensão do acoplamento vertical entre estratosfera e troposfera, aliado à experimentos em modelos numéricos de tempo e clima, favorecem as predições de eventos extremos em escalas de tempo, semanas e subsazonais, em termos de magnitude dos eventos, período, frequência, localização e intensidade. Com isso, através de uma melhor compreensão deste acoplamento estratosfera-troposfera, é possível associar eventos extremos na troposfera com as forçantes estratosféricas.

5.2 Dados e metodologia

Nesta seção, é apresentada a base de dados e a metodologia empregada para as análises do estudo experimental, baseado no encontrado na Seção 4 e Seção 3.

5.2.1 Dados

Foi utilizado o conjunto de dados da reanálise ERA5 [Hersbach et al. \(2018b\)](#), [Hersbach et al. \(2020\)](#), para a inicialização dos experimentos no modelo BAM, utilizando como de condições iniciais temperatura, altura geopotencial, componente zonal e meridional do vento, umidade específica, além das condições de contorno como o ozônio, temperatura da superfície do mar, cobertura de gelo marinho e pressão à superfície. O ERA5 foi produzido usando a assimilação de dados 4DVar em CY41R2 do *Integrated Forecast System* (IFS) da ECMWF, com 137 níveis de σ -p (modelo) híbridos na vertical, com o nível superior em 0,01 hPa. Os dados do ERA5 utilizados aqui são de resolução global, onde a resolução temporal considerada foi de 6h, resolução espacial de aproximadamente 30 km (0.25°x 0.25°), com 37 (trinta e sete) níveis (de pressão) na vertical que compreendem o intervalo de 1000 hPa até 1 hPa.

Como visto no Capítulo 3, a escolha da base de dados referente a condições iniciais e as condições de contorno foi definida em função da análise da concentração de ozônio nas reanálises, onde a reanálise ERA5 mostrou os menores vieses com relação aos dados observados. Assim, a base de dados da reanálise ERA5 foi utilizada no experimentos. Além disso, também priorizou-se trabalhar com as concentrações de ozônio prescritas (observadas) e não oriundos de um modelo com interação química da estratosfera, ao passo que utilizando desta metodologia, evita-se a inserção de erros provenientes do acoplamento da química com a alta atmosfera.

5.2.2 Metodologia

5.2.2.1 Desenho experimental do estudo numérico

Para as avaliações dos experimentos numéricos foram selecionados quatro eventos, dos dezenove avaliados no Capítulo 4. Estes eventos foram selecionados baseando-se no encontrado na Seção 4.5, onde os campos de anomalia zonal de geopotencial [Cavalcanti et al. \(2002\)](#), mostraram os eventos curtos e longos, intensos e médios. Com isso, definiu-se que os experimentos seriam divididos em duas categorias, onde dois experimentos de eventos curtos e 2 experimentos dos casos de longa duração, Os mesmos foram escolhidos de acordo com as maiores e menores anomalias de média zonal do geopotencial dos eventos de bloqueio no PSE. Os eventos são classificados

por Curto Intenso (CI), Curto Médio (CM), Longo Médio (LM) e Longo Intenso (LI).

O intuito de selecionar eventos intensos e eventos próximos das médias observadas, serviu para avaliar as diferenças no impacto do ozônio na formação dos sistemas de bloqueio no PSE, a partir do *feedback* direto (radiativo). A Tabela 5.1, mostra as datas dos eventos simulados, bem como sua duração e tempo de integração.

Tabela 5.1 - Informações dos eventos de bloqueio simulados no BAM, em que CI, CM, LM e LI, representam respectivamente os eventos Curto Intenso, Curto Médio, Longo Médio e Longo Intenso.

Evento	Intensidade	Duração	Onset	Integração
caso 04	CI	5 (dias)	11/08/2002	12 (dias)
caso 11	CM	7 (dias)	27/06/2008	12 (dias)
caso 13	LM	10 (dias)	01/06/2009	12 (dias)
caso 14	LI	16 (dias)	01/06/2012	12 (dias)

Fonte: Produção do autor.

A estrutura da configuração dos experimentos, foi através de previsão por *ensemble*, onde os campos de ozônio de cada evento foram perturbados, a partir da média de cada classe dos eventos, ou seja, média do campo de ozônio nos casos curtos e longos. Com isso, as perturbações foram de acordo com variações dos desvios padrões (dp) no campo de perfil de ozônio (em todos os níveis verticais da atmosfera), onde estas variações tiveram além de um grupo controle (CTRL) com 0dp (zero desvio padrão), outras 5 condições iniciais para o campo de ozônio para cada evento de bloqueio, variando cada simulação em $\pm 1dp$, $\pm 2dp$, $\pm 3dp$, $\pm 4dp$, $\pm 5dp$ e CTRL. Portanto, cada experimento, em cada um dos quatro eventos da Tabela 5.1, é dado de 1 a 5 desvios padrões mais o experimento CTRL.

A seguir é apresentado o desenho experimental das simulações utilizando o modelo BAM, que possibilitam identificar a influência dos padrões físicos e dinâmicos da variabilidade do ozônio estratosférico, nos eventos de bloqueios atmosféricos. As quantidades analisadas foram decompostas em coeficientes espectrais com truncamento triangular de onda zonal de número 299 e 64 níveis σ -p na vertical (TQ0299L064, com ~ 45 km de resolução horizontal próximo à linha do Equador). Para a integração no tempo é usado o método semi-implícito Euleriano e core dinâmico usado foi o

Euleriano. O tipo de grade usado foi reduzida e quadrática para o pós-processamento das previsões (900×450 pontos de grade horizontal). Mais detalhes sobre o núcleo dinâmico, os processos de superfície, microfísica de nuvens, esquema de radiação e convecção implementados no BAM podem ser encontrados em [Figueroa et al. \(2016\)](#).

Nos experimentos apresentados a seguir, foi utilizado a configuração do modelo BAM, mostrado na Tabela 5.2.

Tabela 5.2 - Configurações do Brazilian Global Atmospheric Model (BAM) para a discussão dos experimentos. Os eventos são classificados quanto à intensidade e duração. Eventos Curto Intenso(CI), Curto Médio (CM), Longo Médio (LM), Longo Intenso (LI).

Parametrização	Nome	Referência
Resolução do modelo	Espectral	Euleriano
Resolução espacial	TQ299L64	Exp-CI Exp-CM Exp-LM Exp-LI
Convecção rasa	TIEDTKE	Tiedtke (1989)
Convecção profunda	ARAKAWA-SCHUBERT Simplificada	Han e Pan (2011)
Radiação onda curta	CLIRAD	Chou e Suarez (2001)
Radiação onda longa	CLIRAD	Chou e Suarez (2001)
Microfísica de nuvens	MORISSON	Morrison et al. (2005)
Superfície	IBIS-2.6 -CPTEC	Kubota (2012)
Camada limite	PARK	Park e Bretherton (2009)
Arrasto de ondas de gravidade	GMB	Kim e Doyle (2005)
Fluxos Oceano-Atmosfera	UKMET	Wilson e Ballard (1999)

Fonte: Produção do autor.

5.2.2.2 Avaliação estatística dos conjuntos

Esta seção apresenta uma metodologia para a avaliação dos experimentos numéricos de forma estatística. Como ferramenta, os índices estatísticos podem auxiliar nas análises. A avaliação das previsões, a partir das perturbações dos campos diários de ozônio foi com base em algumas métricas estatísticas, como por exemplo, análise do conjunto médio, diferenças absolutas e diferenças relativas entre os membros e o experimento controle, do test-t *Student*. Para mensurar a qualidade e eficácia das previsões dos conjuntos, é necessário levar em conta informações importantes que podem ser geradas a partir deste tipo de previsão. As métricas analisadas aos conjuntos são:

- **Conjunto médio:** O cálculo do conjunto médio é a forma mais simplificada para se obter as previsões do conjunto e consiste em calcular a média das previsões considerando que a probabilidade de ocorrência será a mesma para todos os membros do conjunto. O cálculo para os pontos de grade do modelo é dado por:

$$EM_j = \frac{1}{N} \sum_i^N F_j^i \quad (5.1)$$

em que N é o número total dos membros do conjunto e F_j^i são as previsões de cada membro. Em uma aproximação determinística, a análise do conjunto médio é considerado como uma boa estimativa da atmosfera futura, especialmente para previsão de médio prazo.

- **Test t-Student:** Para verificar se as diferenças entre as simulações dos casos de bloqueio atmosférico e o controle são significativas estatisticamente, se utilizará o test-t *Student*, ou simplesmente teste-t (WILKS, 2006). O test-t *Student* é um teste de hipótese que usa conceitos estatísticos para rejeitar ou aceitar a hipótese de igualdade de médias entre duas amostras com distribuição Normal (Gaussiana). Este teste pode auxiliar a avaliar a significância estatística da relação entre os experimentos e o controle, assumindo que a diferença entre as médias de cada amostra, a variância das (S) e são os graus de liberdade ($n - 1$), dependentes do tamanho das amostras (n). A fórmula utilizada é:

$$t = \frac{\overline{X}_1 - \overline{X}_2}{\sqrt{\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}}} \quad (5.2)$$

Onde \overline{X}_1 e \overline{X}_2 representam o valor médio, já n_1 e n_2 são os números de dados de \overline{X}_1 e \overline{X}_2 e sua variância é representado por s_1^2 e s_2^2 .

Uma vez que se espera que se altere o sinal das tendências impulsionadas pelas mudanças no ozônio estratosférico, a comparação destes experimentos utilizando o test-t *Student* [Son et al. \(2010\)](#), [Polvani et al. \(2011\)](#), [McLandress et al. \(2012\)](#), ajuda a avaliar a robustez dos resultados. As tendências lineares são calculadas a partir das séries temporais médias do conjunto, e sua significância estatística é computada usando o test-t *Student*.

5.2.2.3 Avaliação do feedback direto e indireto

Na análise do impacto das simulações numéricas dos experimentos propostos, requer uma avaliação do *feedback* direto e indireto do ozônio estratosférico a partir dos quatro diferentes experimentos, a fim caracterizar os efeitos e impactos que a variabilidade do ozônio exerce sobre os campos meteorológicas. A caracterização dos *feedback* direto e indireto deu-se da seguinte forma:

- Feedback diretos: Avaliação do impacto direto da variabilidade dos conteúdos de ozônio nas taxas de aquecimento/resfriamento estratosfera [Morcrette \(2003\)](#), [Xie et al. \(2009\)](#), [Gilford e Solomon \(2017\)](#);
- Feedback indiretos: Avaliação do impacto da variabilidade dos conteúdos de ozônio nos padrões de posição do Jato Subtropical [Polvani et al. \(2011\)](#), e tendência de geopotencial ([NEWMAN; RANDEL, 1988](#));

5.3 Avaliação dos conjuntos médios e o impacto da variação do ozônio nos bloqueios atmosféricos

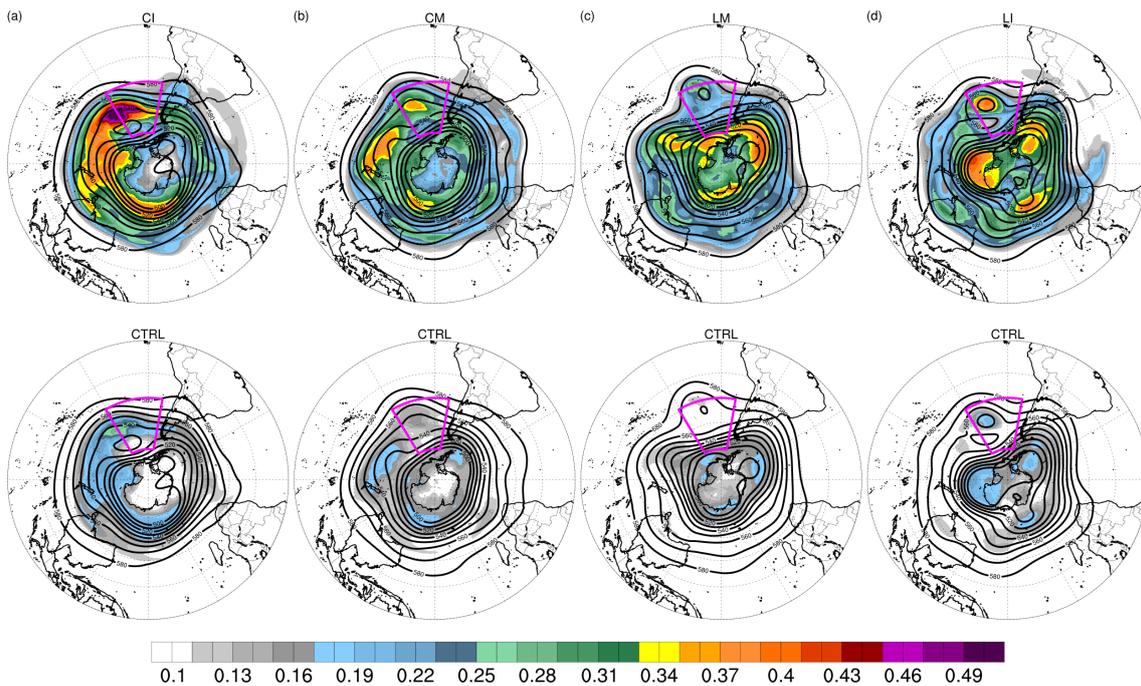
Nesta fase de, o objetivo é examinar os impactos das variações dos conteúdos de razão de mistura de ozônio na formação dos bloqueios no PSE, onde as simulações numéricas com os experimentos propostos na Seção 5.2.2.1, requer uma avaliação do *feedback* direto/indireto das perturbações do ozônio estratosférico. Nesta seção, serão avaliados os conjuntos médios dos experimentos (média de todos os membros de cada evento) e a média do CTRL de forma independente.

A Fig 5.1, mostra a média dos desvios padrões (perturbações dos experimentos) para os quatro eventos (no painel superior), além da média do CTRL (painel inferior), correspondente a cada evento do painel superior, para o campo de razão de mistura de ozônio em 200 hPa (sombreado) e os contornos (linhas pretas) representam a altura geopotencial em 500 hPa. Os eventos analisados são: Curto Intenso (CI) de agosto de 2002, Curto Médio (CM) de junho de 2008, Longo Médio (LM) de junho de 2009 e Longo Intenso (LI) de junho de 2012. Na análise do CTRL dos eventos de bloqueio do PSE, nota-se que os eventos CM e LM, apresentam valores de razão de mistura de ozônio menores que os eventos intensos CI e LI. Pode-se verificar a intensificação das quantidades de ozônio de acordo com o aumento da quantidade simulada, ou seja, quanto maior o valor em desvio padrão perturbado, maior o acúmulo de ozônio em todas as regiões (maiores detalhes no Apêndice D - Figuras D.1, D.2, D.3 e D.4). Em todos os eventos pode-se observar um padrão ZW3 nos bloqueios Raphael (2004), Berrisford et al. (2007), o que sustenta a física dos bloqueios com as variações de ozônio nos experimentos. Diferentemente dos eventos intensos, os eventos CM e LM apresentam os máximos de ozônio em 200 hPa, próximo a 150°W, onde há uma acentuação do cavado sobre o centro do oceano Pacífico. Estes cavados nos eventos CM e LM, são ligeiramente mais agudos e ficam mais ao norte que os eventos intensos (CI e LI).

Como visto na Seção 4.4.3 do Capítulo 4, em altos níveis geralmente quando há uma perturbação associada com as anomalias de temperatura na região da tropopausa dinâmica Iwabe (2008), acaba desestabilizando o campo de estabilidade estática WIRTH (2000) e impactando no campo de VPE Danielsen (1968), Hoskins et al. (1985), o que desencadeia na amplificação dos cavados, semelhante ao observado próximo a 150°W nos eventos CM e LM. Nos eventos CM e LM, a região que precede o eixo dos cavados em 150°W apresenta uma aceleração da velocidade do vento (veja no Apêndice D) , que possivelmente ocorre pelo aumento dos conteúdos

de ozônio (quantidades das perturbações), o que tenderia a aumentar os gradientes de temperatura nessa região, e por consequência acelerar a corrente de jato nessa região (BUKIN et al., 2011).

Figura 5.1 - Média do CTRL e o composto médio dos cinco membros para os quatro eventos no PSE.



Campo médio de ozônio em 200 hPa (sombreado) e média da altura geopotencial em 500 hPa (contornos pretos) para a média dos cinco membros de cada evento. Painel superior (a) CI, (b) CM, (c) LI e (d) LM. No painel inferior o CTRL referente a cada um dos eventos.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.2 mostra a média das diferenças absolutas (painel superior) e relativas (dada em porcentagem- painel inferior) de HGT500 dos cinco membros em relação ao CTRL em cada evento de bloqueio no PSE. Os contornos em preto representam a média de HGT500. Nitidamente, na área do PSE os eventos intensos (CI e LI) apresentam as menores diferenças relativas na média dos experimentos, em torno de $\pm 1,5\%$ no evento CI e -1% na região anterior ao PSE, favorecendo a amplificação dos COLs próximo a 150°W . Isso permite inferir que os casos de bloqueios intensos que por possuírem maiores quantidades de ozônio na coluna, visto na Figura 5.1, e com isso, os impactos nos gradientes de temperatura sejam menores se comparados

aos eventos CM e LM a partir de uma provável saturação dos conteúdos ozônio. Mesmo essas variações sendo em torno de $\pm 1\%$ nos eventos CI e LI, estas variações contribuem principalmente com a intrusão de ozônio da baixa estratosfera para a alta troposfera impactando na amplificação dos COLs transientes no oceano Pacífico [Roelofs e Lelieveld \(1997\)](#), [Fuenzalida et al. \(2005\)](#), [Pinheiro et al. \(2017\)](#). Por consequência da conservação da vorticidade absoluta [Holton et al. \(1995\)](#), essa amplificação dos COLs influencia da amplitude das ondas planetárias (como as ondas de Rossby), favorecendo nas RWB [Renwick e Revell \(1999\)](#), [Hood et al. \(1999\)](#), o que desenvolve amplificações das cristas que resultam nas altas de bloqueio [Jing e Banerjee \(2018a\)](#) associados aos OMHs (regiões com baixos conteúdos totais de ozônio na região de alta pressão atmosférica) ([NEWMAN; RANDEL, 1988](#)).

Nos eventos médios CM e LM (Figura 5.2b e Figura 5.2c respectivamente), as diferenças absolutas e relativas de HGT500 são mais pronunciadas, onde os valores ficam próximos ou acima de $+5\%$ positivos (cerca de $+25$ dam) a oeste do PSE entre 150 - 120° W. Por se tratarem de eventos de bloqueio com os conteúdos da coluna de ozônio com valores próximos aos encontrados na média de todos os eventos do PSE. Ao serem perturbados com valores de desvios padrões elevados (até ± 5 dp) a resposta nos campos de altura geopotencial é evidenciada ao longo de todo o cinturão de máximos de ozônio [Hitchman e Rogal \(2010a\)](#) no evento CM, já no evento LM apenas no oceano Atlântico Sul as perturbações não apresentam diferenças consideráveis.

Tanto no evento CM quanto no evento LM, nota-se que ao sul da Austrália (em torno de 150° E), a presença de uma crista em 500 hPa, pode estar associada ao transporte de massas tropicais na direção do polo, através do Jato Subtropical Australiano. Essa situação tende a ocorrer por conta da convecção tropical que a partir da divergência em altos níveis leva ao transporte de ozônio das regiões tropicais da baixa estratosfera em torno das bordas dos anticiclones até a região de ozônio máximo (latitudes médias do HS), onde se localizam os cavados amplificados no sul da Austrália [Rogal et al. \(2010\)](#). Em torno de 50° S, nota-se uma alternância entre cavados e cristas no campo de geopotencial (contornos pretos), confirmados pelas diferenças positivas associadas as cristas e diferenças negativas associadas aos cavados em altos níveis. Essas regiões coincidem com as regiões de máximos e mínimos de ozônio (Figura 5.1b e 5.1c), VPE e estabilidade estática (veja a Figura D.5 no Apêndice D), o que confirma o proposto por [Dobson et al. \(1946\)](#), afirmando que em altas latitudes o ozônio é quem rege as pressões. Sendo assim, com as perturbações dos membros (em desvios padrões), as médias mostram o impacto do aumento do ozônio sobre o campo de

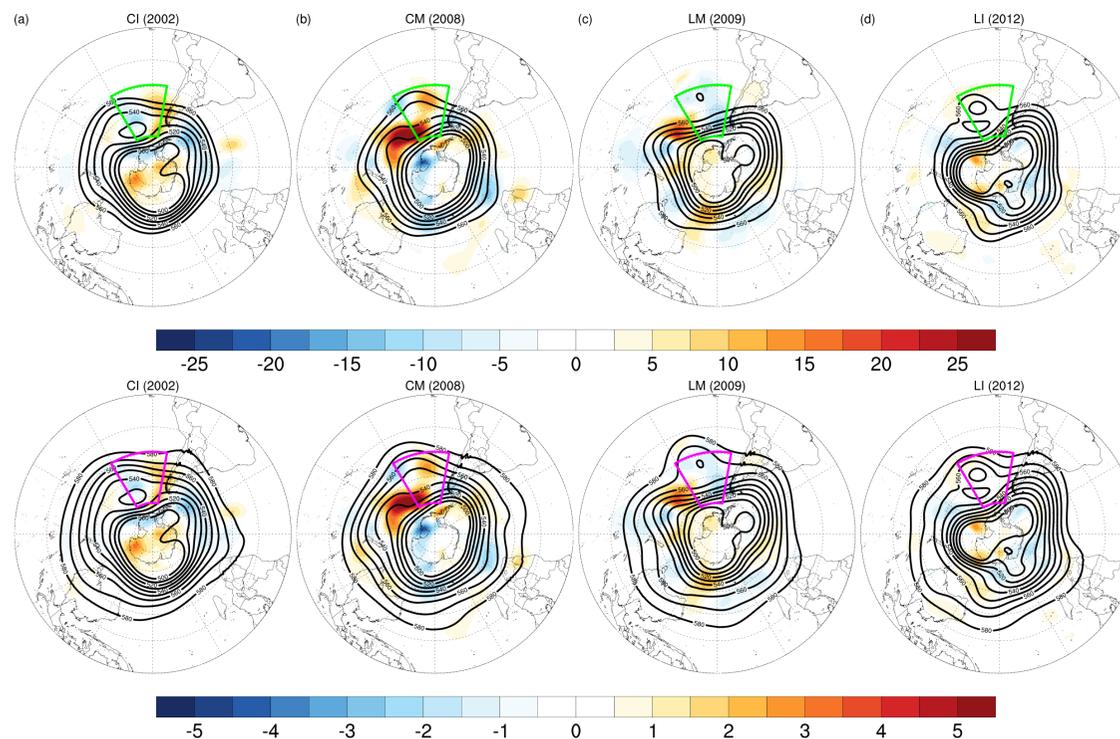
geopotencial.

No evento CM, a crista que se desenvolve de 145°W até o centro sul do PSE é potencializada pela amplificação do cavado na região de 170°W , o que permite inferir que há um padrão de ARWB (*Anticyclonic Rossby Wave Breake*) a leste do cavado de 170°W . Estas RWB transportam conteúdos com baixas quantidades de VPE de baixas latitudes na direção do polo Sul [Nikulin \(2005\)](#), [Lazear \(2007\)](#), e favorecem ao rompimento do VPA [Vaugh et al. \(2017\)](#), liberando conteúdos com baixas quantidades de ozônio da região polar dando manutenção à alta de bloqueio que está formada. Esse mesmo padrão é observado no evento LM, entretanto por apresentar menores conteúdos de ozônio em comparação com o evento CM (Figura 5.1b e Figura 5.1c), isso pode ter favorecido para a amplificação do cavado em 150°W , mas não gerou diferenças relativas tão pronunciadas (menor área com valores próximos a +4%) quanto no evento CM (maior área com valores em torno de +4%).

A diferença dos campos VPA, estabilidade estática e velocidade do vento (ambas em 200 hPa) entre os membros e o CTRL são apresentadas na Figura 5.3. O discutido anteriormente na Figura 5.2, pode ser melhor esclarecido na Figura 5.3a, que mostra claramente os valores de diferença absoluta negativa mais acentuadas na região anterior ao PSE (retângulo verde), próximo de 120°W , onde estes baixos valores explicam o transporte de baixa VPA da região de menores latitudes em direção as maiores latitudes.

Na Figura 5.3, nos eventos CM e LM próximo a 135°W , o desenvolvimento da alta de bloqueio no PSE é confirmada pelos valores negativos de VPA Figura (5.3a) e estabilidade estática (Figura 5.3b), associados aos valores positivos de velocidade do vento na direção noroeste-sudeste. Esse transporte também denota a bifurcação do jato polar em direção ao polo e sua ramificação na direção equatorial [Marques e Rao \(1999\)](#), mostrando uma clássica configuração de bloqueio, que nesses casos é intensificada pelos altos valores de ozônio. Como mostrado por [Vasconcellos \(2012b\)](#), ao utilizar o MCGA/CPTEC, antecessor do BAM, o aumento dos conteúdos de ozônio tendem aumentar os gradientes de pressão em médios e altos níveis na região de altas latitudes, intensificando o jato polar.

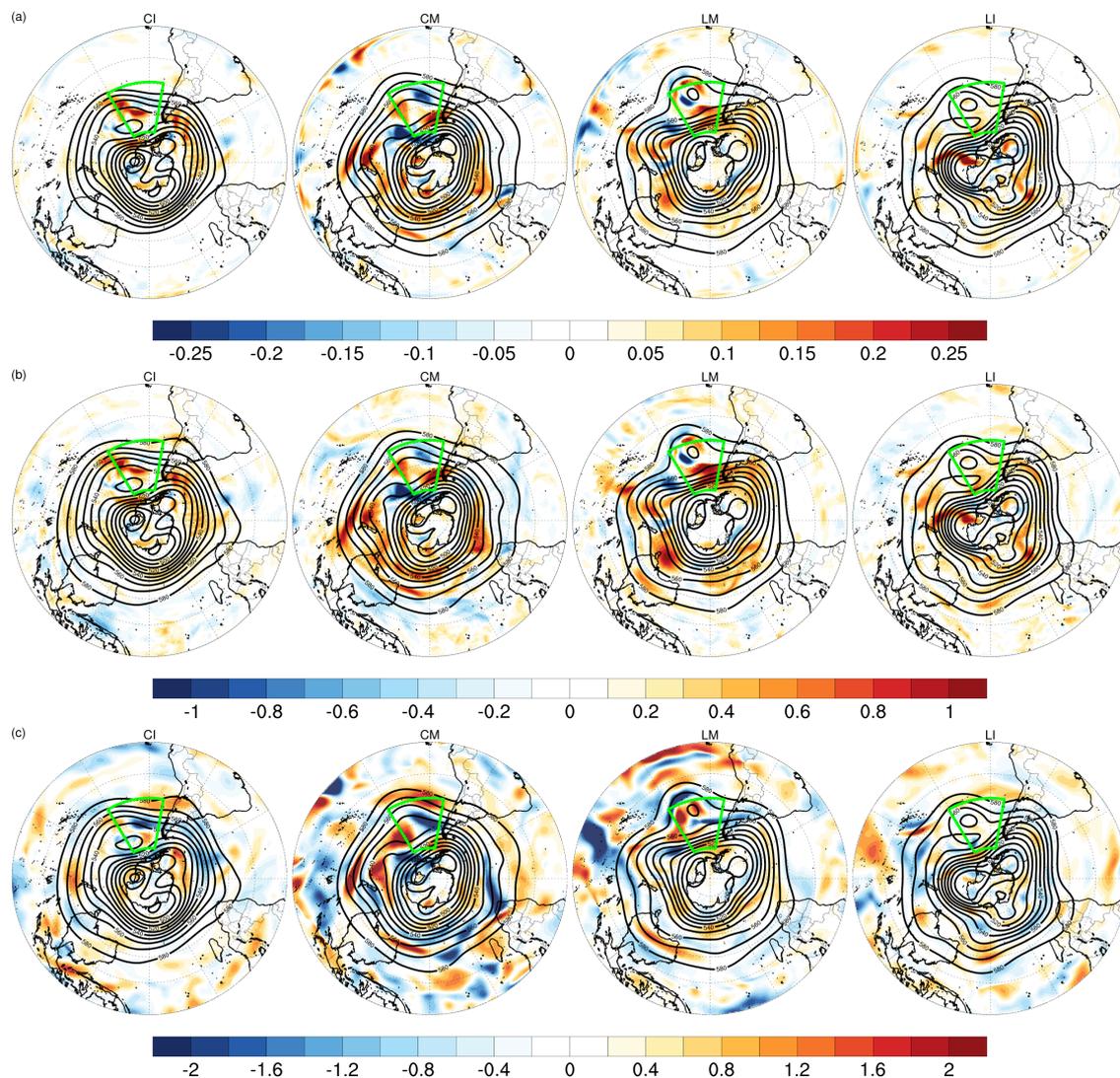
Figura 5.2 - Média da diferença entre o CTRL e a média do ensemble (membros) de cada evento para o campo da altura geopotencial no PSE.



Os contornos em preto representam a média de cada evento. Cada coluna representa a diferença dos membros e o CTRL em cada evento (a) CI, (b) CM, (c) LI e (d) LM, onde o painel superior representa a diferença absoluta e o painel inferior representa a diferença relativa $((MEMBRO - CTRL)/CTRL)*100$ em (%).

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.3 - Média da diferença entre os experimentos CTRL e os cinco membros de cada evento para os campos dinâmicos na UTLS.



Diferenças absolutas para os eventos no PSE (a) VPE (-2PVU), (b) estabilidade estática ($\times 10^4 \text{ K.Pa}^{-1}$), (c) velocidade do vento (m.s^{-1}). Cada uma das colunas é referente aos eventos CI, CM, LM e LI.

Fonte: Produção do autor.

Na análise da seção vertical, a Figura 5.4 mostra a média dos membros de cada evento na linha superior, e a média dos experimentos CTRL na linha central. No painel superior, que mostra a média dos membros, é claramente observado a mais acentuada intrusão das quantidades de ozônio da alta estratosfera (cerca de 40 hPa) para a mais baixa estratosfera (em torno de 200 hPa) até cruzar a tropopausa

dinâmica (linha rosa) e chegar na alta troposfera. Ao observar o painel central, onde são mostrados os experimentos CTRL de cada evento, nota-se que para o CTRL os valores acima de 0.3 ppmv não chegam a cruzar a tropopausa dinâmica, mesmo havendo um prenúncio de dobra da tropopausa. Nos eventos intensos CI e LI, o Jato Polar Estratosférico (JPE) está ligeiramente mais ao sul (mais próximo do polo) que os eventos CM e LM. A Figura D.5c do Apêndice D, nos casos CI e LI mostram cavados a oeste da alta de bloqueio no PSE, bem mais meridionais que os cavados dos eventos CM e LM, o que confirma o deslocamento mais ao sul do jato estratosférico da Figura 5.4. O JPE é mostrado no Apêndice D na Figura D.6, ratificando com o mencionado anteriormente.

Como mencionado por Uccellini e Kocin (1987), a circulação ageostrófica transversa, permite a intrusão de ar estratosférico em direção da alta troposfera, o que pode ser observada na região entre o jato polar e subtropical na Figura 5.4 através da divergência vetor $\nabla \cdot \vec{Q} > 0$ (EIBERN et al., 1998a). Com o aumento do ozônio nas simulações, houve uma tendência de fortalecimento do jato subtropical e jato polar, se comparados com o CTRL, devido ao aumento dos gradientes de temperatura. Com isso, a junção do aumento do ozônio nas simulações e a intensificação da corrente de jato, uma circulação ageostrófica transversal mais ativa Uccellini e Kocin (1987) tende a favorecer as maiores intrusões de ar estratosférico na direção da tropopausa no cinturão dos COLs (NDARANA; WAUGH, 2010; PINHEIRO et al., 2017; PINHEIRO et al., 2019). Portanto, com a intensificação das intrusões de ar estratosférico na região dos cinturões dos COLs, próximo a 150°W, os cavados transientes proporcionam a conservação da vorticidade absoluta, levando as RWB e a formação dos bloqueios no PSE.

Esta contribuição do *feedback* direto (impacto nas taxas de aquecimento radiativo), é analisada na Figura 5.4e-h que mostra as diferenças absolutas (membros menos CTRL) da temperatura do ar ($K \cdot dia^{-1}$) entre 350-30 hPa na região do PSE. Nos eventos intensos, com CI e LI, há um predomínio claro das diferenças positivas desde a estratosfera até a alta troposfera. Na média zonal, fica evidente a contribuição do aquecimento causado pela intrusão de ozônio na região onde se localizam os COLs (próximo de 45°S) em ambos os eventos intensos. Isso resulta também em uma tropopausa dinâmica mais elevada, próximo a 65°S, onde se instala a alta de bloqueio, que por sua vez, ascende a tropopausa.

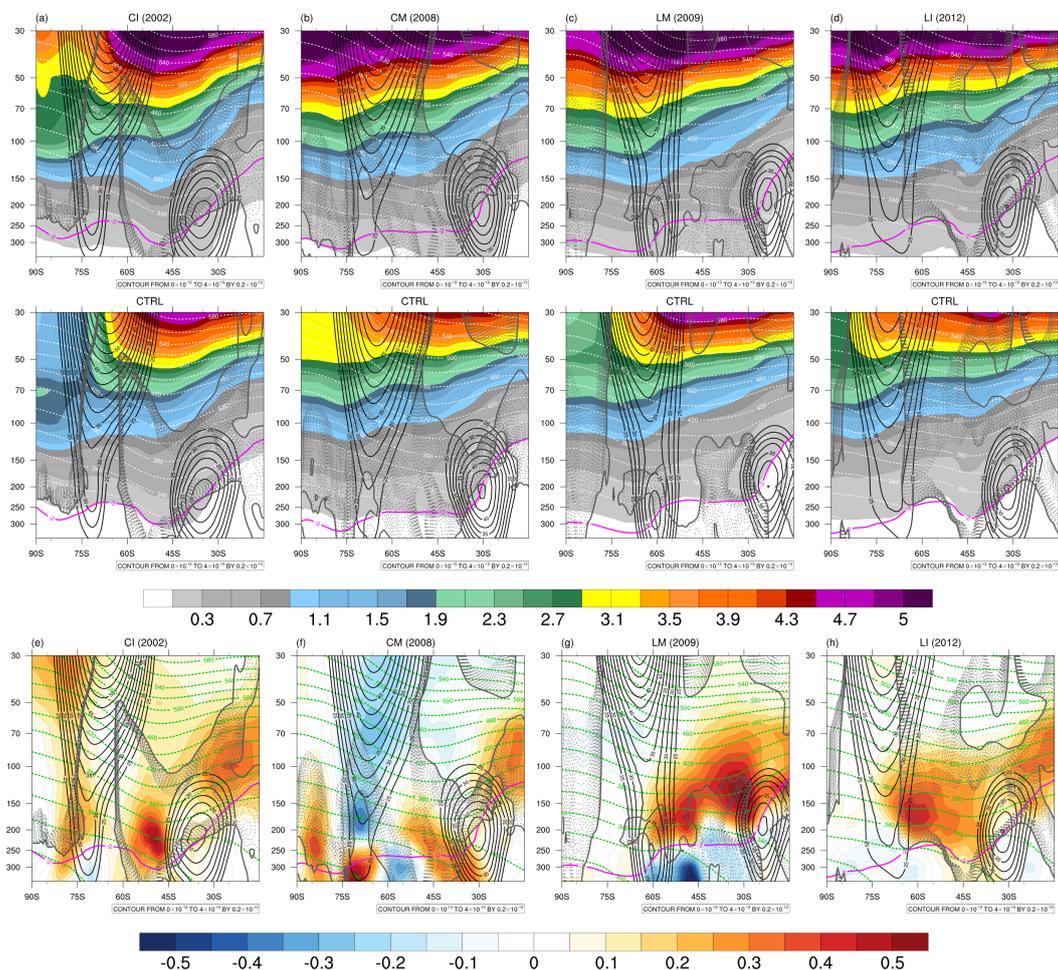
Nos eventos médios (CM e LM), são identificadas regiões com valores negativos da diferença de temperatura do ar. Esses valores negativos, podem ser motivados pela

injeção de ar relativamente mais frio da alta troposfera na baixa estratosfera, abaixo do jato polar. Essa descrição pode ser vista no Apêndice D na Figura D.8, que mostra a vorticidade relativa na região da UTLS. Nestes eventos, a contribuição das trocas de ar na UTLS, é fundamental para explicar as diferenças de temperatura, pois como mencionado anteriormente, na Figura D.8 do Apêndice D, aliado com as diferenças de temperatura da Figura 5.4f e Figura 5.4g. Para que a estrutura de intrusão/injeção de ar nas trocas bidirecionais entre estratosfera e troposfera, é necessário que uma estrutura térmica seja mantida para que a configuração de bloqueio se mantenha.

No evento CI, por exemplo, há um aumento da temperatura em praticamente todas as regiões da UTLS no PSE. Com isso o evento curto, tende a se dissipar mais rapidamente, por não manter a estrutura térmica que sustenta o bloqueio. Já no caso do evento CM, a sua duração é maior, possivelmente devido a estrutura térmica que manteve a bifurcação da corrente de jato sobre o PSE. Para que essa estrutura seja mantida, é preciso que na região logo abaixo do jato subtropical haja ar quente ao norte e ar mais frio ao sul na região abaixo do jato subtropical, já acima do jato o contrário é válido. Este padrão só é de possível identificação através da subsidência do ar, vista no vetor $\vec{Q} > 0$, próximo de 35°S, reforçado pela curvatura das superfícies isentrópicas (linhas verdes tracejadas).

Com o intuito de investigar a contribuição das taxas de aquecimento radiativo, na intensificação dos COLs transientes do Pacífico Central e Sudeste, além das altas de bloqueio, a Figura 5.5, segrega as contribuições dos efeitos de ondas curtas de ondas longas. Ao comparar com os resultados dos conjuntos médios dos quatro eventos de bloqueio do PSE na Figura 5.4, com os resultados da Figura 5.5, no painel superior é possível inferir que, com o aumento dos conteúdos de ozônio a estratosfera mais alta tende a se aquecer próximo a região equatorial, onde os conteúdos de ozônio são mais abundantes que em médias e altas latitudes. Como a produção de ozônio ocorre predominantemente na região equatorial, mesmo com esse aumento causado pelos conteúdos baseados em desvios padrões, presentes nos experimentos, o transporte de ozônio na alta estratosfera, de baixas latitudes para as altas latitudes ocorrer por conta da Circulação Brewer-Dobson (CBD) Solomon (1999), Butchart (2014), onde são acumulados nas regiões de latitudes médias, principalmente no inverno austral. Com a elevação dos conteúdos de ozônio na estratosfera, o jato polar e o jato subtropical tende a se intensificar (veja Apêndice D, Figura D.6), semelhante ao encontrado por Vasconcellos (2012b), favorecendo a intrusão de ar estratosférico, carregado de elevadas quantidades de ozônio na direção da alta troposfera, gerando

Figura 5.4 - Média da seção vertical da taxa de aquecimento do CTRL e o composto médio dos cinco membros para os quatro eventos no PSE.



Corte vertical (média $120^{\circ}\text{W}-80^{\circ}\text{W}$) dos eventos simulados no PSE. Em (a) CI, (b) CM, (c) LI e (d) LM no painel superior é mostrada a média dos membros, já o painel inferior representa a média do CTRL. Sombreado representa o perfil de ozônio (ppmv), as linhas tracejadas brancas mostram a temperatura potencial (superfícies isentrópicas θ_{cte} em K). Em (e) CI, (f) CM, (g) LI e (h) LM, é mostrada a diferença da média dos membros menos o CTRL da temperatura absoluta (sombreado) e contornos em verde representam superfícies isentrópicas. Em ambos os painéis a tropopausa dinâmica em -2 PVU (linha rosa), e os contornos em cinza representam o $\nabla \cdot \vec{Q} > 0$ e as linhas pretas contínuas representam o vento zonal

Fonte: Produção do autor.

a dobra da tropopausa dinâmica (RONDANELLI et al., 2002; IWABE, 2008).

Já nos níveis da mais baixa estratosfera, o aquecimento radiativo é predominante-

mente devido à absorção da radiação de ondas longas, onde na Figura 5.5, mostra um dipolo (vertical) onde a contribuição da tendência de temperatura devido a onda longa é negativo acima de 100 hPa em todos os eventos, e majoritariamente positiva na faixa entre 300-150 hPa do polo até a zona equatorial. Cabe ressaltar que, sendo depositado em níveis mais baixos da UTLS, o ozônio tem papel fundamental nos processos de aquecimento dessa camada, pois também é um dos principais agentes de efeito estufa Karl et al. (2006). Nos eventos CI, CM e LM, existem regiões negativas de tendência de temperatura devido as ondas longas abaixo da tropopausa (em torno de 300 hPa), onde essas regiões podem ser relacionadas com as injeções de ar troposférico na direção da baixa estratosfera, proporcionados pela elevação da tropopausa. No Apêndice D, na Figura D.7 mostra a média dos membros para as tendências de temperatura (taxas de aquecimento) separadas em ondas longas e ondas curtas.

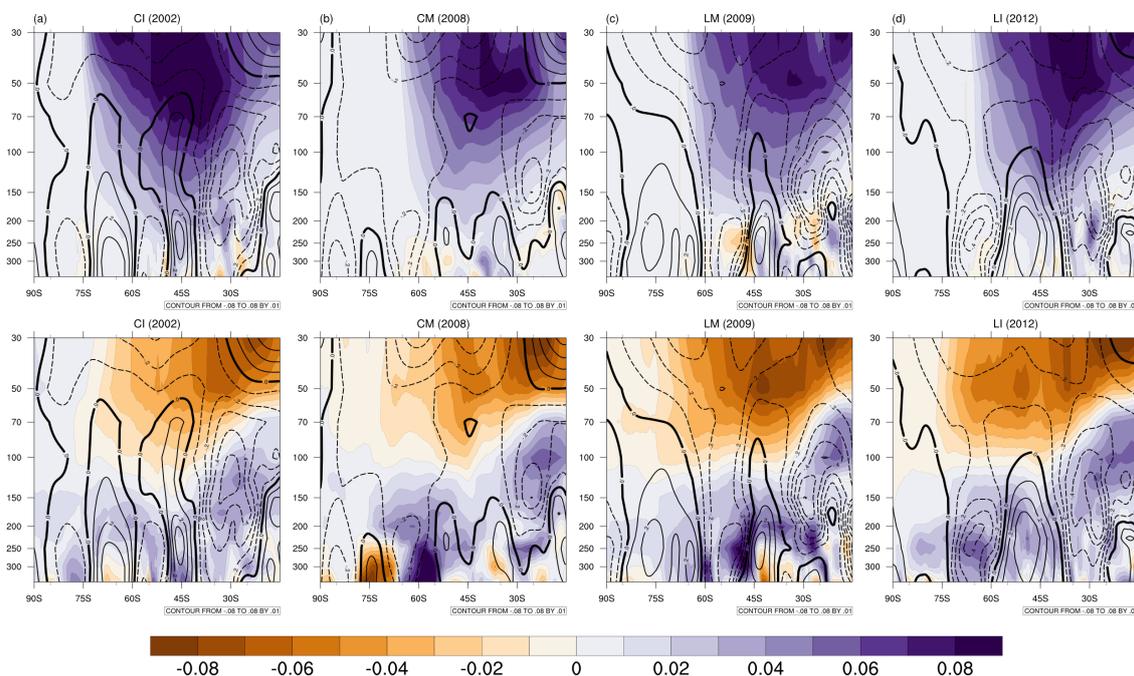
5.4 Avaliação dos feedback das simulações dos eventos no PSE

Para a avaliação das simulações onde os conteúdos de ozônio foram perturbados, dois dos quatro eventos avaliados na seção anterior 5.3, foram selecionados para a avaliação do feedback radiativo. Os eventos selecionados foram os chamados de eventos médios, ou seja, o Curto Médio (CM) e o Longo Médio (LM), que apresentaram diferenças absolutas e relativas maiores que os eventos ditos intensos (CI e LI).

Como mencionado na Seção 5.3, os eventos CM e LM foram mais sensíveis às variações de ozônio através das perturbações dos desvios padrões, por conta destes eventos apresentarem menores valores dos conteúdos de ozônio. Com isso, ao ser elevada a quantidade de razão de mistura de ozônio (em desvios padrões), os eventos intensos, tendem a estar próximo da saturação de absorção de ozônio por ondas curtas e longas. Assim, os eventos dito médios (CM e LM) tem uma resposta mais perceptível nas análises dos campos radiativos e dinâmicos. Para investigar os casos de bloqueio no PSE individualmente, optou-se pela avaliação do *feedback* indireto através da análise das diferenças significativas de HGT500 (altura geopotencial em 500 hPa), a fim de confirmar o real impacto do ozônio na formação dos bloqueios.

A Figura 5.6, mostra o evento CM (2008), onde são exibidos a diferença individual de HGT500 de cada membro menos o CTRL (sombreado). Os pontos em verde sobre a região do HS, representa a significância estatística destas diferenças. Nota-se que, os valores positivos elevados de HGT500 acompanham os conteúdos perturbados de ozônio, ou seja, quanto maior o número do membro, mais elevado são os conteúdos de ozônio (em desvio padrão), gerando maiores diferenças gradativas, principalmente

Figura 5.5 - Média da diferença entre os experimentos CTRL e os cinco membros de cada evento para a taxa de aquecimento radiativo para os quatro eventos no PSE.



O sombreado representa a diferença média das taxas de aquecimento radiativo devido a onda curta (painel superior) e onda longa (painel inferior) dados em $K.s^{-1}$. Os contornos em preto mostram a diferença média da componente zonal do vento, onde as linhas contínuas e tracejadas são os valores positivos e negativos respectivamente de cada evento (a) CI, (b) CM, (c) LI e (d) LM.

Fonte: Produção do autor.

na entrada do PSE, tanto pelo flanco equatorial quanto pelo flanco polar. De fato, os valores do primeiro membro (MEM01) Figura 5.6a, apresenta as menores diferenças em relação ao CTRL (± 1 dp) e os maiores valores ficam por conta do quinto membro (MEM05) que representa ± 5 dp. A MEM01 com o CTRL, apresenta uma característica mais específica próximo a $150^{\circ}E$ no sul da Austrália, onde o transporte de ozônio é realizado da região equatorial para mais baixas latitudes, através das cristas que se amplificam na borda dos cavados próximos ao jato subtropical australiano (HITCHMAN; ROGAL, 2010b).

Os membros MEM02 e MEM03 apresentam padrões bem semelhantes para a configuração dos bloqueios dipolos no PSE. A configuração dipolo, de baixa sobre alta introduzida por Rex (1950a), Rex (1950b), é vista no PSE, onde os sombreados

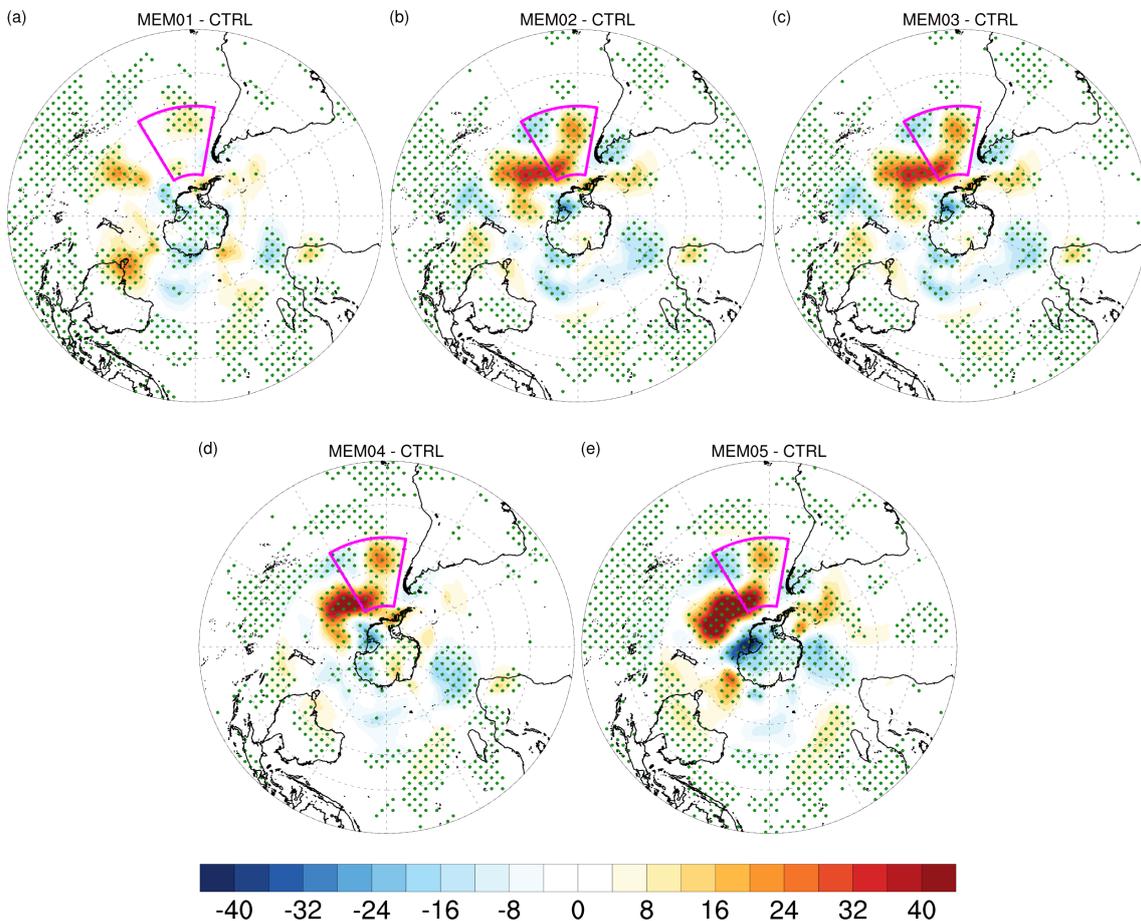
em tons de azul são associados a baixas pressões mais intensas nestes dois membros (MEM02 e MEM03) comparados com o CTRL. Próximo a 180°W os valores negativos podem ser associados aos COLs que possibilitam a formação da crista que posiciona-se na retaguarda do PSE no sentido noroeste-sudeste em ambos os membros (MEM02 e MEM03). Os membros MEM04 e MEM05, apresentam uma configuração bem semelhante entre elas e se comparadas com os membros MEM02 e MEM03, porém com as diferenças positivas de HGT500 mais intensas. Ao passo que são aumentados os valores de ozônio nos membros, as diferenças mais evidentes são nas regiões positivas (associadas as altas pressões) do que nas regiões negativas (associadas as baixas pressões), mantendo a significância estatística nestas regiões do PSE.

Nas Figuras 5.7) devido a contribuição de ondas curtas e Figura 5.8 contribuição de ondas longas, mostram as diferenças das tendências de temperatura entre os membros e o CTRL. A evolução das quantidades de ozônio perturbadas nos membros fica evidente quanto maior o valor de desvio padrão empregado para as tendências de temperatura em função das ondas curtas Figura 5.7 e ondas longas Figura 5.8, onde os valores crescentes são observados na região da alta estratosfera de latitudes mais baixas para a onda curta. As significâncias estatísticas (pontos em verde) mostram claramente em todos os membros da Figura 5.7, que não há diferenças significativas entre todos os membros e o CTRL, na região da estratosfera polar, mesmo com o aumento do ozônio (em desvio padrão) em toda a camada atmosférica. Possivelmente a influência da noite polar conduz esses valores por deixar um VPA mais intenso, não permitindo a entrada de ozônio na região polar via CBD (GETTELMAN et al., 2011).

As taxas de aquecimento devido a radiação de onda longa, a região da baixa estratosfera apresenta contribuições positivas e negativas estatisticamente significativas, em praticamente toda a área avaliada. As diferenças negativas na Figura 5.8, são vistas principalmente na alta estratosfera (acima de 100 hPa) onde a contribuição da radiação de onda longa pelo ozônio é justamente menor. Na UTLS, próximo a tropopausa dinâmica (aproximadamente em 300 hPa), as alternâncias de valores positivos e negativos coincidem com as dobras da tropopausa no sentido estratosfera-troposfera (para valores positivos) e levantamento da tropopausa dinâmica (valores negativos). Cabe salientar que os valores positivos de taxa de aquecimento radiativo se posicionam sempre mais ao norte das dobras da tropopausa.

O evento de junho de 2009, é mostrado na Figura 5.9, onde diferentemente do

Figura 5.6 - Diferença entre cada membro e o CTRL para o evento Curto Médio de junho de 2008.

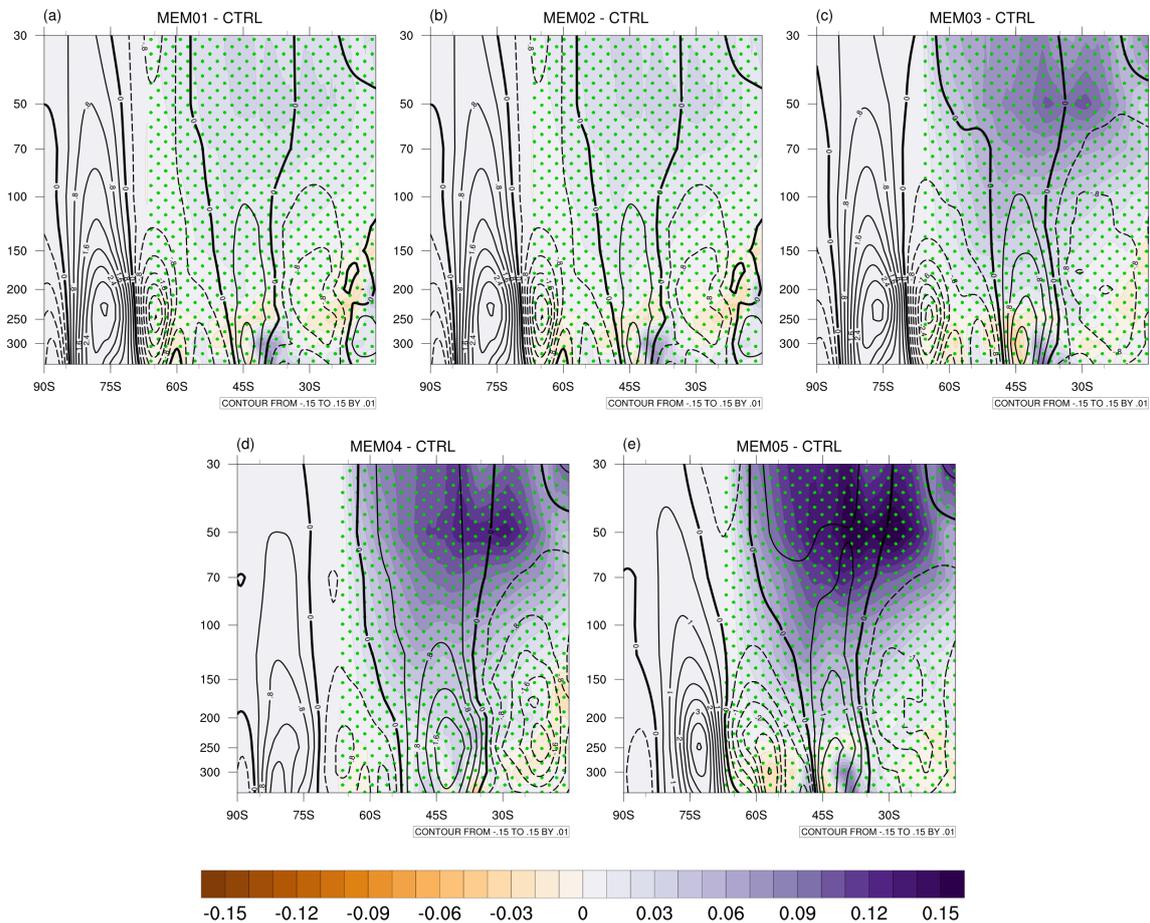


Projeção polar da diferença de HGT500 (sombreado) entre cada membro dos experimentos e o CTRL para o evento de junho de 2008. Os pontos verdes representam o teste-t de *Student* com significância estatística acima de 95%.

Fonte: Produção do autor.

evento CM de 2008, tem as diferenças em menor magnitude, porém com valores significativos estatisticamente sobre a região que compreende o PSE. Os dois primeiros membros (MEM01 e MEM02) apresentam um padrão muito semelhante, onde as diferenças negativas que são associadas aos COLs no flanco equatorial dos bloqueios no PSE e tem a mesma magnitude e área de diferença com relação ao CTRL. Por outro lado, os membros MEM04 e MEM05 são semelhantes entre si, mas também tem uma configuração muito semelhante aos MEM01 e MEM02. O que mais chama a atenção nos membros MEM01, MEM02 e MEM04, são as diferenças mais significativas que ocorrem na região a leste da Indonésia, onde a localiza-se uma diferença

Figura 5.7 - Corte vertical da diferença de da taxa de aquecimento radiativo devido a onda curta entre cada membro e o CTRL para o evento Curto Médio de junho de 2008.

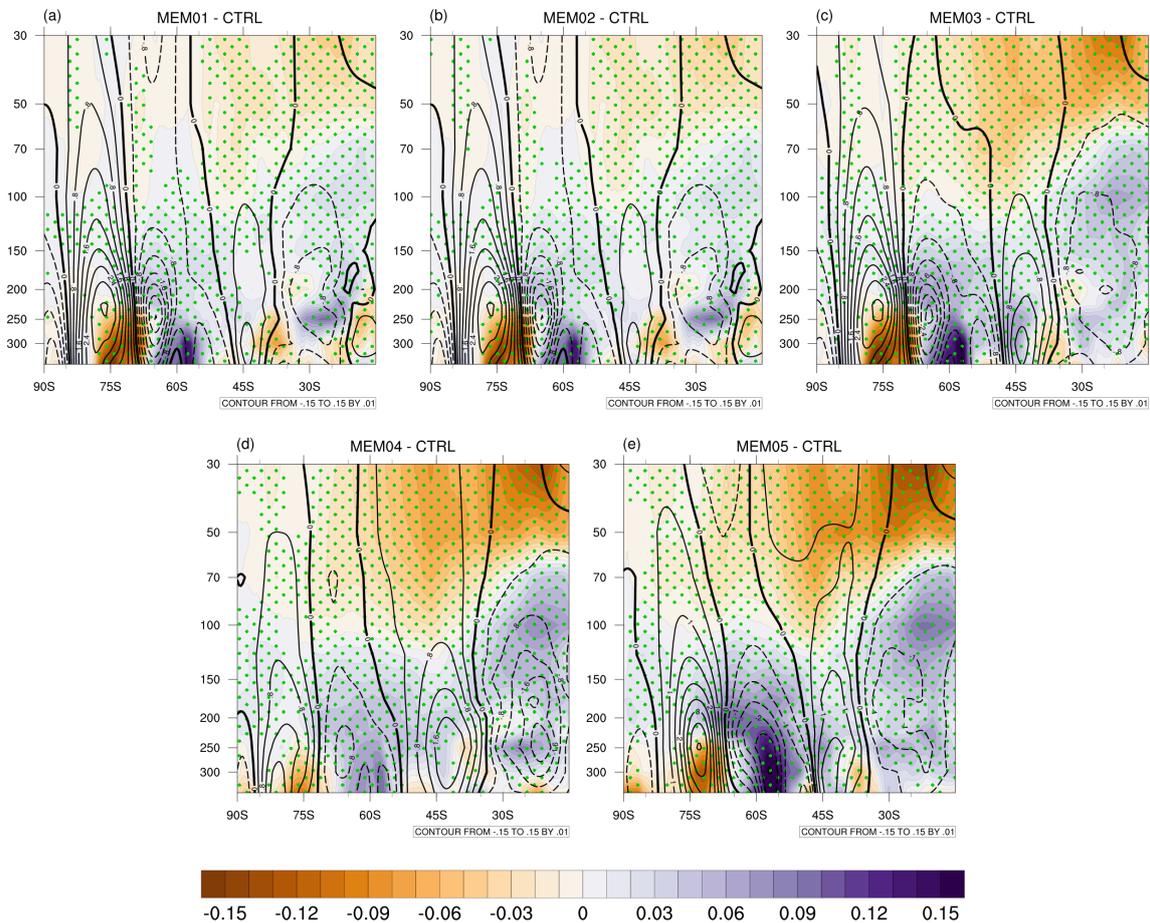


Diferença do CTRL e cada membro para a taxa de aquecimento radiativo devido a SW (sombreado) e diferença do vento zonal (contornos) para o evento CM (2008). Pontos em verde representam a significância estatística do teste-t de *Student* com significância estatística acima de 95%.

Fonte: Produção do autor.

negativa entre os membros e o CTRL, associadas a um cavado observado nas médias desse evento na Figura 5.2c. No evento de junho de 2008 (Figura 5.6, os centros das altas e das baixas pressões de bloqueio se localizavam na região mais a oeste do PSE, já no evento de junho de 2009, as baixas pressões se localizam mais no centro norte do PSE, tendo a alta de bloqueio se mantendo a leste do PSE. O membro MEM03, apresenta as maiores diferenças na região onde se amplifica uma crista à oeste do PSE. Curiosamente, é como se para o evento LM, MEM03 com ± 3 dp, os valores

Figura 5.8 - Corte vertical da diferença de da taxa de aquecimento radiativo devido a onda longa entre cada membro e o CTRL para o evento Curto Médio de junho de 2008.



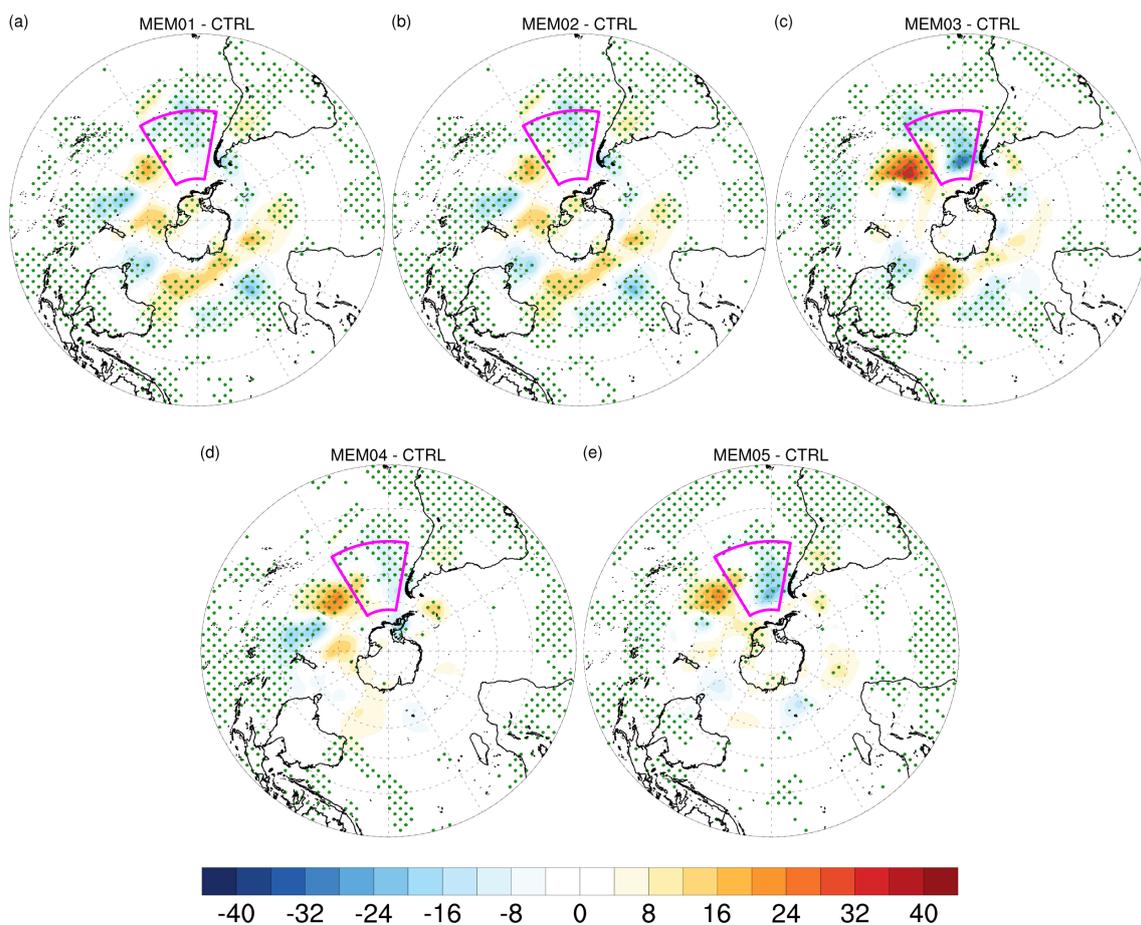
Diferença do CTRL e cada membro para a taxa de aquecimento radiativo devido a LW (sombreado) e diferença do vento zonal (contornos) para o evento CM (2008). Pontos em verde representam a significância estatística do teste-t de *Student* com significância estatística acima de 95%.

Fonte: Produção do autor.

saturassem com estes valores de perturbação. Quando se avalia o evento de 2009, a Figura 5.11 mostra que depois dos ± 3 dp, na faixa entre 100 hPa e 300 hPa, as diferenças positivas parecem ter uma saturação da absorção de radiação por ondas longas, não tendo um aumento gradativo (do menor para o maior MEM). Entretanto as diferenças negativas se intensificam em altos níveis da Figura 5.11. Vale ressaltar que, as regiões de significância estatística ocupa praticamente toda a área avaliada.

A Figura 5.11, mostra a semelhança com a Figura 5.8, onde os valores não significativos não estão presentes na região polar, onde a contribuição para as taxas de aquecimento, podem ser influenciadas pelo VPA.

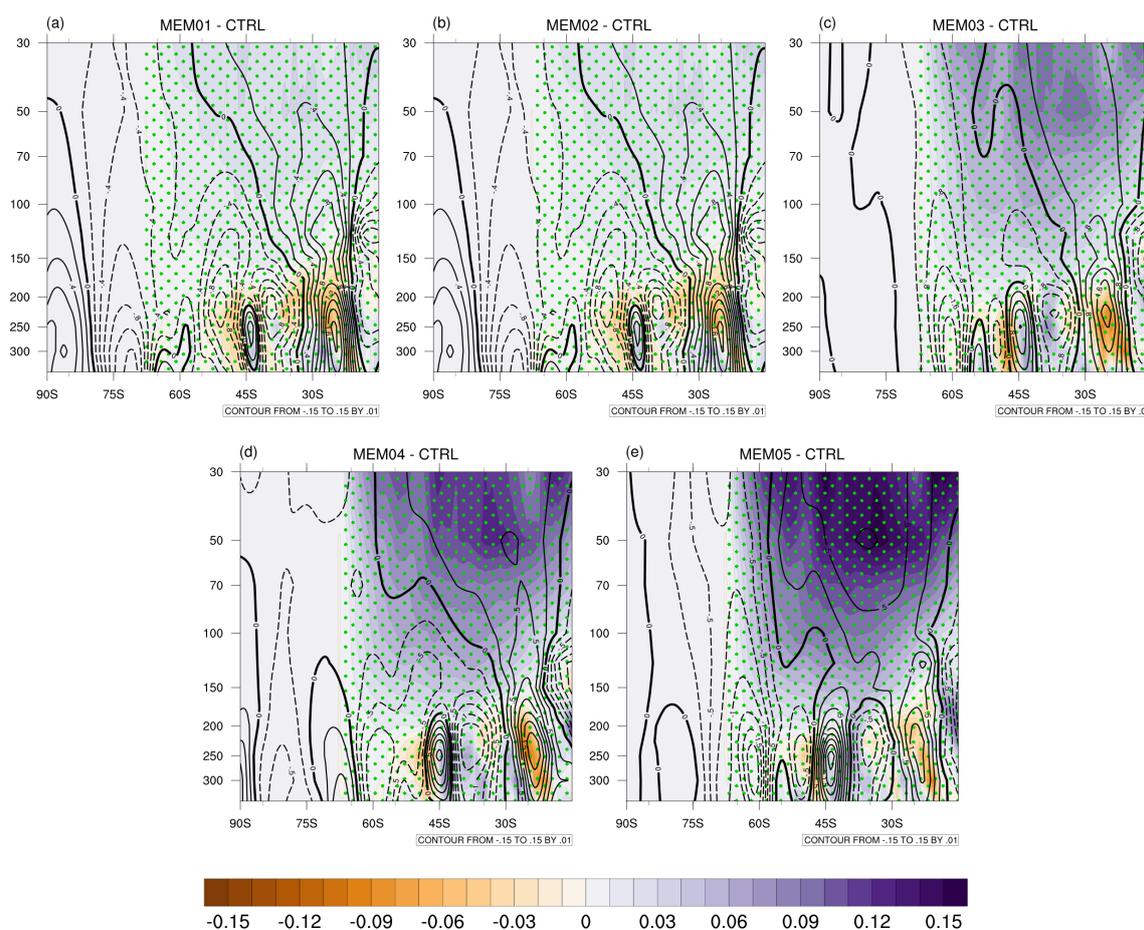
Figura 5.9 - Diferença entre cada membro e o CTRL para o evento Curto Médio de junho de 2009.



Projeção polar da diferença de HGT500 (sombreado) entre cada membro dos experimentos e o CTRL para o evento de junho de 2009. Os pontos verdes representam o teste-t de *Student* com significância estatística acima de 95%.

Fonte: Produção do autor.

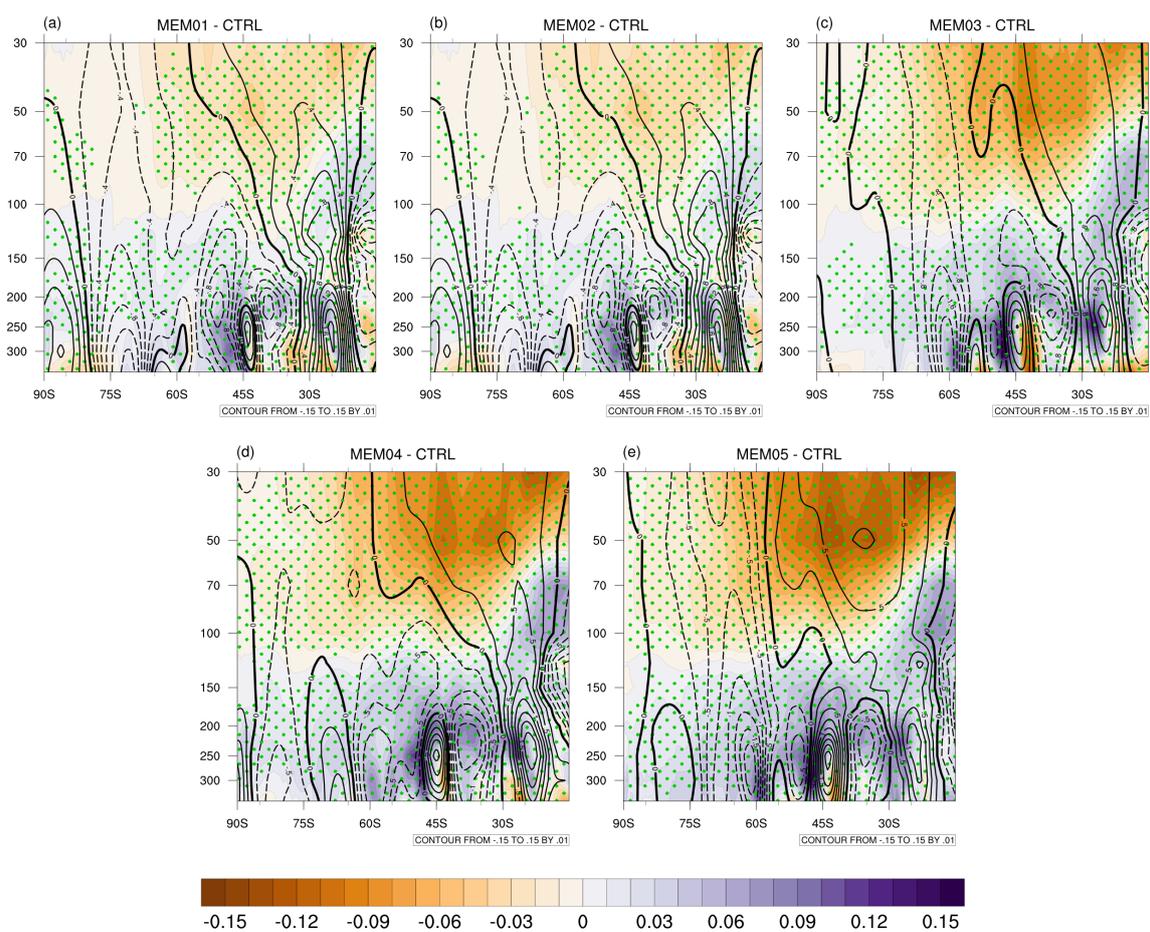
Figura 5.10 - Corte vertical da diferença de da taxa de aquecimento radiativo devido a onda curta entre cada membro e o CTRL para o evento Longo Médio de junho de 2009.



Diferença do CTRL e cada membro para a taxa de aquecimento radiativo devido a SW (sombreado) e diferença do vento zonal (contornos) para o evento LM (2009). Pontos em verde representam a significância estatística do teste-t de *Student* com significância estatística acima de 95%.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.11 - Corte vertical da diferença de da taxa de aquecimento radiativo devido a onda longa entre cada membro e o CTRL para o evento Longo Médio de junho de 2009.



Diferença do CTRL e cada membro para a taxa de aquecimento radiativo devido a LW (sombreado) e diferença do vento zonal (contornos) para o evento CM (2009). Pontos em verde representam a significância estatística do teste-t de *Student* com significância estatística acima de 95%.

Fonte: Produção do autor.

5.5 Conclusões preliminares

O presente capítulo teve como objetivo compreender o papel do acoplamento vertical entre a estratosfera e troposfera na região da UTLIS do PSE, avaliando a forçante radiativa do ozônio estratosférico. Para identificar os principais aspectos físicos que envolvem a amplificação dos bloqueios devido as variações dos conteúdos de ozônio, foram realizadas simulações utilizando o modelo BAM, variando os conteúdos de ozônio, em cinco diferentes cenários a partir destes conteúdos, para quatro eventos selecionados do Capítulo 4.

As simulações variavam de $\pm 1dp$ a $\pm 5dp$ em cada um dos casos de bloqueio, onde notou-se que na média dos membros, os eventos ditos intensos tendem a manter-se com a mesma magnitude, padrão e configuração estrutural de bloqueios do tipo dipolo. Em decorrência da saturação da absorção de radiação causada pelo ozônio (que ao serem perturbados com maiores quantidades de ozônio), para os eventos simulados as diferenças absolutas e diferenças relativas não foram expressivas (em torno de 1-2%) dos experimentos CTRL (de cada respectivo caso).

Entretanto, os eventos ditos médios, apresentaram consideráveis variações na intensidade das altas de bloqueio, e dos COLs na região do Pacífico central. Uma sequência de fatores tais como, aceleração do jato polar, que gera mais intensas intrusões de ar estratosférico na direção da alta troposfera, resultando na amplificação de cristas a este do PSE e as RWBs, elevando a altura da tropopausa na região da alta de bloqueio. Assim, são observados nas médias dos membros principalmente nos eventos médios CM e LM as maiores amplificações das altas de bloqueio.

A análise do teste de hipóteses indica através das significâncias estatísticas que há uma concordância das perturbações dos membros no ozônio com a intensificação dos bloqueios. Na análise individual dos membros, em todas as situações houve a tendência de manutenção dos bloqueios ao serem aumentados os conteúdos de ozônio, tendo no evento CM (Junho de 2008) a maior amplificação do bloqueio na região do PSE entre os eventos médios analisados.

Com isso, é possível afirmar que diante dos testes de sensibilidade propostos na metodologia do Capítulo 5.3, há sim um impacto significativo da amplificação dos sistemas de bloqueio no PSE, ao passo que os conteúdos de ozônio são perturbados nos experimentos que envolvem os eventos registrados no Capítulo 4.

6 CONCLUSÃO FINAL

O presente trabalho teve como objetivo geral, avaliar relação entre a influência da variabilidade dos conteúdos de ozônio estratosférico e os bloqueios atmosféricos no Hemisfério Sul. O estudo descreveu as influências das variações espaço temporal de ozônio em sete diferentes reanálises atmosféricas, identificando qual das reanálises representou mais adequadamente os conteúdos de ozônio, globalmente com ênfase no Hemisfério Sul. Além disso, a pesquisa buscou abordar o impacto que as variações de ozônio têm sobre a formação dos sistemas de bloqueio, a partir de avaliações estatísticas e diagnósticas da física empregada nos campos dinâmicos e radiativos dos eventos de bloqueio no Hemisfério Sul. Por fim, foram realizadas simulações numéricas que propiciaram a compreensão física do impacto que as variações de ozônio tem sobre os sistemas de bloqueio atmosféricos.

Para a realização dos estudos sobre a melhor representação de ozônio nas principais reanálises atmosféricas disponíveis, a pesquisa foi dividida em dois grandes grupos de estudo (observacional e experimental), onde o observacional é dividido em mais duas etapas: avaliação dos conteúdos nas reanálises e relação ozônio e bloqueios. Na primeira etapa do estudo observacional, a fim de verificar qual reanálise representava os conteúdos de ozônio mais realísticos, utilizou-se sete reanálises globais, sendo elas as CFSR, ERA-I, ERA-5, MACC e MERRA-2 e mais dois sensores de referência (*merge*) para o perfil de ozônio a ESA-CCI e SDI e um *merge* para a CTO o MSR-II. O estudo observacional buscou a partir de dados de sensores à bordo de satélites e reanálises, caracterizar os padrões espaço-temporal do ozônio estratosférico no HS, e sua relação com sistemas de bloqueios atmosféricos.

Na segunda etapa observacional, utilizou avaliações diagnósticas a partir dos dados da reanálise de melhor desempenho da primeira etapa observacional, a ERA-5. Para encontrar os eventos de bloqueio no Hemisfério Sul, foi utilizado um índice meridional baseado nas diferenças de altura geopotencial entre os anos de 2000-2015 nos meses de Junho-Julho-Agosto. Com isso, foram identificados dezenove eventos de bloqueio do tipo dipolo na região do Pacífico Sudeste (120°W - 80°W e 35°S - 65°S). Essa etapa da pesquisa teve como objetivo identificar os padrões atmosféricos associados com trocas na Troposfera Superior e Estratosfera Inferior e a relação entre o ozônio estratosférico e o bloqueio atmosférico.

Para descrever os processos que ocorrem no acoplamento estratosfera-troposfera, foram avaliados o fluxo de massa e as taxas de aquecimento e resfriamento radiativo em níveis elevados da atmosfera. Observou-se que a intrusão de uma estratosférica

é caracterizada por anomalias de vorticidade potencial e uma alta concentração de ozônio estratosférico na coluna atmosférica, associado aos *Cut-off Lows* (COLs). Já nas regiões de altas pressões, os conteúdos de ozônio são associados com as quebras anticiclônicas das ondas de Rossby e a amplificação de cristas geradoras das altas pressões de bloqueio. Análises de significância estatística mostraram que as anomalias dos conteúdos de ozônio em altos níveis, ao serem defasados com relação ao primeiro modo de variabilidade da altura geopotencial, mostram que há uma perturbação primeiro no campo de ozônio que favorece a formação dos bloqueios no PSE.

O estudo experimental, teve como objetivo investigar o impacto que as variações do campo de ozônio tem sobre a formação dos bloqueios no PSE. Com isso selecionou-se dois eventos de longa duração (maiores que 10 dias) e dois eventos de curta duração (entre cinco e oito dias) sendo estes eventos dentre os dezenove bloqueios dipolo selecionados no PSE entre 2000-2015 na etapa anterior. Utilizando o modelo global operacional CPTEC, o BAM/CPTEC, os experimentos consistiram em perturbar os campos de ozônio a partir dos desvios padrões (de um até cinco desvios) dos eventos curtos e longos, afim de avaliar sensibilidade do modelo em reproduzir as trocas de ar na UTLS, por meio das taxas de aquecimento radiativo, e alterações na dinâmica da circulação em altos níveis.

Sendo assim, buscando responder as questões propostas nesta pesquisa, tem-se:

Qual a reanálise atmosférica melhor representa a variação espaço temporal de ozônio na estratosfera, ou seja, com os menores vieses, visto que esta variável atmosférica desempenha importante papel no balanço energético dos sistemas meteorológicos?

Dadas as considerações do tratamento do ozônio nas diferentes reanálises, foi possível afirmar que através das intercomparações pode-se considerar a maioria das reanálises reproduzem bem o perfil vertical de ozônio, mesmo com diferenças significativas entre as reanálises. A reanálise CFSR com viés positivo (10%) e a ERA-I com viés negativo (9%), tem dificuldade em mostrar as reais variações durante a noite polar no inverno austral. As incertezas nas reanálises CFSR e ERA-I podem ocorrer uma vez estas não possuem química heterogênea representativa abordando apenas uma sensores na faixa do UV, tendo problemas com a falta de informação no período polar noturno

A variabilidade interanual média e suas anomalias mostram que a ERA-5 tem uma

melhor representação das variações do ozônio em todos os níveis verticais. Por fim, os diagramas de Taylor, revelam em todos os níveis avaliados que a ERA-5 tem a melhor representação do conteúdo de ozônio, baseado na avaliação dos erros e das correlações.

Qual a relação da variabilidade de ozônio na região da baixa estratosfera e alta troposfera, com a formação dos sistemas de bloqueio?

As avaliações físicas baseadas no acoplamento na UTLS e proporcionou um entendimento dos processos em altos níveis que influenciam na formação dos bloqueios no PSE. As anomalias de vorticidade potencial coincidiram com regiões de máximos e mínimos da CTO, associadas as regiões dos COLs e OMHs onde as variações de altura de geopotencial é registrada.

As variações dos fluxos bidirecionais que desenvolvem as trocas de ar na UTLS e desenvolvem as altas de bloqueio mostraram que as RWB são fundamentais para o acoplamento entre estratosfera e troposfera que auxiliam na formação dos bloqueios no PSE. Na região do bloqueio atmosférico, anomalias positivas de temperatura, nos níveis mais altos são observados e estão associados a taxas de radiação aquecimento/resfriamento devido às variações do ozônio na estratosfera/troposfera.

Estatisticamente, há uma forte correlação entre as anomalias e ozônio na UTLS e a primeira EOF (EOF1) da altura geopotencial em 500 hPa. A partir de uma defasagem dos conteúdos de ozônio, identificou-se que as variações no campo de ozônio geram anomalias de temperatura que desenvolvem os COLs em altos níveis e por consequência resultam na amplificação de cristas anômalas de bloqueio.

As intrusões de ar estratosférico seco (baixa umidade relativa) e rico em ozônio na UTLS, é caracterizado por anomalias de vorticidade potencial e uma alta concentração de ozônio transportada da baixa estratosfera para a alta troposfera, observada através da contribuição do vetor $\vec{Q} > 0$, em decorrência da circulação ageostrófica transversa, impactando na coluna atmosférica, na região das baixas pressões que se estendem do Pacífico central até o PSE.

É possível caracterizar os processos dinâmicos e termodinâmicos que descrevem o acoplamento entre a estratosfera e troposfera, utilizando diferentes cenários de ozônio para identificar o impacto sobre os eventos de bloqueios?

Através da perturbação dos conteúdos de ozônio sob cenários diferentes de suas

quantidades, buscou-se entender a contribuição radiativa do ozônio nos processos que envolvem a formação dos bloqueios no PSE. Estas perturbações se deram aumentado de um a cinco desvios padrões no perfil de ozônio utilizando o modelo BAM. Simulando quatro dos dezanove casos, foi possível obter algumas relações físicas dos processos que envolvem a formação dos bloqueios.

Ao ser aumentado o conteúdo de ozônio em todas as camadas atmosféricas, há uma tendência de fortalecimento dos jatos subtropical e polar, devido aos gradientes de temperatura aumentarem e por consequência impactando na intensidade dos jatos. Nos eventos ditos médios (CM e LM), que apresentam conteúdos de ozônio próximos a média dos eventos no PSE, tendo os jatos mais intensos, associados a amplificação de cavados e cristas no Pacífico central, resultaram em uma estrutura dinâmica que permitiu a subsidência de massas de ar rico em ozônio, gerando um aprofundamento da tropopausa próximo de 45 °S e um levantamento da tropopausa próximo de 65°S.

As taxas de aquecimento radiativo tem papel fundamental no desenvolvimento dos bloqueios. Quanto maiores os valores das perturbações de ozônio (em desvios padrões), a absorção de radiação de ondas curtas e longas também aumenta. Uma combinação entre a aceleração da CBD e a intensidade do jato polar, favorece a subsidência de ozônio na região entre 45° e 65°S. Essas taxas de aquecimento se mostraram favoráveis a amplificação das cristas de bloqueio no PSE, sendo estatisticamente significativas para a formação dos bloqueios no PSE.

6.1 Sugestões para trabalhos futuros

A partir dos resultados obtidos nesse estudo, algumas questões surgem como sugestões de trabalhos futuros:

- Avaliar a frequência, duração e intensidade dos bloqueios perturbando apenas a região do PSE, mascarando as regiões externas a caixa do PSE.
- Avaliar os processos que envolvem a formação dos bloqueios do tipo ômega no sul do Pacífico Central devido a sua extensão espacial e a sua relação com o ozônio estratosférico;
- Investigar a relação dos modos de variabilidade climática (ENSO, AMO, PDO, SAM) com os conteúdos globais de ozônio;
- Simular no BAM diferentes cenários de ozônio em modo climático, utilizando conteúdos pré e pós buraco de ozônio e avaliar padrões de ENSO,

SAM e outros;

- Investigar a contribuição do ozônio estratosférico, juntamente com a influência nas ondas troposféricas nos eventos de 2002 e 2019, do SSW (*Sudden Stratospheric Warming*), avaliando as diferenças entre a separação e o deslocamento do VPA.
- Investigar a relação da Oscilação de Madden-Julian e QBO no transporte de ozônio tropical e a relação com a convecção tropical;

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABALOS, M.; POLVANI, L.; CALVO, N.; KINNISON, D.; PLOEGER, F.; RANDEL, W.; SOLOMON, S. New insights on the impact of ozone-depleting substances on the Brewer-Dobson Circulation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, n. 5, p. 2435–2451, 2019. ISSN 21698996. [40](#)
- ABALOS, M.; RANDEL, W. J.; SERRANO, E. Dynamical forcing of subseasonal variability in the tropical Brewer-Dobson circulation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 9, p. 3439–3453, 2014. ISSN 15200469. [134](#)
- ABRETON, P. C. D.; TYSON, P. D. Dynamical aspects of ozone mini-hole formation. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 55, p. 205–214, 1995. [150](#)
- ADANA, F. J. S. de; COLUCCI, S. J. Southern Hemisphere blocking onsets associated with upper-tropospheric divergence anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 5, p. 1614–1625, 2005. ISSN 00224928. [4](#), [116](#), [124](#), [127](#)
- ALBERS, J. R.; KILADIS, G. N.; BIRNER, T.; DIAS, J. Tropical upper-tropospheric potential vorticity intrusions during sudden stratospheric warmings. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 73, n. 6, p. 2361–2384, 2016. ISSN 0022-4928. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JAS-D-15-0238.1>. [23](#)
- ALBERS, J. R.; KILADIS, G. N.; DIAS, J.; BIRNER, T. Tropical upper-tropospheric potential vorticity intrusions during sudden stratospheric warmings. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 73, n. 6, p. 2361–2384, 2016. ISSN 15200469. [119](#)
- ALBERS, J. R.; PERLWITZ, J.; BUTLER, A. H.; BIRNER, T.; KILADIS, G. N.; LAWRENCE, Z. D.; MANNEY, G. L.; LANGFORD, A. O.; DIAS, J. Mechanisms governing interannual variability of stratosphere-to-troposphere ozone transport. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 123, n. 1, p. 234–260, 2018. ISSN 21698996. [16](#)
- ALLEN, D. R.; BEVILACQUA, R. M.; NEDOLUHA, G. E.; RANDALL, C. E.; MANNEY, G. L. Unusual stratospheric transport and mixing during the 2002 Antarctic winter. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 12, p. 1–4, 2003. ISSN 00948276. [31](#)

ALSEPAN, G.; LUBIS, S. W.; SETIAWAN, S. Analysis of the equatorial lower stratosphere Quasi-Biennial Oscillation (QBO) using ECMWF-Interim reanalysis data set. **IOP Conference Series: Earth and Environmental Science**, v. 31, n. 1, 2016. ISSN 17551315. [33](#)

AMBRIZZI, T.; ARAUJO, M. **Base científica das mudanças climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas ao Primeiro Relatório da Avaliação Nacional sobre Mudanças Climáticas**. Rio de Janeiro: [s.n.], 2014. 464 p. [12](#)

AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. J. Stationary Rossby-wave propagation in a baroclinic atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 540, p. 919–928, 1997. ISSN 00359009. [86](#), [117](#)

ANCELLET, G.; BEEKMANN, M.; PAPAYANNIS, A. Impact of a cutoff low development on downward transport of ozone in the troposphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. D2, p. 3451–3468, 1994. ISSN 01480227. [79](#), [86](#)

BAI, K.; CHANG, N.-B.; SHI, R.; YU, H.; GAO, W. An inter-comparison of multi-decadal observational and reanalysis data sets for global total ozone trends and variability analysis. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 13, p. 7119–7139, jul 2017. ISSN 2169897X. [40](#)

BALDWIN, M. P.; DUNKERTON, T. J. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. **Science**, v. 294, n. 5542, p. 581–584, 2001. ISSN 00368075. [79](#)

BALDWIN, M. P.; GRAY, L. J.; DUNKERTON, T. J.; HAMILTON, K.; HAYNES, P. H.; HOLTON, J. R.; ALEXANDER, M. J.; HIROTA, I.; HORINOUCHE, T.; JONES, D. B. A.; MARQUARDT, C.; SATO, K.; TAKAHASHI, M. The Quasi-Biennial Oscillation. **Reviews of Geophysics**, v. 39, n. 2, p. 179–229, 2001. [12](#), [32](#), [136](#), [137](#), [139](#)

BALDWIN, M. P.; HOLTON, J. R. Climatology of the stratospheric polar vortex and planetary wave breaking. **American Meteorological Society**, v. 45, n. 7, p. 1123–1142, 1988. [20](#)

BALDWIN, M. P.; THOMPSON, D. W. J. A critical comparison of stratosphere–troposphere coupling indices. **Meteorological Society**, v. 135, p. 1661–1672, 2009. Disponível em: <http://www.atmos.colostate.edu/~davet/ao/ThompsonPapers/Baldwin{}_Thompson{}_QJ{}_2009.pdf>. [157](#)

BALL, W. T.; ALSING, J.; MORTLOCK, D. J.; ROZANOV, E. V.; TUMMON, F.; HAIGH, J. D. Reconciling differences in stratospheric ozone composites. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 20, p. 12269–12302, oct 2017. ISSN 1680-7324. [47](#)

BALL, W. T.; ALSING, J.; STAEHELIN, J.; DAVIS, S. M.; FROIDEVAUX, L.; PETER, T. Stratospheric ozone trends for 1985-2018: sensitivity to recent large variability. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 19, n. March, p. 1–27, 2019. ISSN 16807324. [39](#), [40](#), [66](#)

BARNES, E. A.; HARTMANN, D. L. Detection of Rossby wave breaking and its response to shifts of the midlatitude jet with climate change. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 117, n. 9, p. 1–17, 2012. ISSN 01480227. [102](#), [120](#)

BARRIOPEDRO, D. Atmospheric blocking signatures in total ozone and ozone miniholes. **Journal of Climate**, v. 23, p. 3967–3983, 2010. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/2010JCLI3508.1>. [4](#), [5](#), [92](#), [98](#), [157](#)

BARRIOPEDRO, D.; GARCÍA-HERRERA, R.; LUPO, A. R.; HERNÁNDEZ, E. A climatology of Northern Hemisphere blocking. **Journal of Climate**, v. 19, n. 6, p. 1042–1063, 2006. ISSN 08948755. [4](#)

BASSET, H. A.; GAHEIN, A. Diagnostic study on the relation between ozone and potential vorticity. **Atmosfera**, v. 16, p. 67–82, 2003. [23](#), [87](#), [97](#), [101](#), [107](#), [119](#)

BEEKMANN, M.; ANCELLET, G.; BLONSKY, S.; De Muer, D.; EBEL, A.; ELBERN, H.; HENDRICKS, J.; KOWOL, J.; MANCIER, C.; SLADKOVIC, R.; SMIT, H. G. J.; SPETH, P.; TRICKL, T.; Van Haver, P. Regional and global tropopause fold occurrence and related ozone flux across the tropopause. **Journal of Atmospheric Chemistry**, v. 28, n. 1-3, p. 29–44, 1997. ISSN 01677764. [87](#), [88](#), [102](#), [121](#), [145](#)

BENCHERIF, H.; El Amraoui, L.; KIRGIS, G.; De Bellevue, J. L.; HAUCHECORNE, A.; MZÉ, N.; PORTAFAIX, T.; PAZMINO, A.; GOUTAIL, F. Analysis of a rapid increase of stratospheric ozone during late austral summer 2008 over Kerguelen (49.4° S, 70.3° E). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 1, p. 363–373, 2011. ISSN 16807316. Disponível em: www.atmos-chem-phys.net/11/363/2011/. [10](#), [88](#)

BERRISFORD, P.; HOSKINS, B. J.; TYRLIS, E. Blocking and Rossby wave breaking on the dynamical tropopause in the Southern hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, n. 8, p. 2881–2898, 2007. ISSN 00224928. [3](#), [15](#), [29](#), [83](#), [85](#), [89](#), [91](#), [92](#), [102](#), [119](#), [123](#), [127](#), [164](#)

BHARTIA, P. K.; MCPETERS, R. D.; FLYNN, L. E.; TAYLOR, S.; KRAMAROVA, N. A.; FRITH, S.; FISHER, B.; DELAND, M. Solar backscatter UV (SBUV) total ozone and profile algorithm. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 6, n. 10, p. 2533–2548, 2013. ISSN 18671381. [41](#), [47](#), [49](#)

BIRNER, T. Residual circulation and tropopause structure. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 8, p. 2582–2600, 2010. ISSN 00224928. [23](#), [24](#)

BIRNER, T.; DÖRNBRACK, A.; SCHUMANN, U. How sharp is the tropopause at midlatitudes? **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, p. 45–1–45–4, jul 2002. ISSN 19448007. Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1029/2002GL015142>. [87](#), [88](#)

BONATTI, J. P. **Modelo de circulação geral atmosférico do CPTEC**. [s.n.], 2013. 8–11 p. Disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/>. [37](#), [38](#)

BOSART, L. F.; MOORE, B. J.; CORDEIRA, J. M.; ARCHAMBAULT, H. M. Interactions of north pacific tropical, midlatitude, and polar disturbances resulting in linked extreme weather events over North America in October 2007. **Monthly Weather Review**, v. 145, n. 4, p. 1245–1273, 2017. ISSN 15200493. [107](#), [116](#), [117](#), [124](#)

BOSILOVICH, M.; AKELLA, S.; COY, L.; CULLATHER, R.; DRAPER, C.; GELARO, R.; KOVACH, R.; LIU, Q.; MOLOD, A.; NORRIS, P.; WARGAN, K.; CHAO, W.; REICHLER, R.; TAKACS, L.; VIKHLIAEV, Y.; BLOOM, S.; COLLOW, A.; FIRTH, S.; LABOW, G.; PARTYKA, G.; PAWSON, S.; REALE, O.; SCHUBERT, S. D.; SUAREZ, M. **MERRA-2 : Initial evaluation of the climate**. [S.l.: s.n.], 2015. v. 43, n. September, 139 p. [41](#)

BOWMAN, K. P. Global patterns of the Quasi-Biennial Oscillation in total ozone. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 21, p. 3328–3343, 1989. [33](#), [136](#), [137](#)

BRAESICKE, P.; KEEBLE, J.; YANG, X.; STILLER, G.; KELLMANN, S.; ABRAHAM, N. L.; ARCHIBALD, A.; TELFORD, P.; PYLE, J. A. Circulation anomalies in the Southern Hemisphere and ozone changes. **Atmos. Chem. Phys.**

Atmospheric Chemistry and Physics Open Access, v. 13, n. 21, p. 10677–10688, nov 2013. ISSN 1680-7324. [10](#), [35](#), [39](#), [67](#)

BREWER, A. W. Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 75, n. 326, p. 351–363, 1949. ISSN 1477870X. [1](#), [10](#), [11](#), [26](#)

BRUNNER, L.; STEINER, A. K. A global perspective on atmospheric blocking using GPS radio occultation - one decade of observations. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 10, n. 12, p. 4727–4745, 2017. ISSN 18678548. [85](#)

BUKIN, O. A.; AN, N. S.; PAVLOV, A. N.; STOLYARCHUK, S. Y.; SHMIRKO, K. A. Effect that jet streams have on the vertical ozone distribution and characteristics of tropopause inversion layer in the far east region. **Izvestiya - Atmospheric and Ocean Physics**, v. 47, n. 5, p. 610–618, 2011. ISSN 00014338. [20](#), [21](#), [165](#)

BUTCHART, N. Reviews of geophysics the Brewer-Dobson Circulation. **Reviews of Geophysics**, v. 52, p. 157–184, 2014. ISSN 19449208. [9](#), [12](#), [26](#), [27](#), [33](#), [134](#), [171](#)

CÁMARA, A. D. L.; MECHOSO, C. R.; MANCHO, A. M.; SERRANO, E.; IDE, K. Isentropic transport within the antarctic polar-night vortex: Rossby wave breaking evidence and lagrangian structures. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 70, n. 9, p. 2982–3001, 2013. ISSN 00224928. [103](#), [141](#)

CAMPETELLA, C. M.; POSSIA, N. E. Upper-level cut-off lows in southern South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 96, n. 1-2, p. 181–191, 2007. ISSN 01777971. [22](#)

CARIOLLE, D.; DÉQUÉ, M. Southern hemisphere medium-scale waves and total ozone disturbances in a spectral general circulation model. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, n. D10, p. 10825—10846, 1986. ISSN 0148-0227. [42](#), [46](#)

CARIOLLE, D.; TEYSSÈDRE, H. A revised linear ozone photochemistry parameterization for use in transport and general circulation models: multi-annual simulations. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 7, p. 2183–2196, 2007. [42](#), [46](#)

CARPENEDO, C. B. **Bloqueios atmosféricos associados à variabilidade extrema do gelo marinho antártico e impactos na América do Sul.** 237 p. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017. [4](#)

CARRERA, M. L.; HIGGINS, R. W.; KOUSKY, V. E. Downstream weather impacts associated with atmospheric blocking over the Northeast Pacific. **Journal of Climate**, v. 17, n. 24, p. 4823–4839, 2004. ISSN 08948755. [140](#)

CARVALHO, L. M.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite phases of the Antarctic oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. **Journal of Climate**, v. 18, n. 5, p. 702–718, 2005. ISSN 08948755. [124](#)

CAVALCANTI, I. F.; MARENGO, J. A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; TROSNIKOV, I.; BONATTI, J. P.; MANZI, A. O.; TARASOVA, T.; PEZZI, L. P.; D'ALMEIDA, C.; SAMPAIO, G.; CASTRO, C. C.; SANCHES, M. B.; CAMARGO, H. Global climatological features in a simulation using the CPTEC-COLA AGCM. **Journal of Climate**, v. 15, n. 21, p. 2965–2988, 2002. ISSN 08948755. [37](#), [86](#), [131](#), [159](#)

CAVALCANTI, I. F. d. A. Teleconnection patterns orographically induced in model results and from observational data in the austral winter of the Southern Hemisphere. **International Journal of Climatology**, v. 20, n. 10, p. 1191–1206, 2000. ISSN 08998418. [3](#), [4](#), [30](#), [85](#), [94](#), [104](#), [126](#), [134](#), [139](#)

CHAGNON, J. M.; GRAY, S. L.; METHVEN, J. Diabatic processes modifying potential vorticity in a north atlantic cyclone. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 139, n. 674, p. 1270–1282, 2013. ISSN 00359009.

Disponível em:

<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/qj.2037>. [148](#)

CHARLTON, A. J.; ONEILL, A.; LAHOZ, W. A.; BERRISFORD, P. The Splitting of the Stratospheric Polar Vortex in the Southern Hemisphere, September 2002: Dynamical Evolution. **Journal of the Atmosphere Science**, v. 62, p. 590–602, 2005. Disponível em:

<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/JAS-3318.1>. [31](#)

CHIPPERFIELD, M. P.; BEKKI, S.; DHOMSE, S.; HARRIS, N. R. P.; HASSLER, B.; HOSSAINI, R.; STEINBRECHT, W.; THIÉBLEMONT, R.; WEBER, M. Detecting recovery of the stratospheric ozone layer. **Nature**

Publishing Group, v. 549, n. 7671, p. 211–218, 2017. ISSN 0028-0836. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/nature23681>>. [3](#)

CHIPPERFIELD, M. P.; DHOMSE, S.; HOSSAINI, R.; FENG, W.; SANTEE, M. L.; WEBER, M.; BURROWS, J. P.; WILD, J. D.; LOYOLA, D.; COLDEWEY-EGBERS, M. On the cause of recent variations in lower stratospheric ozone. **Geophysical Research Letters**, v. 45, n. 11, p. 5718–5726, 2018. ISSN 19448007. [47](#)

CHOU, M.-D.; SUAREZ, M. J. **An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models**. [S.l.: s.n.], 1994. v. 104606, n. 3, 85 p. [41](#)

CHOU, M.-d.; SUAREZ, M. J. **Technical report series on global modeling and data assimilation a thermal infrared radiation parameterization for atmospheric studies revised may 2003**. Whashington: NASA, 2001. [41](#), [161](#)

CIONNI, I.; EYRING, V.; LAMARQUE, J. F.; RANDEL, W. J.; STEVENSON, D. S.; WU, F.; BODEKER, G. E.; SHEPHERD, T. G.; SHINDELL, D. T.; WAUGH, D. W. Ozone database in support of CMIP5 simulations: results and corresponding radiative forcing. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 21, p. 11267–11292, nov 2011. ISSN 1680-7324. [35](#), [39](#)

CLOUGH, S. A.; SHEPHARD, M. W.; MLAWER, E. J.; DELAMERE, J. S.; IACONO, M. J.; CADY-PEREIRA, K.; BOUKABARA, S.; BROWN, P. D. Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes. **Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer**, v. 91, n. 2, p. 233–244, 2005. ISSN 00224073. [42](#)

COLDEWEY-EGBERS, M.; LOYOLA, D. G.; LABOW, G.; M. Frith, S. Comparison of GTO-ECV and adjusted MERRA-2 total ozone columns from the last 2 decades and assessment of interannual variability. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 13, n. 3, p. 1633–1654, 2020. ISSN 18678548. [50](#), [56](#), [63](#), [67](#)

COLUCCI, S. J. Planetary-scale preconditioning for the onset of blocking. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, n. 8, p. 933–942, 2001. ISSN 00224928. [79](#), [140](#)

COMPAGNUCCI, R. H.; ARANEO, D.; CANZIANI, P. O. Principal sequence pattern analysis: a new approach to classifying the evolution of atmospheric

systems. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 2, p. 197–217, 2001. ISSN 08998418. [85](#)

COMPAGNUCCI, R. H.; RICHMAN, M. B. Can principal component analysis provide atmospheric circulation or teleconnection patterns? **International Journal of Climatology**, v. 28, p. 703–726, 2008. [126](#)

COX, B. D.; BITHELL, M.; GRAY, L. J. Modelling of stratospheric intrusions within a mid-latitude synoptic-scale disturbance. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 541, p. 1377–1403, 1997. ISSN 00359009. [97](#), [110](#), [119](#), [148](#)

CRAIG, R. A. Radiative temperature changes in the ozone layer. **Compendium of Meteorology**, p. 292–302, 1951. [17](#)

CROOK, J. A.; GILLETT, N. P.; KEELEY, S. P. Sensitivity of Southern Hemisphere climate to zonal asymmetry in ozone. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 7, p. 3–7, 2008. ISSN 00948276. [95](#)

CUNNINGHAM, P.; KEYSER, D. Analytical and numerical modelling of jet streaks: barotropic dynamics. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 126, n. 570, p. 3187–3217, 2000. ISSN 00359009. [20](#), [106](#)

DANIELSEN, E. F. Stratospheric-tropospheric exchange based on radioactivity, ozone and potential vorticity. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 1968. ISSN 0022-4928. [1](#), [14](#), [17](#), [22](#), [23](#), [88](#), [99](#), [110](#), [116](#), [157](#), [164](#)

DAVIES, T. D.; SCHUEPBACH, E. Episodes of high ozone concentrations at the earth's surface resulting from transport down from the upper troposphere/lower stratosphere: a review and case studies. **Atmospheric Environment**, v. 28, n. 1, p. 53–68, 1994. ISSN 13522310. [107](#), [119](#)

DAVINI, P.; CAGNAZZO, C.; ANSTEY, J. A. A blocking view of the stratosphere-troposphere coupling. **Journal of Geophysical Research**, v. 119, n. 19, p. 11,100–11,115, 2014. ISSN 21562202. [5](#), [157](#)

_____. _____. **Journal of Geophysical Research**, v. 119, n. 19, p. 11,100–11,115, 2014. ISSN 21562202. [83](#), [89](#), [103](#)

DAVIS, S. M.; HEGGLIN, M. I.; FUJIWARA, M.; DRAGANI, R.; HARADA, Y.; KOBAYASHI, C.; LONG, C.; MANNEY, G. L.; NASH, E. R.; POTTER, G. L.; TEGTMEIER, S.; WANG, T.; WARGAN, K.; WRIGHT, J. S. Assessment of

upper tropospheric and stratospheric water vapor and ozone in reanalyses as part of S-RIP. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 20, p. 12743–12778, 2017. ISSN 16807324. [39](#), [40](#), [41](#), [49](#), [50](#), [51](#), [56](#), [57](#), [59](#), [61](#), [66](#), [70](#)

DAVIS, S. M.; ROSENLOF, K. H.; HASSLER, B.; HURST, D. F.; READ, W. G.; VÖMEL, H.; SELKIRK, H.; FUJIWARA, M.; DAMADEO, R. The Stratospheric Water and Ozone Satellite Homogenized (SWOOSH) database: a long-term database for climate studies. **Earth System Science Data**, v. 8, n. 2, p. 461–490, 2016. ISSN 18663516. [39](#), [47](#), [49](#), [50](#), [70](#)

DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M. A.; BALSAMO, G.; BAUER, P.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A. C.; BERG, L. van de; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; DELSOL, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A. J.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S. B.; HERBACH, H.; HÓLM, E. V.; ISAKSEN, L.; KÅLLBERG, P.; KÖHLER, M.; MATRICARDI, M.; MCNALLY, A. P.; MONGE-SANZ, B. M.; MORCRETTE, J.-j. J.; PARK, B.-k. K.; PEUBEY, C.; ROSNAY, P. de; TAVOLATO, C.; THÉPAUT, J.-n. N.; VITART, F.; M Beljaars, A. C.; BERG, L. van de; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; DELSOL, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A. J.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S. B.; HERBACH, H.; ISAKSEN, L.; KÅLLBERG, P.; KÖHLER, M.; MATRICARDI, M.; MCNALLY, A. P.; MONGE-SANZ, B. M.; MORCRETTE, J.-j. J.; PARK, B.-k. K.; PEUBEY, C.; ROSNAY, P. de; TAVOLATO, C.; THÉPAUT, J.-n. N.; VITART, F.; ACM, B.; BERG, v. L. de; J-J, M.; B-K, P.; ROSNAY, d. P. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011. ISSN 00359009. [42](#), [43](#)

DELLEN, A. van; NEGGERS, R. A case study of tropopause cyclogenesis. **Meteorological Applications**, v. 10, n. 2, p. 187–199, 2003. ISSN 14698080. [88](#), [102](#), [148](#)

DENNISON, F. W.; MCDONALD, A.; MORGENSTERN, O. The influence of ozone forcing on blocking in the Southern Hemisphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 121, n. 24, p. 14358–14371, 2016. ISSN 21562202. [2](#), [4](#), [5](#), [14](#), [36](#), [83](#), [89](#), [157](#)

DETHOF, A.; HÓLM, E. V. Ozone assimilation in the ERA-40 reanalysis project. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 603 PART B, p. 2851–2872, 2004. ISSN 00359009. [42](#)

DOBSON, G. M.; BREWER, A. W.; CWILONG, B. M. Meteorology of the lower stratosphere. **Proceedings of the Royal Society of Medicine**, v. 185, p. 144–175, 1946. ISSN 00359157. [26](#), [91](#), [129](#), [134](#), [166](#)

DOBSON, G. M. B. Forty years research on atmospheric ozone at Oxford: a history. **Applied Optics**, v. 7, n. 3, p. 387–405, 1968. ISSN 0003-6935. Disponível em: <<http://ao.osa.org/abstract.cfm?URI=ao-7-3-387>>. [10](#), [11](#)

DOBSON, G. M. B.; KIDSON, H. H.; KIMBALL, H. H. Observations of the amount of ozone in the earth's atmosphere, and its relation to other geophysical conditions. - Part IV. **Proceedings of the Royal Society of London A**, v. 129, p. 411–433, 1930. [91](#), [94](#), [97](#)

DOMEISEN, D. I. V.; BUTLER, A. H. Stratospheric drivers of extreme events at the Earth's surface. **Communications Earth & Environment**, Springer US, v. 1, n. 1, 2020. ISSN 2662-4435. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/s43247-020-00060-z>>. [31](#), [32](#), [157](#)

DRAGANI, R. On the quality of the era-interim ozone reanalyses: comparisons with satellite data. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 658, p. 1312–1326, 2011. ISSN 00359009. [35](#), [42](#)

EBEL, A.; HASS, H.; JAKOBS, H. J. J.; LAUBE, M.; MEMMESHEIMER, M.; OBERREUTER, A.; GEISS, H.; KUO, Y.-H. Simulation of ozone intrusion caused by a tropopause fold and cut-off low. **Atmospheric Environment. Part A. General Topics**, v. 25, n. 10, p. 2131–2144, 1991. ISSN 09601686. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/096016869190089P>>. [22](#), [112](#)

ECKERT, E.; VONCLARMANN, T.; KIEFER, M.; STILLER, G. P.; LOSSOW, S.; GLATTHOR, N.; DEGENSTEIN, D. A.; FROIDEVAUX, L.; GODIN-BEEKMANN, S.; LEBLANC, T.; MCDERMID, S.; PASTEL, M.; STEINBRECHT, W.; SWART, D. P. J.; WALKER, K. A.; BERNATH, P. F. Drift-corrected trends and periodic variations in MIPAS IMK/IAA ozone measurements. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 5, p. 2571–2589, 2014. ISSN 16807324. Disponível em: <www.atmos-chem-phys.net/14/2571/2014/>. [56](#)

EIBERN, H.; HENDRICKS, J.; EBEL, A. A climatology of tropopause folds by global analyses. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 59, n. 3-4, p. 181–200, 1998. ISSN 0177798X. [5](#), [25](#), [87](#), [170](#)

_____. _____. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 59, n. 3-4, p. 181–200, 1998. ISSN 0177798X. [88](#), [101](#), [120](#), [145](#)

EVTUSHEVSKY, O.; KLEKOCIUK, A. R.; KRAVCHENKO, V.; MILINEVSKY, G.; GRYTSAI, A. The influence of large amplitude planetary waves on the Antarctic ozone hole of austral spring 2017. **Journal of Southern Hemisphere Earth Systems Science**, v. 69, n. 1, p. 57, 2019. [142](#)

FIGUEROA, S. N.; BONATTI, J. P.; KUBOTA, P. Y.; GRELL, G. A.; MORRISON, H.; BARROS, S. R. M.; FERNANDEZ, J. P. R.; RAMIREZ, E.; SIQUEIRA, L.; LUZIA, G.; SILVA, J.; SILVA, J. R.; PENDHARKAR, J.; CAPISTRANO, V. B.; ALVIM, D. S.; ENORÉ, D. P.; DINIZ, F. L. R.; SATYAMURTI, P.; CAVALCANTI, I. F. A.; NOBRE, P.; BARBOSA, H. M. J.; MENDES, C. L.; PANETTA, J. The Brazilian Global Atmospheric Model (BAM): performance for tropical rainfall forecasting and sensitivity to convective scheme and horizontal resolution. **Weather and Forecasting**, v. 31, n. 5, p. 1547–1572, 2016. [37](#), [161](#)

FIOLETOV, V. E. Ozone climatology, trends, and substances that control ozone. **Atmosphere-Ocean**, v. 46, n. 1, p. 39–67, 2008. ISSN 0705-5900. [1](#), [9](#), [10](#), [15](#), [26](#), [39](#), [67](#), [120](#)

FLEMMING, J.; BENEDETTI, A.; INNESS, A.; ENGELEN, R. J.; JONES, L.; HUIJNEN, V.; REMY, S.; PARRINGTON, M.; SUTTIE, M.; BOZZO, A.; PEUCH, V. H.; AKRITIDIS, D.; KATRAGKOU, E. The CAMS interim reanalysis of carbon monoxide, ozone and aerosol for 2003-2015. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 3, p. 1945–1983, 2017. ISSN 16807324. [45](#)

FLEMMING, J.; HUIJNEN, V.; ARTETA, J.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A.; BLECHSCHMIDT, A. M.; DIAMANTAKIS, M.; ENGELEN, R. J.; GAUDEL, A.; INNESS, A.; JONES, L.; JOSSE, B.; KATRAGKOU, E.; MARECAL, V.; PEUCH, V. H.; RICHTER, A.; SCHULTZ, M. G.; STEIN, O.; TSIKERDEKIS, A. Tropospheric chemistry in the integrated forecasting system of ECMWF. **Geoscientific Model Development**, v. 8, n. 4, p. 975–1003, 2015. ISSN 19919603. [46](#)

FLEMMING, J.; INNESS, A.; FLENTJE, H.; HUIJNEN, V.; MOINAT, P.; SCHULTZ, M. G.; STEIN, O. Coupling global chemistry transport models to ECMWF's integrated forecast system. **Geoscientific Model Development**, v. 2, n. 2, p. 253–265, 2009. ISSN 19919603. [44](#)

FOGT, R. L.; MARSHALL, G. J. The southern annular mode: variability, trends, and climate impacts across the Southern Hemisphere. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change**, v. 11, n. 4, p. 1–24, 2020. ISSN 17577799. [2](#), [32](#), [135](#), [136](#), [138](#)

FOGT, R. L.; PERLWITZ, J.; PAWSON, S.; OLSEN, M. A. Intra-annual relationships between polar ozone and the SAM. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 4, p. 1–6, 2009. ISSN 00948276. [138](#), [139](#)

FORSTER, P. M. D. F. F.; FRECKLETON, R. S.; SHINE, K. P. On aspects of the concept of radiative forcing. **Climate Dynamics**, v. 13, n. 7-8, p. 547–560, 1997. ISSN 14320894. [12](#)

FOUQUART, Y.; BONNEL, B. Computations of solar heating of the earth's atmosphere - a new parameterization. **Beitrage zur Physik der Atmosphäre**, v. 53, n. 20, p. 35–62, 1980. ISSN 16807324. [42](#)

FRITH, S. M.; KRAMAROVA, N. A.; STOLARSKI, R. S.; MCPETERS, R. D.; BHARTIA, P. K.; LABOW, G. J. Recent changes in total column ozone based on the SBUV Version 8.6 Merged Ozone Data Set S. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 175, n. 4449, p. 9735–9751, 2014. ISSN 00280836. [39](#), [47](#)

FUEGLISTALER, S.; LEGRAS, B.; BELJAARS, A.; MORCRETTE, J.-J.; SIMMONS, A.; TOMPKINSC, A. M.; UPPALA, S. The diabatic heat budget of the upper troposphere and lower/mid stratosphere in ECMWF reanalyses. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 135, p. 21–37, 2009. ISSN 00359009. [12](#), [16](#), [17](#)

FUENZALIDA, H. A.; SÁNCHEZ, R.; GARREAUD, R. D. A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, v. 110, n. 18, p. 1–10, 2005. ISSN 01480227. [4](#), [22](#), [29](#), [80](#), [91](#), [106](#), [112](#), [148](#), [166](#)

FUJIWARA, M.; WRIGHT, J. S.; MANNEY, G. L.; GRAY, L. J.; ANSTEY, J.; BIRNER, T.; DAVIS, S.; GERBER, E. P.; HARVEY, V. L.; HEGGLIN, M. I.; HOMEYER, C. R.; KNOX, J. A.; KRÜGER, K.; LAMBERT, A.; LONG, C. S.; MARTINEAU, P.; MOLOD, A.; MONGE-SANZ, B. M.; SANTEE, M. L.; TEGTMEIER, S.; CHABRILLAT, S.; TAN, D. G. H.; JACKSON, D. R.; POLAVARAPU, S.; COMPO, G. P.; DRAGANI, R.; EBISUZAKI, W.; HARADA, Y.; KOBAYASHI, C.; MCCARTY, W.; ONOGI, K.; PAWSON, S.; SIMMONS, A.;

WARGAN, K.; WHITAKER, J. S.; ZOU, C.-Z. Introduction to the SPARC Reanalysis Intercomparison Project (S-RIP) and overview of the reanalysis systems. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 2, p. 1417–1452, jan 2017. ISSN 1680-7324. [61](#), [66](#), [67](#)

GALLEGO, D.; RIBERA, P.; GARCIA-HERRERA, R.; HERNANDEZ, E.; GIMENO, L. A new look for the Southern Hemisphere jet stream. **Climate Dynamics**, v. 24, n. 6, p. 607–621, 2005. ISSN 09307575. [145](#)

GAMELIN, B. L.; CARVALHO, L. M.; KAYANO, M. The combined influence of ENSO and PDO on the spring UTLS ozone variability in South America. **Climate Dynamics**, v. 55, n. 5-6, p. 1539–1562, 2020. ISSN 14320894. [2](#), [85](#), [130](#), [136](#)

GAN, M. A.; DALPIVA, E. Energetics of a southeastern pacific cut-off low. **Atmospheric Science Letters**, v. 14, n. 4, p. 272–280, 2013. ISSN 1530261X. [136](#), [139](#), [142](#), [145](#), [146](#)

GANGULY, N. D.; IYER, K. N. Can El Niño induce stratosphere – troposphere exchange of ozone? **Current Science**, v. 106, n. 6, p. 860–866, 2014. ISSN 00113891. [145](#)

GARANE, K.; LEROT, C.; COLDEWEY-EGBERS, M.; VERHOELST, T.; KOUKOULI, M. E.; ZYRICHIDOU, I.; BALIS, D. S.; DANCKAERT, T.; GOUTAIL, F.; GRANVILLE, J.; HUBERT, D.; KEPPENS, A.; LAMBERT, J.-C.; LOYOLA, D.; POMMEREAU, J.-P.; VANROOZENDAEL, M.; ZEHNER, C. Quality assessment of the Ozone_cci climate research data package (release 2017) – Part 1: ground-based validation of total ozone column data products. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 11, n. 3, p. 1385–1402, 2018. ISSN 1867-8548. [39](#), [47](#), [71](#)

GETTELMAN, A.; HOOR, P.; PAN, L. L.; RANDEL, W. J.; HEGGLIN, M. I.; BIRNER, T.; HOOR, P.; BIRNER, T.; HEGGLIN, M. I.; PAN, L. L.; RANDEL, W. J.; HEGGLIN, M. I.; BIRNER, T.; HOOR, P.; BIRNER, T.; HEGGLIN, M. I.; EYRING, V.; AKIYOSHI, H.; BEKKI, S. and Br\"uhl, C.; DAMERIS, M.; KINNISON, D. E.; LEFEVRE, F.; LOTT, F.; MANCINI, E.; PITARI, G.; PLUMMER, D. A.; ROZANOV, E.; SHIBATA, K.; STENKE, A.; STRUTHERS, H.; TIAN, W.; DAMERIS, M.; BEKKI, S.; LEFÈVRE, F.; LOTT, F.; BRUHL, C.; SHIBATA, K.; ROZANOV, E.; MANCINI, E.; PITARI, G.; STRUTHERS, H.; TIAN, W.; KINNISON, D. E.; HOOR, P.; PAN, L. L.; RANDEL, W. J.; HEGGLIN, M. I.; BIRNER, T.; HOOR, P.; BIRNER, T.; HEGGLIN, M. I. The

extratropical upper troposphere and lower stratosphere. **Reviews of Geophysics**, v. 49, n. 3, p. 1–31, 2011. ISSN 1944-9208. [1](#), [10](#), [11](#), [14](#), [15](#), [16](#), [17](#), [18](#), [22](#), [29](#), [39](#), [110](#), [116](#), [119](#), [128](#), [136](#), [157](#), [175](#)

GETTELMAN, A.; SOBEL, A. H. Direct diagnoses of stratosphere-troposphere exchange. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 1, p. 3–16, 2000. ISSN 00224928. [26](#), [87](#), [88](#), [146](#)

GILFORD, D. M.; SOLOMON, S. Radiative effects of stratospheric seasonal cycles in the tropical upper troposphere and lower stratosphere. **Journal of Climate**, v. 30, p. 2769–2783, 2016. Disponível em: www.ametsoc.org/PUBSReuseLicenses. [35](#), [39](#)

_____. _____. **Journal of Climate**, v. 30, n. 8, p. 2769–2783, 2017. ISSN 08948755. Disponível em: www.ametsoc.org/PUBSReuseLicenses. [12](#), [163](#)

GONZALEZ, P. L. M.; POLVANI, L. M.; SEAGER, R.; CORREA, G. J. P. Stratospheric ozone depletion: a key driver of recent precipitation trends in South Eastern South America. **Climate Dynamics**, v. 42, n. 7-8, p. 1775–1792, apr 2014. ISSN 0930-7575. Disponível em: <http://link.springer.com/10.1007/s00382-013-1777-x>. [2](#), [10](#), [13](#), [36](#)

GOYAL, R.; JUCKER, M.; GUPTA, A. S.; HENDON, H. H.; MATTHEW, H. Zonal wave 3 pattern in the Southern Hemisphere generated by tropical convection. **Nature Geoscience (in Press)**, p. 24, 2021. [4](#), [30](#), [31](#), [79](#), [102](#), [104](#), [127](#)

GREENSLADE, J. W.; ALEXANDER, S. P.; SCHOFIELD, R.; FISHER, J. A.; KLEKOCIUK, A. K. Stratospheric ozone intrusion events and their impacts on tropospheric ozone in the Southern Hemisphere. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 17, p. 10269–10290, 2017. ISSN 16807324. [5](#), [14](#), [34](#), [119](#), [120](#)

GREWE, V. The origin of ozone. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, n. 6, p. 1495–1511, 2006. ISSN 1680-7375. [10](#), [39](#), [120](#)

GRISE, K. M.; POLVANI, L. M.; TSELIODIS, G.; WU, Y.; ZELINKA, M. D. The ozone hole indirect effect: cloud-radiative anomalies accompanying the poleward shift of the eddy-driven jet in the Southern Hemisphere. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 14, p. 3688–3692, 2013. ISSN 00948276. [2](#), [10](#), [13](#), [34](#), [36](#)

GRISE, K. M.; SON, S. W.; CORREA, G. J. P.; POLVANI, L. M. The response of extratropical cyclones in the Southern Hemisphere to stratospheric ozone depletion

in the 20th century. **Atmospheric Science Letters**, v. 15, n. 1, p. 29–36, 2014. ISSN 1530261X. [2](#), [36](#)

GRISE, K. M.; THOMPSON, D. W. J.; FORSTER, P. M. On the role of radiative processes in stratosphere–troposphere coupling. **Journal of Climate**, v. 22, p. 4154–4161, 2009. [12](#), [114](#)

GUHA, A.; MECHOSO, C. R.; KONOR, C. S.; HEIKES, R. P. Modeling rossby wave breaking in the southern spring stratosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 73, n. 1, p. 393–406, 2016. ISSN 15200469. [88](#), [100](#), [142](#)

HAN, J.; PAN, H.-L. Revision of convection and vertical diffusion schemes in the NCEP global forecast system. **Weather and Forecasting**, v. 26, n. 4, p. 520–533, 2011. ISSN 0882-8156. [161](#)

HARRIS, N. R. P. P.; HASSLER, B.; TUMMON, F.; BODEKER, G. E.; HUBERT, D.; PETROPAVLOVSKIKH, I.; STEINBRECHT, W.; ANDERSON, J.; BHARTIA, P. K.; BOONE, C. D.; BOURASSA, A.; DAVIS, S. M.; DEGENSTEIN, D.; DELCLOO, A.; FRITH, S. M.; FROIDEVAUX, L.; GODIN-BEEKMANN, S.; JONES, N.; KURYLO, M. J.; KYRÖLÄ, E.; LAINE, M.; LEBLANC, S. T.; LAMBERT, J. C.; LILEY, B.; MAHIEU, E.; MAYCOCK, A.; DEMAZIÈRE, M.; PARRISH, A.; QUEREL, R.; ROSENLOF, K. H.; ROTH, C.; SIORIS, C.; STAEHELIN, J.; STOLARSKI, R. S.; STÜBI, R.; TAMMINEN, J.; VIGOUROUX, C.; WALKER, K. A.; WANG, H. J.; WILD, J.; ZAWODNY, J. M. Past changes in the vertical distribution of ozone - Part 3: analysis and interpretation of trends. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 17, p. 9965–9982, 2015. ISSN 16807324. [47](#)

HASSLER, B.; KREMSER, S.; BODEKER, G. E.; LEWIS, J.; NESBIT, K.; DAVIS, S. M.; CHIPPERFIELD, M. P.; DHOMSE, S. S.; DAMERIS, M. An updated version of a gap-free monthly mean zonal mean ozone database. **Earth System Science Data**, v. 10, n. 3, p. 1473–1490, 2018. ISSN 18663516. Disponível em: <<http://doi.org/10.5281/zenodo.1217184>>. [39](#), [49](#)

HASSLER, B.; PETROPAVLOVSKIKH, I.; STAEHELIN, J.; AUGUST, T.; BHARTIA, P. K.; CLERBAUX, C.; DEGENSTEIN, D.; DEMAZIÈRE, M.; DINELLI, B. M. Past changes in the vertical distribution of ozone – Part 1: measurement techniques, uncertainties and availability. **Atmosphere Measssurment Techniques**, v. 7, p. 1395–1427, 2014. [47](#)

HAUCHECORNE, A.; GODIN, S.; MARCHAND, M.; HEESE, B.; SOUPRAYEN, C. Quantification of the transport of chemical constituents from the polar vortex to midlatitudes in the lower stratosphere using the high-resolution advection model MIMOSA and effective diffusivity. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8289, 2002. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2001JD000491>>. 14, 88

HAYNES, P.; SHUCKBURGH, E. Effective diffusivity as a diagnostic of atmospheric transport 2. Troposphere and lower stratosphere. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 105, n. D18, p. 22795–22810, 2000. ISSN 01480227. 19

HEGGLIN, M.; TEGTMEIER, S. **The SPARC Data Initiative: Assessment of stratospheric trace gas and aerosol climatologies from satellite limb sounders**. [S.l.: s.n.], 2017. 322 p. 3, 18, 34, 35, 39, 48, 67

HEGGLIN, M. I.; GETTELMAN, A.; HOOR, P.; KRICHEVSKY, R.; MANNEY, G. L.; PAN, L. L.; SON, S. W.; STILLER, G.; TILMES, S.; WALKER, K. A.; EYRING, V.; SHEPHERD, T. G.; WAUGH, D.; AKIYOSHI, H.; AÑEL, J. A.; AUSTIN, J.; BAUMGAERTNER, A.; BEKKI, S.; BRAESICKE, P.; BRÜHL, C.; BUTCHART, N.; CHIPPERFIELD, M.; DAMERIS, M.; DHOMSE, S.; FRITH, S.; GARNY, H.; HARDIMAN, S. C.; JÖCKEL, P.; KINNISON, D. E.; LAMARQUE, J. F.; MANCINI, E.; MICHOU, M.; MORGENSTERN, O.; NAKAMURA, T.; OLIVIE, D.; PAWSON, S.; PITARI, G.; PLUMMER, D. A.; PYLE, J. A.; ROZANOV, E.; SCINOCCA, J. F.; SHIBATA, K.; SMALE, D.; TEYSSDRE, H.; TIAN, W.; YAMASHITA, Y. Multimodel assessment of the upper troposphere and lower stratosphere: extratropics. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 115, n. 20, 2010. ISSN 01480227. 1, 48, 66

HEGGLIN, M. I.; TEGTMEIER, S.; ANDERSON, J.; BOURASSA, A.; BROHEDE, S.; DEGENSTEIN, D.; FROIDEVAUX, L.; FULLER, R.; FUNKE, B.; GILLE, J.; JONES, A.; KASAI, Y.; KRÜGER, K.; KYRÖLÄ, E.; LINGENFELSER, G.; LUMPE, J.; NARDI, B.; NEU, J.; PENDLEBURY, D.; REMSBERG, E.; ROZANOV, A.; SMITH, L.; TOOHEY, M.; URBAN, J.; VONCLARMANN, T.; WALKER, K. A.; WANG, R. H. SPARC data initiative: a comparison of ozone climatologies from international satellite limb sounders. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 118, n. 21, p. 12229–12247, 2013. ISSN 21698996. 39, 49, 50, 51, 66, 67

HEGGLIN, M. I.; TEGTMEIER, S.; ANDERSON, J.; BOURASSA, A. E.; BROHEDE, S.; DEGENSTEIN, D.; FROIDEVAUX, L.; FUNKE, B.; GILLE, J.; KASAI, Y.; KYRÖLÄ, E. T.; LUMPE, J.; MURTAGH, D.; NEU, J. L.; PÉROT, K.; REMSBERG, E. E.; ROZANOV, A.; TOOHEY, M.; URBAN, J.; Von Clarmann, T.; WALKER, K. A.; WANG, H. J.; AROSIO, C.; DAMADEO, R.; FULLER, R. A.; LINGENFELSER, G.; MCLINDEN, C.; PENDLEBURY, D.; ROTH, C.; RYAN, N. J.; SIORIS, C.; SMITH, L.; WEIGEL, K. Overview and update of the SPARC data initiative: comparison of stratospheric composition measurements from satellite limb sounders. **Earth System Science Data**, v. 13, n. 5, p. 1855–1903, 2021. ISSN 18663516. [48](#)

HERSBACH, H.; BELL, B.; BERRISFORD, P.; HIRAHARA, S.; HORÁNYI, A.; MUÑOZ-SABATER, J.; NICOLAS, J.; PEUBEY, C.; RADU, R.; SCHEPERS, D.; SIMMONS, A.; SOCI, C.; ABDALLA, S.; ABELLAN, X.; BALSAMO, G.; BECHTOLD, P.; BIAVATI, G.; BIDLOT, J.; BONAVITA, M.; De Chiara, G.; DAHLGREN, P.; DEE, D.; DIAMANTAKIS, M.; DRAGANI, R.; FLEMMING, J.; FORBES, R.; FUENTES, M.; GEER, A.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S.; HOGAN, R. J.; HÓLM, E.; JANISKOVÁ, M.; KEELEY, S.; LALOYLAUX, P.; LOPEZ, P.; LUPU, C.; RADNOTI, G.; ROSNAY, P. de; ROZUM, I.; VAMBORG, F.; VILLAUME, S.; THÉPAUT, J. N. The ERA5 global reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, n. March, p. 1–51, 2020. ISSN 1477870X. [43](#), [81](#), [159](#)

HERSBACH, H.; De Rosnay, P.; BELL, B.; SCHEPERS, D.; SIMMONS, A.; SOCI, C.; ABDALLA, S.; BALMASEDA, A.; BALSAMO, G.; BECHTOLD, P.; BERRISFORD, P.; BIDLOT, J.; De Boissésón, E.; BONAVITA, M.; BROWNE, P.; BUIZZA, R.; DAHLGREN, P.; DEE, D.; DRAGANI, R.; DIAMANTAKIS, M.; FLEMMING, J.; FORBES, R.; GEER, A.; HAIDEN, T.; HÓLM, E.; HAIMBERGER, L.; HOGAN, R.; HORÁNYI, A.; JANISKOVÁ, M.; LALOYLAUX, P.; LOPEZ, P.; MUÑOZ-SABATER, J.; PEUBEY, C.; RADU, R.; RICHARDSON, D.; THÉPAUT, J.-N.; VITART, F.; YANG, X.; ZSÓTÉR, E.; ZUO, H. **Operational global reanalysis: progress, future directions and synergies with NWP including updates on the ERA5 production status**. [S.l.: s.n.], 2018. v. 27, n. 8th October, 1–63 p. [43](#), [81](#)

HERSBACH, H.; DEROSNAY, P.; BELL, B.; SCHEPERS, D.; SIMMONS, A.; SOCI, C.; ABDALLA, S.; BALMASEDA, A.; BALSAMO, G.; BECHTOLD, P.; BERRISFORD, P.; BIDLOT, J.; DEBOISSÉSON, E.; BONAVITA, M.; BROWNE, P.; BUIZZA, R.; DAHLGREN, P.; DEE, D.; DRAGANI, R.;

DIAMANTAKIS, M.; FLEMMING, J.; FORBES, R.; GEER, A.; HAIDEN, T.; HÓLM, E.; HAIMBERGER, L.; HOGAN, R.; HORÁNYI, A.; JANISKOVÁ, M.; LALOYAUX, P.; LOPEZ, P.; MUÑOZ-SABATER, J.; PEUBEY, C.; RADU, R.; RICHARDSON, D.; THÉPAUT, J.-N.; VITART, F.; YANG, X.; ZSÓTÉR, E.; ZUO, H. **Operational global reanalysis: progress, future directions and synergies with NWP including updates on the ERA5 production status**. [S.l.]: ECMWF, 2018. 63 p. [37](#), [159](#)

HITCHMAN, M. H.; HUESMANN, A. S. A seasonal climatology of Rossby wave breaking in the 320-2000-K layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, n. 6, p. 1922–1940, 2007. ISSN 00224928. [4](#), [29](#), [95](#), [102](#), [142](#), [148](#)

HITCHMAN, M. H.; ROGAL, M. J. ENSO influences on Southern Hemisphere column ozone during the winter to spring transition. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 115, n. 20, p. 1–14, 2010. ISSN 01480227. [95](#), [123](#), [136](#), [138](#), [139](#), [145](#), [166](#)

_____. Influence of tropical convection on the Southern Hemisphere ozone maximum during the winter to spring transition. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 115, n. 14, p. 1–20, 2010. ISSN 01480227. [34](#), [94](#), [95](#), [123](#), [135](#), [136](#), [138](#), [174](#)

HOLLINGSWORTH, A.; ENGELEN, R. J.; TEXTOR, C.; BENEDETTI, A.; BOUCHER, O.; CHEVALLIER, F.; DETHOF, A.; ELBERN, H.; ESKES, H.; FLEMMING, J.; GRANIER, C.; KAISER, J. W.; MORCRETTE, J. J.; RAYNER, P.; PEUCH, V. H.; ROUIL, L.; SCHULTZ, M. G.; SIMMONS, A. J. Toward a monitoring and forecasting system for atmospheric composition: the GEMS project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 89, n. 8, p. 1147–1164, 2008. ISSN 00030007. [44](#)

HOLTON, J. R.; HAYNES, P. H.; MCINTYRE, M. E.; DOUGLASS, A. R.; ROOD, B. Stratosphere-troposphere. **Reviews of Geophysics**, v. 33, n. 4, p. 403–439, 1995. [4](#), [15](#), [17](#), [22](#), [24](#), [26](#), [34](#), [88](#), [107](#), [116](#), [121](#), [141](#), [142](#), [166](#)

HOLTON, J. R.; STALEY, D. O. **An introduction to dynamic meteorology**. [S.l.: s.n.], 2004. 535 p. ISSN 0002-9505. ISBN 0123540151. [22](#), [25](#), [148](#)

HOMEYER, C. R.; BOWMAN, K. P. Rossby wave breaking and transport between the tropics and extratropics above the subtropical jet. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 70, n. 2, p. 607–626, 2013. ISSN 00224928. [123](#)

_____. _____. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 70, n. 2, p. 607–626, 2013. ISSN 00224928. [142](#)

HOOD, L.; ROSSI, S.; BEULEN, M. Trends in lower stratospheric zonal winds, Rossby wave breaking behavior, and column ozone at northern midlatitudes.

Journal of Geophysical Research Atmospheres, v. 104, n. D20, p. 24321–24339, 1999. ISSN 01480227. [29](#), [142](#), [145](#), [150](#), [166](#)

HOSKINS, B. J. Towards a PV- θ view of the general circulation. **Tellus A**, v. 43, n. 4, p. 27–35, 1991. [23](#), [87](#), [88](#)

HOSKINS, B. J.; MCINTYRE, M. E.; ROBERTSON, A. W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 111, n. 6, p. 877–946, 1985. ISSN 00359009. [14](#), [22](#), [24](#), [87](#), [88](#), [97](#), [99](#), [101](#), [107](#), [110](#), [116](#), [119](#), [123](#), [129](#), [136](#), [164](#)

HU, D.; TIAN, W.; XIE, F.; WANG, C.; ZHANG, J. Impacts of stratospheric ozone depletion and recovery on wave propagation in the boreal winter stratosphere. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, n. 16, p. 8299–8317, 2015. ISSN 2169897X. Disponível em:

<<http://doi.wiley.com/10.1002/2014JD022855>>. [2](#), [36](#), [66](#)

HUANG, J.; TIAN, W.; ZHANG, J.; HUANG, Q.; TIAN, H.; LUO, J. The connection between extreme stratospheric polar vortex events and tropospheric blockings. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 143, n. 703, p. 1148–1164, 2017. ISSN 1477870X. [3](#), [4](#)

INNESS, A.; ADES, M.; AGUSTÍ-PANAREDA, A.; BARR, J.; BENEDICTOW, A.; BLECHSCHMIDT, A. M.; DOMINGUEZ, J. J.; ENGELEN, R.; ESKES, H.; FLEMMING, J.; HUIJNEN, V.; JONES, L.; KIPLING, Z.; MASSART, S.; PARRINGTON, M.; PEUCH, V. H.; RAZINGER, M.; REMY, S.; SCHULZ, M.; SUTTIE, M. The CAMS reanalysis of atmospheric composition. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, n. 6, p. 3515–3556, 2019. ISSN 16807324. [45](#)

INNESS, A.; BAIER, F.; BENEDETTI, A.; BOUARAR, I.; CHABRILLAT, S.; CLARK, H.; CLERBAUX, C.; COHEUR, P.; ENGELEN, R. J.; ERRERA, Q.; FLEMMING, J.; GEORGE, M.; GRANIER, C.; HADJI-LAZARO, J.; HUIJNEN, V.; HURTMANS, D.; JONES, L.; KAISER, J. W.; KAPSOMENAKIS, J.; LEFEVER, K.; LEITÃO, J.; RAZINGER, M.; RICHTER, A.; SCHULTZ, M. G.; SIMMONS, A. J.; SUTTIE, M.; STEIN, O.; THÉPAUT, J.-N.; THOURET, V.; VREKOUSSIS, M.; ZEREFOS, C. The MACC reanalysis: an 8 yr data set of

atmospheric composition. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 8, p. 4073–4109, apr 2013. ISSN 1680-7324. [44](#), [45](#)

IVANOVA, A. R. The tropopause: variety of definitions and modern approaches to identification. **Russian Meteorology and Hydrology**, v. 38, n. 12, p. 808–817, 2013. ISSN 10683739. [22](#)

IWABE, C. M. N. **Intrusão estratosférica associada com ciclogêneses na costa do sul do Brasil: uma análise utilizando o conceito de vorticidade potencial**. 106 p. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008. [22](#), [88](#), [129](#), [148](#), [164](#), [172](#)

IWABE, C. M. N.; ROCHA, R. P. An event of stratospheric air intrusion and its associated secondary surface cyclogenesis over the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 114, n. 9, p. 1–15, 2009. ISSN 01480227. [80](#), [87](#), [110](#)

JING, P.; BANERJEE, S. Rossby wave breaking and isentropic stratosphere-troposphere exchange during 1981–2015 in the Northern Hemisphere. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 123, n. 17, p. 9011–9025, 2018. ISSN 21698996. [17](#), [29](#), [120](#), [150](#), [166](#)

_____. _____. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 123, n. 17, p. 9011–9025, 2018. ISSN 21698996. [87](#), [139](#)

JING, P.; BANERJEE, S.; BARRERA, M. Impact of Rossby wave breaking on ozone variation in the upper troposphere and lower stratosphere, 1985–2015. **Atmospheric Environment**, v. 222, p. 1–11, 2020. ISSN 18732844. [97](#), [141](#)

JOLLIFFE, I. T. **Principal component analysis**. 2ed. ed. New York: Springer, 2002. 374–377 p. ISBN 9780080448947. [85](#), [126](#)

JUNG, T.; BALSAMO, G.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A. C.; KÖHLER, M.; MILLER, M. J.; MORCRETTE, J. J.; ORR, A.; RODWELL, M. J.; TOMPKINS, A. M. **The ECMWF model climate: recent progress through improved physical parametrizations**. [S.l.: s.n.], 2010. v. 136, n. 650, 1145–1160 p. [158](#)

KANG, S. M.; POLVANI, L. M.; FYFE, J. C.; SIGMOND, M. Impact of polar ozone depletion on subtropical precipitation. **Science**, v. 332, n. 6032, p. 951–954, 2011. ISSN 0036-8075. Disponível em:

<<http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1202131>>. [5](#), [13](#)

KANG, S. M.; POLVANI, L. M.; FYFE, J. C.; SON, S.-W.; SIGMOND, M.; CORREA, G. J. P. Modeling evidence that ozone depletion has impacted extreme precipitation in the austral summer. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 15, p. 4054–4059, aug 2013. ISSN 00948276. [13](#), [34](#), [36](#), [157](#)

KARL, T. R.; HASSOL, S. J.; MILLER, C. D.; MURRAY, W. L. **Temperature trends in the lower atmosphere - steps for understanding and reconciling differences**. [S.l.: s.n.], 2006. 180 p. [3](#), [5](#), [10](#), [173](#)

KAWATANI, Y.; HAMILTON, K.; SATO, K.; DUNKERTON, T. J.; WATANABE, S.; KIKUCHI, K. ENSO modulation of the QBO: results from MIROC models with and without nonorographic gravity wave parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 76, n. 12, p. 3893–3917, 2019. ISSN 15200469. [34](#), [138](#)

KAYANO, M. T. Southeastern Pacific blocking episodes and their effects on the South American weather. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 69, n. 3-4, p. 145–155, 1999. ISSN 01777971. [85](#)

KEPPENS, A.; LAMBERT, J.-C.; GRANVILLE, J.; HUBERT, D.; VERHOELST, T.; COMPERNOLLE, S.; LATTE, B.; KERRIDGE, B.; SIDDANS, R.; BOYNARD, A.; HADJI-LAZARO, J.; CLERBAUX, C.; WESPES, C.; HURTMANS, D. R.; COHEUR, P.-F.; VANPEET, J. C. A.; VANDER, R. J.; GARANE, K.; KOUKOULI, M. E.; BALIS, D. S.; DELCLOO, A.; KIVI, R.; STÜBI, R.; GODIN-BEEKMANN, S.; VANROOZENDAEL, M.; ZEHNER, C. Quality assessment of the Ozone_cci climate research data package (release 2017) – Part 1: ground-based validation of total ozone column data products. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 11, p. 3769–3800, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/amt-11-3769-2018>>. [43](#), [47](#), [50](#), [71](#)

KIDSTON, J.; SCAIFE, A. A.; HARDIMAN, S. C.; MITCHELL, D. M.; BUTCHART, N.; BALDWIN, M. P.; GRAY, L. J. Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. **Nature Geoscience**, v. 8, p. 433–440, 2015. [2](#), [35](#), [36](#)

KIM, Y. J.; DOYLE, J. D. Extension of an orographic-drag parametrization scheme to incorporate orographic anisotropy and flow blocking. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 131, n. 609, p. 1893–1921, 2005. ISSN 00359009. [161](#)

- KNIPPERTZ, P.; MARTIN, J. E. The role of dynamic and diabatic processes in the generation of cut-off lows over Northwest Africa. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 96, n. 1-2, p. 3–19, 2007. ISSN 01777971. [148](#)
- KNOX, J. A.; HARVEY, V. L. Global climatology of inertial instability and Rossby wave breaking in the stratosphere. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, v. 110, n. 6, p. 1–16, 2005. ISSN 01480227. [100](#), [120](#)
- KOBAYASHI, S.; OTA, Y.; HARADA, Y.; EBITA, A.; MORIYA, M.; ONODA, H.; ONOGI, K.; KAMAHORI, H.; KOBAYASHI, C.; ENDO, H.; MIYAOKA, K.; TAKAHASHI, K. The JRA-55 reanalysis: general specifications and basic characteristics. **Journal of the Meteorological Society of Japan Serie II**, v. 93, n. 1, p. 5–48, 2015. ISSN 0026-1165. [40](#), [43](#)
- KRAMAROVA, N. A.; NASH, E. R.; NEWMAN, P. A.; BHARTIA, P. K.; MCPETERS, R. D.; RAULT, D. F.; SEFTOR, C. J.; XU, P. Q.; LABOW, G. J. Measuring the Antarctic ozone hole with the new ozone mapping and profiler suite (OMPS). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 5, p. 2353–2361, 2014. ISSN 16807324. [31](#), [67](#)
- KRAUSE, J.; HOOR, P.; ENGEL, A.; PLÖGER, F.; GROOSS, J. U.; BÖNISCH, H.; KEBER, T.; SINNHUBER, B. M.; WOIWODE, W.; OELHAF, H. Mixing and ageing in the polar lower stratosphere in winter 2015-2016. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 8, p. 6057–6073, 2018. ISSN 16807324. [16](#), [104](#)
- KRÜGER, K.; NAUJOKAT, B.; LABITZKE, K. The unusual midwinter warming in the Southern Hemisphere stratosphere 2002: a comparison to Northern Hemisphere phenomena. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 3, p. 603–613, 2005. ISSN 00224928. [31](#)
- KUANG, S.; NEWCHURCH, M. J.; BURRIS, J.; WANG, L.; KNUPP, K.; HUANG, G. Stratosphere-to-troposphere transport revealed by ground-based lidar and ozonesonde at a midlatitude site. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 117, n. 17, p. 1–14, 2012. ISSN 01480227. [16](#), [88](#)
- KUBOTA, P. Y. **Variabilidade de energia armazenada na superfície e seu impacto na definição do padrão de precipitação na América do Sul**. 311 p. Tese (Doutorado) — Instituto nacional de pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CCP5R2>>. [161](#)
- KUNKEL, D.; HOOR, P.; KALUZA, T.; UNGERMANN, J.; KLUSCHAT, B.; GIEZ, A.; LACHNITT, H. C.; KAUFMANN, M.; RIESE, M. Evidence of

small-scale quasi-isentropic mixing in ridges of extratropical baroclinic waves. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, n. 19, p. 12607–12630, 2019. ISSN 16807324. [29](#), [148](#)

KUNZ, A.; KONOPKA, P.; MÜLLER, R.; PAN, L. L.; SCHILLER, C.; ROHRER, F. High static stability in the mixing layer above the extratropical tropopause. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 114, n. 16, p. 1–9, 2009. ISSN 01480227. [117](#)

KUNZ, A.; SPRENGER, M.; WERNLI, H. Climatology of potential vorticity streamers and associated isentropic transport pathways across PV gradient barriers. **Journal of Geophysical Research**, v. 120, n. 9, p. 3802–3821, may 2015. ISSN 21562202. Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1002/2014JD022615>>. [116](#), [141](#)

KUSHNER, P. J.; POLVANI, L. M. Stratosphere–troposphere coupling in a relatively simple AGCM: impact of the seasonal cycle. **Journal of Climate**, v. 19, n. 21, p. 5721–5727, 2006. ISSN 0894-8755. [34](#)

KUSUMA, L.; LUBIS, S. W.; SETIAWAN, S. Unprecedented Quasi-Biennial Oscillation (QBO) disruption in 2015-2016: Implications for tropical waves and ozone. **IOP Conference Series: Earth and Environmental Science**, v. 284, n. 1, p. 0–9, 2019. ISSN 17551315. [33](#), [136](#)

KUTTIPPURATH, J.; KUMAR, P.; NAIR, P. J.; PANDEY, P. C. Emergence of ozone recovery evidenced by reduction in the occurrence of Antarctic ozone loss saturation. **Climate and Atmospheric Science**, v. 1, n. 1, 2018. ISSN 2397-3722. [3](#)

KUTTIPPURATH, J.; NAIR, P. J. The signs of Antarctic ozone hole recovery. **Nature Scientific Reports**, v. 7, p. 1–8, 2017. ISSN 2045-2322. [3](#)

LAAT, A. T. J. de; VANWEELE, M. The 2010 Antarctic ozone hole: observed reduction in ozone destruction by minor sudden stratospheric warmings. **Scientific Reports**, v. 1, n. 38, p. 1–8, 2011. [31](#), [53](#)

LACIS, A. A.; WUEBBLES, D. J.; LOGAN, J. A. Radiative forcing of climate by changes in the vertical distribution of ozone. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. D7, p. 9971–9981, 1990. ISSN 01480227. [35](#), [39](#)

LAMARQUE, J. F.; LANGFORD, A. O.; PROFFITT, M. H. Cross-tropopause mixing of ozone through gravity wave breaking: Observation and modeling.

Journal of Geophysical Research Atmospheres, v. 101, n. 17, p. 22969–22976, 1996. ISSN 01480227. [119](#)

LAZEAR, R. A. **The effects of diabatic heating on upper-tropospheric anticyclogenesis**. 85 p. Tese (Doutorado) — University of Wisconsin - Madison, 2007. [86](#), [88](#), [130](#), [138](#), [141](#), [148](#), [167](#)

LEJENÄS, H.; ØKLAND, H. Characteristics of northern hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data. **Tellus A**, v. 35 A, n. 5, p. 350–362, 1983. ISSN 16000870. [27](#), [82](#), [85](#)

LEVELT, P. F.; Van den Oord, G. H. J.; DOBBER, M. R.; MALKKI, A.; VISSER, H.; VRIES, J. de; STAMMES, P.; LUNDELL, J. O. V.; SAARI, H. The Ozone monitoring instrument. **Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 44, n. 5, p. 1093–1101, 2006. ISSN 01962892. [41](#)

LIM, E.-P.; HENDON, H. H.; BUTLER, A. H.; THOMPSON, D. W. J.; LAWRENCE, Z. D.; SCAIFE, A. A.; SHEPHERD, T. G.; POLICHTCHOUK, I.; NAKAMURA, H.; KOBAYASHI, C.; COMER, R.; COY, L.; DOWDY, A.; GARREAUD, R. D.; NEWMAN, P. A.; WANG, G. The 2019 Southern Hemisphere stratospheric polar vortex weakening and Its Impacts. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 102, n. 6, p. E1150–E1171, 2021. ISSN 0003-0007. [31](#)

LIM, E. P.; HENDON, H. H.; THOMPSON, D. W. Seasonal evolution of stratosphere-troposphere coupling in the Southern Hemisphere and implications for the predictability of surface climate. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 123, n. 21, p. 12,002–12,016, 2018. ISSN 21698996. [32](#)

_____. Seasonal Evolution of Stratosphere-Troposphere Coupling in the Southern Hemisphere and Implications for the Predictability of Surface Climate. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 123, n. 21, p. 12,002–12,016, 2018. ISSN 21698996. [85](#)

LIM, S.; PARK, S. K.; ZUPANSKI, M. Ensemble data assimilation of total column ozone using a coupled meteorology–chemistry model and its impact on the structure of Typhoon Nabi (2005). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 17, p. 10019–10031, 2015. ISSN 1680-7324. Disponível em: <http://www.atmos-chem-phys.net/15/10019/2015/>. [34](#)

LIMA, D. M. C. de; NUNES, M. D.; MARIANO, G. L. Impacto do ENOS na variabilidade da coluna total de ozônio sobre a região nordeste do Brasil - Parte 1:

El Niño Canônico e Modoki. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 35, n. n. esp., p. 931–944, 2020. ISSN 19824351. [34](#)

_____. Impacto do ENOS na variabilidade da coluna total de ozônio sobre a região nordeste do Brasil - Parte 2: La Niña Canônico e Modoki. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 35, n. n. esp., p. 945–953, 2020. ISSN 19824351. [34](#)

LIN, L.; FU, Q.; ZHANG, H.; SU, J.; YANG, Q.; SUN, Z. Upward mass fluxes in tropical upper troposphere and lower stratosphere derived from radiative transfer calculations. **Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer**, v. 117, p. 114–122, 2013. ISSN 00224073. [25](#), [88](#)

LINDZEN, R. S. On the Development of the Theory of the QBO. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 68, n. 4, p. 329–337, 1987. ISSN 03729311. [32](#)

LINDZEN, R. S.; FOX-RABINOVITZ, M. Consistent vertical and horizontal resolution. **American Meteorological Society**, v. 117, n. 11, p. 2575–2583, 1989. [74](#), [157](#)

LINDZEN, R. S.; HOLTON, J. R. A Theory of the Quasi-Biennial Oscillation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 25, n. 6, p. 1095–1107, 1968. [32](#), [136](#), [137](#)

MA, T.; CHEN, W.; HUANGFU, J.; SONG, L.; CAI, Q. The observed influence of the Quasi-Biennial Oscillation in the lower equatorial stratosphere on the East Asian winter monsoon during early boreal winter. **International Journal of Climatology**, p. 0–16, 2021. ISSN 10970088. [56](#)

MADHU, V.; SUDO, K. Quasi-Biennial Oscillations in atmospheric ozone from the chemistry-climate model and ozone reanalysis. **American Journal of Climate Change**, v. 08, n. 01, p. 110–136, 2019. ISSN 2167-9495. [2](#), [136](#)

MAHLMAN, J. D. Dynamics of transport processes in the upper troposphere. **Science**, v. 276, n. 5315, p. 1079–1083, 1997. ISSN 00368075. [117](#)

MANABE, S.; STRICKLER, R. F. Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. **Journal of Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 21, n. 4, p. 361 – 385, 1964.

Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/21/4/1520-0469_1964_021_0361_teotaw_2_0_co_2.xml>. [1](#)

MANATSA, D.; MUKWADA, G. A connection from stratospheric ozone to El Niño-Southern Oscillation. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, 2017. ISSN 20452322. Disponível em: <https://www.ncbi.nlm.nih.gov/pmc/articles/PMC5514124/pdf/41598{}_2017{}_Article{}_5111.pdf>. 137

MANNEY, G. L.; HEGGLIN, M. I.; DAFFER, W. H.; SCHWARTZ, M. J.; SANTEE, M. L.; PAWSON, S. Climatology of Upper Tropospheric-Lower Stratospheric (UTLS) jets and tropopause in MERRA. **Journal of Climate**, v. 27, n. 9, p. 3248–3271, 2014. ISSN 08948755. 2, 14, 39

MANNEY, G. L.; HEGGLIN, M. I.; LAWRENCE, Z. D.; WARGAN, K.; MILLÁN, L. F.; SCHWARTZ, M. J.; SANTEE, M. L.; LAMBERT, A.; PAWSON, S.; KNOSP, B. W.; FULLER, R. A.; DAFFER, W. H. Reanalysis comparisons of upper tropospheric–lower stratospheric jets and multiple tropopauses. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 175194, p. 11541–11566, 2017. 14

MARQUES, R. d. F. C. **Bloqueio atmosférico no Hemisfério Sul**. 183 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1996. 3, 4, 27, 83, 85, 90, 106, 132, 158

MARQUES, R. d. F. C.; RAO, V. B. A diagnosis of a long-lasting blocking event over the southeast Pacific Ocean. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 8, p. 1761–1776, 1999. ISSN 00270644. 83, 126, 167

MARQUES, R. D. F. C.; RAO, V. B. Interannual variations of blockings in the Southern Hemisphere and their energetics. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 105, n. D4, p. 4625–4636, 2000. ISSN 01480227. 102

MATTOS, J. G. Z.; SAPUCCI, L. F.; BASTARZ, C. F.; KHAMIS, E. G.; KUBOTA, P. Y.; AVANÇO, L. A.; VENDRASCO, E.; DINIZ, F.; BAÑOS, I. H. **SISTEMA DE MODELAGEM GLOBAL (SMG)-VERSÃO INICIAL 0.0.0**. SPARC, aug 2018. v. 1, 119 p. Disponível em: <www.sciencemag.org/content/353/6296/263/suppl/DC1<https://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/2010JCLI3772.1><http://doi.wiley.com/10.1002/2014JD022855><https://www.nature.com/articles/nature08823.pdf><https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364>>. 37, 38

MAYCOCK, A. C. The contribution of ozone to future stratospheric temperature trends. **Geophysical Research Letters**, v. 43, n. 9, p. 4609–4616, 2016. ISSN 19448007. 10

MCCORMACK, J. P.; ECKERMANN, S. D.; SISKIND, D. E.; MCGEE, T. J. CHEM2D-OPP: a new linearized gas-phase ozone photochemistry parameterization for high-altitude NWP and climate models. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, n. 12, p. 4943–4972, 2006. ISSN 16807324. [42](#), [46](#)

MCCORMACK, J. P.; HOOD, L. L. The frequency and size of ozone "mini-hole" events at northern midlatitudes in February. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n. 21, p. 2647–2650, 1997. ISSN 00948276. [146](#)

MCINTYRE, M. E.; PALMER, T. N. The ' surf zone ' in the stratosphere. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 46, n. 9, p. 825–849, 1984. [15](#), [146](#)

MCLANDRESS, C.; PERLWITZ, J.; SHEPHERD, T. G. Comment on "tropospheric temperature response to stratospheric ozone recovery in the 21st century" by Hu et al. (2011). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 12, n. 5, p. 2533–2540, 2012. ISSN 16807316. [2](#), [36](#), [163](#)

MCPETERS, R. D.; BHARTIA, P. K.; HAFFNER, D.; LABOW, G. J.; FLYNN, L. The version 8.6 SBUV ozone data record: an overview. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 118, n. 14, 2013. ISSN 21698996. [44](#)

MENDES, M. C. D.; ARAGÃO, M. R. d. S.; CORREIA, M. d. F. Bloqueios atmosféricos sobre os oceanos pacífico sudeste e atlântico sul: características sinótico-dinâmicas e termodinâmicas. **Anuario do Instituto de Geociencias**, v. 42, n. 2, p. 309–324, 2019. ISSN 19823908. [83](#), [84](#), [85](#), [89](#), [126](#), [129](#), [158](#)

MENDES, M. C. D.; TRIGO, R. M.; CAVALCANTI, I. F.; DACAMARA, C. C. Blocking episodes in the Southern Hemisphere: impact on the climate of adjacent continental areas. **Pure and Applied Geophysics**, v. 165, n. 9-10, p. 1941–1962, 2008. ISSN 00334553. [82](#), [83](#), [89](#)

MENDES, M. C. D.; TRIGO, R. M.; CAVALCANTI, I. F. d. A.; DACAMARA, C. C. Bloqueios atmosféricos de 1960 a 2000 sobre o Oceano Pacífico sul: impactos climáticos e mecanismos físicos associados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, p. 175–190, 2005. [82](#), [83](#), [89](#), [94](#)

MERIWETHER, J. W.; GERRARD, A. J. Mesosphere inversion layers and stratosphere temperature enhancements. **Reviews of Geophysics**, v. 42, n. 3, p. 1–31, 2004. ISSN 87551209. [19](#), [105](#)

MEUL, S.; LANGEMATZ, U.; KRÖGER, P.; OBERLÄNDER-HAYN, S.; JÖCKEL, P. Future changes in the stratosphere-to-troposphere ozone mass flux and the contribution from climate change and ozone recovery. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, p. 7721–7738, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/acp-18-7721-2018>>. 35

MING, A.; HITCHCOCK, P.; HAYNES, P. The double peak in upwelling and heating in the tropical lower stratosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 73, n. 5, p. 1889–1901, 2016. ISSN 15200469. 146

MLAWER, E. J.; TAUBMAN, S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J.; CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 102, n. D14, p. 16663–16682, 1997. ISSN 01480227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/97JD00237>>. 42

MOHANAKUMAR, K. An introduction stratosphere troposphere interactions. In: . Cochin: Springer, 2008. p. 423. ISBN 9781402082160. 1, 9, 10, 17, 104, 137

MOORE, J. T. Jet Streak Circulations. In: **5th Annual COMET/MSC WINTER WEATHER COURSE**. Boulder, CO: [s.n.], 2005. p. 1–36. Disponível em: <<https://www.meted.ucar.edu/>>. 21, 112, 119, 120, 146

MOORE, J. T.; VANKNOEW, G. E. The effect of jet-streak curvature on kinematic fields. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 11, p. 2429–2441, 1992. 21

MORCRETTE, J.-J. **Ozone-radiation interactions in the ECMWF forecast system**. Reading: [s.n.], 2003. 36 p. 34, 35, 163

MORRISON, H.; CURRY, J. A.; SHUPE, M. D.; ZUIDEMA, P. A new double-moment microphysics parameterization for application in cloud and climate models. Part II: single-column modeling of arctic clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 6, p. 1678–1693, 2005. ISSN 0022-4928. 161

MÜLLER, G. V.; AMBRIZZI, T. Teleconnection patterns and Rossby wave propagation associated to generalized frosts over southern South America. **Climate Dynamics**, v. 29, n. 6, p. 633–645, 2007. ISSN 09307575. 86

NAKAMURA, H.; John M. Wallace. Synoptic Behavior of Baroclinic Eddies during the Blocking Onset. **Monthly Weather Review**, v. 121, p. 1892–1903, 1993. 119

- NAKAMURA, H.; WALLACE, J. M. Synoptic behavior of baroclinic eddies during the blocking onset. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 7, p. 1892–1903, 1993. [99](#)
- NASCIMENTO, E. d. L.; AMBRIZZI, T. The influence of atmospheric blocking on the Rossby wave propagation in Southern Hemisphere winter flows. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 80, n. 2, p. 139–159, 2002. ISSN 00261165. [4](#), [29](#), [79](#), [83](#), [85](#), [89](#), [102](#), [116](#), [129](#)
- NDARANA, T.; RAMMOPO, T. S.; BOPAPE, M. J.; REASON, C. J.; CHIKOORE, H. Downstream development during South African cut-off low pressure systems. **Atmospheric Research**, v. 249, p. 105315, 2021. ISSN 01698095. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105315>. [22](#), [86](#)
- NDARANA, T.; WAUGH, D. W. The link between cut-off lows and Rossby wave breaking in the Southern Hemisphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 136, n. 649, p. 869–885, 2010. ISSN 00359009. [29](#), [86](#), [119](#), [122](#), [139](#), [148](#), [158](#), [170](#)
- NDARANA, T.; WAUGH, D. W.; POLVANI, L. M.; CORREA, G. J.; GERBER, E. P. Antarctic ozone depletion and trends in tropopause Rossby wave breaking. **Atmospheric Science Letters**, v. 13, n. 3, p. 164–168, 2012. ISSN 1530261X. [100](#), [142](#)
- NEWMAN, P. A.; LAIT, L. R.; SCHOEBERL, M. R. The morphology and meteorology of southern hemisphere spring total ozone mini-holes. **Geophysical Research Letters**, v. 15, n. 8, p. 923–926, 1988. ISSN 19448007. [4](#), [11](#), [29](#), [80](#), [91](#), [95](#), [129](#), [134](#), [138](#)
- NEWMAN, P. A.; RANDEL, W. J. Coherent ozone-dynamical changes during the southern hemisphere spring, 1979–1986. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, n. D10, p. 12585–12606, 1988. [4](#), [11](#), [95](#), [123](#), [138](#), [139](#), [163](#), [166](#)
- NIKULIN, G. **Impact of Rossby waves on ozone distribution and dynamics of the stratosphere and troposphere**. 111 p. Tese (Doutorado) — Swedish Institute of Space Physics, Kiruna, 2005. [29](#), [85](#), [95](#), [97](#), [100](#), [141](#), [167](#)
- NOGUCHI, S.; KURODA, Y.; KODERA, K.; WATANABE, S. Robust enhancement of tropical convective activity by the 2019 Antarctic sudden stratospheric warming. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 15, 2020. ISSN 19448007. [31](#)

NUNES, M. D.; MARIANO, G. L.; PERES, L. V.; MILANO, D. Ozônio estratosférico: climatologia global, variabilidade e tendências. In: MARIANO, G. L.; NUNES, A. B. (Ed.). **Meteorologia em tópicos – volume 6**. 1. ed. Maceio-AL: DR Ltda, 2020. cap. Capítulo 4, p. 177–230. ISBN 9786599164101. [10](#)

OBERLÄNDER-HAYN, S.; GERBER, E. P.; ABALICHIN, J.; AKIYOSHI, H.; KERSCHBAUMER, A.; KUBIN, A.; KUNZE, M.; LANGEMATZ, U.; MEUL, S.; MICHOU, M.; MORGENSTERN, O.; OMAN, L. D. Is the Brewer-Dobson circulation increasing or moving upward? **Geophysical Research Letters**, v. 43, n. 4, p. 1772–1779, 2016. ISSN 19448007. [27](#)

OEHRLEIN, J.; CHIODO, G.; POLVANI, L. M. The effect of interactive ozone chemistry on weak and strong stratospheric polar vortex events. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 20, n. 17, p. 10531–10544, 2020. ISSN 16807324. [36](#), [40](#), [68](#)

OLIVEIRA, F. N.; CARVALHO, L. M.; AMBRIZZI, T. A new climatology for Southern Hemisphere blockings in the winter and the combined effect of ENSO and SAM phases. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 5, p. 1676–1692, 2014. ISSN 10970088. [4](#), [28](#), [34](#), [82](#), [83](#), [85](#), [139](#)

OLIVEIRA, F. N. M. de. **Climatologia de bloqueios atmosféricos no hemisfério sul: observações, simulações do clima do século XX e cenários futuros de mudanças climáticas**. 158 p. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, São paulo, 2011. [4](#), [83](#), [84](#), [85](#), [126](#), [136](#), [139](#)

OLSEN, M. A.; MANNEY, G. L.; LIU, J. The ENSO and QBO impact on ozone variability and stratosphere-troposphere exchange relative to the subtropical jets. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, n. 13, p. 7379–7392, 2019. ISSN 21698996. [136](#)

OLSEN, M. A.; SCHOEBERL, M. R.; DOUGLASS, A. R. Stratosphere-troposphere exchange of mass and ozone. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, v. 109, n. 24, p. 1–10, 2004. ISSN 01480227. [5](#), [16](#)

_____. _____. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, v. 109, n. 24, p. 1–10, 2004. ISSN 01480227. [87](#), [88](#), [119](#), [145](#)

ORR, A.; BRACEGIRDLE, T. J.; HOSKING, J. S.; JUNG, T.; HAIGH, J. D.; PHILLIPS, T.; FENG, W. Possible dynamical mechanisms for southern hemisphere climate change due to the ozone hole. **Journal of the Atmospheric**

Sciences, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 69, n. 10, p. 2917 – 2932, 2012. Disponível em: <<https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/69/10/jas-d-11-0210.1.xml>>. 4

PAGOWSKI, M.; GRELL, G. A.; MCKEEN, S. A.; PECKHAM, S. E.; DEVENYI, D. Three-dimensional variational data assimilation of ozone and fine particulate matter observations: some results using the Weather Research and Forecasting-Chemistry model and grid-point statistical interpolation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 136, n. 653, p. 2013–2024, 2010. ISSN 00359009. 34

PAN, L. L.; RANDEL, W. J.; GILLE, J. C.; HALL, W. D.; NARDI, B.; MASSIE, S.; YUDIN, V.; KHOSRAVI, R.; KONOPKA, P.; TARASICK, D. Tropospheric intrusions associated with the secondary tropopause. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 114, n. 10, p. D10302, may 2009. ISSN 01480227. 117, 119

PARK, S.; BRETHERTON, C. S. The University of Washington shallow convection and moist turbulence schemes and their impact on climate simulations with the community atmosphere model. **Journal of Climate**, v. 22, n. 12, p. 3449–3469, 2009. ISSN 08948755. 161

PAZMIÑO, A.; GODIN-BEEKMANN, S.; HAUCHECORNE, A.; CLAUD, C.; KHAYKIN, S.; GOUTAIL, F.; WOLFRAM, E.; SALVADOR, J.; QUEL, E. Multiple symptoms of total ozone recovery inside the Antarctic vortex during austral spring. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 10, p. 7557–7572, 2018. ISSN 16807324. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/acp-18-7557-2018>>. 3

PEDROSO, D. **Bloqueios Atmosféricos e sistemas frontais sobre a América do Sul em cenários de clima futuro**. 90 p. Tese (Doutorado) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2014. 83, 85

PELLY, J. L. **The predictability of atmospheric blocking**. 207 p. Tese (Doutorado) — The University of Reading, 2001. 94

PERES, L. V. **Monitoramento da coluna total de ozônio e a ocorrência de eventos de influência do buraco de ozônio antártico sobre o sul do Brasil**. 246 p. Tese (Doutorado) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2016. 14

PERES, L. V.; DORNELLES, G.; ANABOR, V.; PINHEIRO, D. K.; JORGE, N. Análise Atmosférica dos Eventos de Efeito Secundário do Buraco de Ozônio Antártico Sobre o Sul do Brasil em 2012 . Parte 1 : identificação dos eventos e análise da dinâmica da estratosfera. **Ciência & Natura**, v. 38, n. 1, p. 290–299, 2016. ISSN 0100-8307. [31](#), [88](#)

PETERS, D.; WAUGH, D. W. Rossby wave breaking in the southern hemisphere wintertime upper troposphere. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 11, p. 2623–2634, 2003. ISSN 00270644. [5](#), [28](#), [92](#), [120](#), [138](#), [139](#)

PFAHL, S.; SCHWIERZ, C.; CROCI-MASPOLI, M.; GRAMS, C. M.; WERNLI, H. Importance of latent heat release in ascending air streams for atmospheric blocking. **Nature Geoscience**, v. 8, n. 8, p. 610–614, aug 2015. ISSN 17520908. Disponível em: <<http://www.nature.com/articles/ngeo2487>>. [86](#), [158](#)

PINHEIRO, H.; GAN, M.; HODGES, K. Structure and evolution of intense austral cut-off lows. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 147, n. 734, p. 1–20, 2020. ISSN 1477870X. [86](#), [112](#)

PINHEIRO, H. R.; HODGES, K. I.; GAN, M. A.; FERREIRA, N. J. A new perspective of the climatological features of upper-level cut-off lows in the Southern Hemisphere. **Climate Dynamics**, v. 48, n. 1-2, p. 541–559, 2017. ISSN 14320894. [4](#), [22](#), [91](#), [106](#), [122](#), [129](#), [135](#), [139](#), [148](#), [166](#), [170](#)

PINHEIRO, M. C.; ULLRICH, P. A.; GROTJAHN, R. Atmospheric blocking and intercomparison of objective detection methods: flow field characteristics. **Climate Dynamics**, v. 53, n. 7-8, p. 4189–4216, 2019. ISSN 14320894. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s00382-019-04782-5>>. [129](#), [130](#), [170](#)

PLUMB, R. A. Stratospheric transport. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 80, n. 4 B, p. 793–809, 2002. ISSN 00261165. [15](#), [19](#), [98](#), [104](#)

_____. Tracer interrelationships in the stratosphere. **Reviews of Geophysics**, v. 45, n. 4, p. 1–33, 2007. ISSN 87551209. [26](#), [88](#), [117](#)

POLVANI, L. M.; PREVIDI, M.; DESER, C. Large cancellation, due to ozone recovery, of future Southern Hemisphere atmospheric circulation trends. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 4, p. 1–6, 2011. ISSN 00948276. [2](#), [5](#), [13](#), [34](#), [36](#), [163](#)

- POSTEL, G. A.; HITCHMAN, M. H. A Climatology of Rossby Wave Breaking along the Subtropical Tropopause. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, n. 3, p. 359–373, 1999. ISSN 00224928. [120](#), [139](#), [142](#), [150](#)
- RANDEL, W. J.; WU, F.; STOLARSKI, R. Changes in column ozone correlated with the stratospheric EP flux. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 80, n. 4 B, p. 849–862, 2002. ISSN 00261165. [32](#)
- RAO, J.; GARFINKEL, C. I.; WHITE, I. P.; SCHWARTZ, C. The Southern Hemisphere minor sudden stratospheric warming in september 2019 and its predictions in S2S models. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 125, n. 14, p. 1–30, 2020. ISSN 21698996. [31](#)
- RAPHAEL, M. N. A zonal wave 3 index for the Southern Hemisphere. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 23, p. 1–4, 2004. ISSN 00948276. [30](#), [85](#), [104](#), [126](#), [134](#), [164](#)
- RAPHALDINI, B.; TERUYA, A. S.; DIAS, P. L. D. S.; MASSAROPPE, L.; YASUMASA, D. T. Stratospheric ozone and quasi-biennial oscillation (QBO) interaction with the tropical troposphere on intraseasonal and interannual timescales: a normal-mode perspective. **Earth System Dynamics**, v. 12, n. 1, p. 83–101, 2021. ISSN 21904987. [32](#), [136](#)
- REBOITA, M. S.; NIETO, R.; GIMENO, L.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; KRGER, L. F. Climatological features of cutoff low systems in the Southern Hemisphere. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 115, n. 17, p. 1–15, 2010. ISSN 01480227. [91](#)
- REBOITA, M. S.; VEIGA, J. A. P. Análise sinótica e energética de um VCAN que causou chuva no deserto do atacama em março de 2015. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 1, p. 123–139, 2017. ISSN 19824351. [139](#)
- REED, R. J. The role of vertical motions in ozone-weather relationships. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 7, n. 4, p. 263–267, 1950. [91](#)
- _____. A Study of a characteristic type of upper-level frontogenesis. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 12, n. 3, p. 148–162, 1955. [87](#)
- _____. A tentative model of the 26-month oscillation in tropical latitudes. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 90, n. 386, p. 441–466, 1964. ISSN 1477870X. [32](#), [137](#)

REED, R. J.; CAMPBELL, W. J.; RASMUSSEN, L. A.; ROGERS, D. G.
Evidence of a downward-propagating, annual wind reversal in the equatorial
stratosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 66, n. 3, p. 813–818, 1961.
ISSN 0148-0227. [32](#), [138](#), [139](#)

REITER, E. R. Stratospheric-tropospheric exchange processe. **Reviews of
Geophysics and Space Physics**, v. 13, n. 4, p. 459–473, 1975. [16](#), [157](#)

RENWICK, J. A.; REVELL, M. J. Blocking over the South Pacific and Rossby
wave propagation. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 10, p. 2233–2247, 1999.
ISSN 00270644. [15](#), [85](#), [87](#), [102](#), [116](#), [124](#), [126](#), [138](#), [139](#), [166](#)

REX, D. F. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional
climate. **Tellus**, v. 2, n. 3, p. 196–211, 1950. ISSN 0040-2826. [87](#), [94](#), [158](#), [174](#)

_____. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional
climate II. The climatology of blocking action. **Tellus**, v. 2, n. October, p.
275–301, 1950. [87](#), [94](#), [158](#), [174](#)

RICHMAN, M. B. Rotation of principal components. **Journal of Climatology**,
v. 6, p. 293–335, 1986. ISSN 1464-8849. [85](#)

RIEDER, H. E.; FROSSARD, L.; RIBATET, M.; STAEHELIN, J.; MAEDER,
J. A.; Di Rocco, S.; DAVISON, A. C.; PETER, T.; WEIHS, P.; HOLAWA, F. On
the relationship between total ozone and atmospheric dynamics and chemistry at
mid-latitudes – Part 2: the effects of the El Niño/Southern Oscillation, volcanic
eruptions and contributions of atmospheric dynamics and chemistry to long-term
total ozone. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 1, p. 165–179, jan
2013. ISSN 1680-7324. Disponível em:
<<http://www.atmos-chem-phys.net/13/165/2013/>>. [136](#)

RIVIÈRE, G.; ORLANSKI, I. Characteristics of the Atlantic storm-track eddy
activity and its relation with North Atlantic Oscillation. **Journal of the
Atmospheric Sciences**, v. 64, n. 2, p. 241–266, 2007. ISSN 00224928. [139](#)

ROBINSON, S. A.; ERICKSON, D. J. Not just about sunburn - the ozone hole's
profound effect on climate has significant implications for Southern Hemisphere
ecosystems. **Global Change Biology**, v. 21, n. 2, p. 515–527, 2015. ISSN
13652486. [20](#), [32](#)

RODWELL, M. J.; MAGNUSSON, L.; BAUER, P.; BECHTOLD, P.;
BONAVITA, M.; CARDINALI, C.; DIAMANTAKIS, M.; EARNSHAW, P.;

GARCIA-MENDEZ, A.; ISAKSEN, L.; KÄLLÉN, E.; KLOCKE, D.; LOPEZ, P.; MCNALLY, T.; PERSSON, A.; PRATES, F.; WEDI, N. Characteristics of occasional poor medium-range weather forecasts for Europe. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, n. 9, p. 1393–1405, 2013. ISSN 00030007. [35](#), [157](#)

ROELOFS, G. J.; LELIEVELD, J. Model study of the influence of cross-tropopause O₃ transports on tropospheric O₃ levels. **Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology**, v. 49, n. 1, p. 38–55, 1997. ISSN 02806509. [166](#)

ROGAL, M.; HITCHMAN, M. H.; BUKER, M. L.; TRIPOLI, G. J.; STAJNER, I.; HAYASHI, H. Modeling the effects of Southeast Asian monsoon outflow on subtropical anticyclones and midlatitude ozone over the Southern Indian Ocean. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 115, n. 20, p. 1–17, 2010. ISSN 01480227. [95](#), [166](#)

RONDANELLI, R.; GALLARDO, L.; GARREAUD, R. D. Rapid changes in ozone mixing ratios at Cerro Tololo (30°10S, 70°48W, 2200 m) in connection with cutoff lows and deep troughs. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 107, n. 23, p. ACL 6–1–ACL 6–15, 2002. ISSN 01480227. [22](#), [86](#), [119](#), [123](#), [139](#), [158](#), [172](#)

ROSCOE, H. K. The Brewer-Dobson circulation in the stratosphere and mesosphere - is there a trend? **Advances in Space Research**, v. 38, n. 11, p. 2446–2451, 2006. ISSN 02731177. [1](#), [26](#), [134](#)

ROSENLOF, K. H. Seasonal cycle of the residual mean meridional circulation in the stratosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. D3, p. 5173–5191, 1995. [24](#)

ROSSBY, C.-G. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action 1939. **Journal of Marine Research**, v. 2, n. 1, p. 38–55, 1939. [28](#)

SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H. L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D.; LIU, H.; STOKES, D.; GRUMBINE, R.; GAYNO, G.; WANG, J.; HOU, Y. T.; CHUANG, H. Y.; JUANG, H. M. H.; SELA, J.; IREDELL, M.; TREADON, R.; KLEIST, D.; VANDELST, P.; KEYSER, D.; DERBER, J.; EK, M.; MENG, J.; WEI, H.; YANG, R.; LORD, S.; VANDENDOOL, H.; KUMAR, A.; WANG, W.; LONG, C.;

CHELLIAH, M.; XUE, Y.; HUANG, B.; SCHEMM, J. K.; EBISUZAKI, W.; LIN, R.; XIE, P.; CHEN, M.; ZHOU, S.; HIGGINS, W.; ZOU, C. Z.; LIU, Q.; CHEN, Y.; HAN, Y.; CUCURULL, L.; REYNOLDS, R. W.; RUTLEDGE, G.; GOLDBERG, M. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, n. 8, p. 1015–1057, 2010. ISSN 00030007. [42](#)

SAHA, S.; MOORTHY, S.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; BEHRINGER, D.; HOU, Y. T.; CHUANG, H. Y.; IREDELL, M.; EK, M.; MENG, J.; YANG, R.; MENDEZ, M. P.; VANDENDOOL, H.; ZHANG, Q.; WANG, W.; CHEN, M.; BECKER, E. The NCEP climate forecast system version 2. **Journal of Climate**, v. 27, n. 6, p. 2185–2208, 2014. ISSN 08948755. [42](#)

SALBY, M. L. Involvement of the Brewer-Dobson circulation in changes of stratospheric temperature and ozone. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 44, n. 3-4, p. 143–164, 2008. ISSN 03770265. [11](#), [12](#), [27](#), [56](#), [136](#)

SCAIFE, A. A.; WOOLLINGS, T.; KNIGHT, J.; MARTIN, G.; HINTON, T. Atmospheric blocking and mean biases in climate models. **Journal of Climate**, v. 23, n. 23, p. 6143–6152, 2010. ISSN 08948755. [157](#)

SCHIEMANN, R.; DEMORY, M. E.; SHAFFREY, L. C.; STRACHANA, J.; VIDALE, P. L.; MIZIELINSKI, M. S.; ROBERTS, M. J.; MATSUEDA, M.; WEHNER, M. F.; JUNG, T.; JUNG, T. The resolution sensitivity of Northern Hemisphere blocking in four 25-km atmospheric global circulation models. **Journal of Climate**, v. 30, n. 1, p. 337–358, 2017. ISSN 08948755. [157](#), [158](#)

SCHOEBERL, M. R. Extratropical stratosphere-troposphere mass exchange. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, v. 109, n. 13, p. 1–16, 2004. ISSN 01480227. [15](#), [16](#), [22](#), [26](#), [107](#), [114](#)

SCHOEBERL, M. R.; NEWMAN, P. A. Middle atmosphere | polar vortex. In: HOLTON, J. R. (Ed.). **Encyclopedia of Atmospheric Sciences**. Oxford: Academic Press, 2003. p. 1321–1328. [19](#)

SEMANE, N. **Étude par simulation et assimilation de la composition chimique et des échanges dans la haute troposphère-basse stratosphère**. 160 p. Tese (Doutorado) — L'Université de Toulouse, 2008. [1](#)

SHANGGUAN, M.; WANG, W.; JIN, S. Variability of temperature and ozone in the upper troposphere and lower stratosphere from multi-satellite observations and

reanalysis data. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, n. 10, p. 6659–6679, 2019. ISSN 16807324. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/acp-19-6659-2019>>. [40](#)

SHEPHERD, T. G. The middle atmosphere. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 62, n. 17-18, p. 1587–1601, 2000. ISSN 13646826. [98](#)

_____. Issues in stratosphere-troposphere coupling. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 80, n. 4 B, p. 769–792, 2002. ISSN 00261165. [12](#), [16](#), [26](#), [34](#)

_____. Transport in the middle atmosphere. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 85 B, p. 165–191, 2007. ISSN 00261165. [16](#), [26](#), [66](#), [88](#), [98](#), [146](#)

SHEPHERD, T. G.; KOSHYK, J. N.; NGAN, K. On the nature of large-scale mixing in the stratosphere and mesosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. D10, p. 433–446, 2000. [29](#), [146](#), [157](#)

SHIBATA, K.; DEUSHI, M.; SEKIYAMA, T. T.; YOSHIMURA, H. Development of an MRI chemical transport model for the study of stratospheric chemistry. **Papers in Meteorology and Geophysics**, v. 55, n. 3-4, p. 75–119, 2005. ISSN 0031126X. [42](#), [43](#), [46](#)

SHIMIZU, M. H.; CAVALCANTI, I. F. A. de. Variability patterns of Rossby wave source. **Climate Dynamics**, v. 37, n. 3, p. 441–454, 2011. ISSN 09307575. [100](#), [102](#), [129](#)

SINCLAIR, M. R. A climatology of anticyclones and blocking for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 2, p. 245–264, 1996. [94](#), [102](#), [126](#), [132](#)

SITNOV, S. A.; MOKHOV, I. I. Ozone mini-hole formation under prolonged blocking anticyclone conditions in the atmosphere over European Russia in Summer 2010. **Doklady Earth Sciences**, v. 460, n. 1, p. 41–45, 2015. ISSN 1028334X. [80](#), [134](#), [157](#)

SITNOV, S. A.; MOKHOV, I. I.; LUPO, A. R. Ozone, water vapor, and temperature anomalies associated with atmospheric blocking events over Eastern Europe in spring - summer 2010. **Atmospheric Environment**, v. 164, p. 180–194, 2017. ISSN 18732844. [11](#), [94](#)

ŠKERLAK, B.; SPRENGER, M.; PFAHL, S.; TYRLIS, E.; WERNLI, H. Tropopause folds in ERA-interim: global climatology and relation to extreme weather events. **Journal of Geophysical Research**, v. 120, n. 10, p. 4860–4877, 2015. ISSN 21562202. [22](#), [102](#), [112](#), [119](#)

ŠKERLAK, B.; SPRENGER, M.; WERNLI, H. A global climatology of stratosphere–troposphere exchange using the ERA-Interim data set from 1979 to 2011. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 2, p. 913–937, jan 2014. ISSN 1680-7324. Disponível em:

[<www.atmos-chem-phys.net/14/913/2014/http://www.atmos-chem-phys.net/14/913/2014/>](http://www.atmos-chem-phys.net/14/913/2014/http://www.atmos-chem-phys.net/14/913/2014/). [14](#), [17](#)

SOFIEVA, V. F.; KYRÖLÄ, E.; LAINE, M.; TAMMINEN, J.; DEGENSTEIN, D.; BOURASSA, A.; ROTH, C.; ZAWADA, D.; WEBER, M.; ROZANOV, A.; RAHPOE, N.; STILLER, G.; LAENG, A.; VONCLARMANN, T.; WALKE, K. A.; SHEESE, P.; HUBERT, D.; VANROOZENDAEL, M.; ZEHNER, C.; DAMADEO, R.; ZAWODNY, J.; KRAMAROVA, N.; BHARTIA, P. K. Merged SAGE II, Ozone-cci and OMPS ozone profile dataset and evaluation of ozone trends in the stratosphere. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 20, p. 12533–12552, 2017. ISSN 16807324. [39](#), [47](#)

SOLOMON, S. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history. **Reviews of Geophysics**, v. 37, n. 3, p. 275–316, 1999. ISSN 8755-1209. [1](#), [3](#), [9](#), [11](#), [39](#), [120](#), [134](#), [171](#)

SOLOMON, S.; HASKINS, J.; IVY, D. J.; MIN, F. Fundamental differences between Arctic and Antarctic ozone depletion. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, National Academy of Sciences, v. 111, n. 17, p. 6220–6225, apr 2014. ISSN 10916490. Disponível em: [<http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1319307111>](http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1319307111). [135](#)

SON, S. W.; GERBER, E. P.; PERLWITZ, J.; POLVANI, L. M.; GILLETT, N. P.; SEO, K.-H.; EYRING, V.; SHEPHERD, T. G.; WAUGH, D.; AKIYOSHI, H.; AUSTIN, J.; BAUMGAERTNER, A.; BEKKI, S.; BRAESICKE, P.; BRÜHL, C.; BUTCHART, N.; CHIPPERFIELD, M. P.; CUGNET, D.; DAMERIS, M.; DHOMSE, S.; FRITH, S.; GARNY, H.; GARCIA, R.; HARDIMAN, S. C.; JÖCKEL, P.; LAMARQUE, J. F.; MANCINI, E.; MARCHAND, M.; MICHOU, M.; NAKAMURA, T.; MORGENSTERN, O.; PITARI, G.; PLUMMER, D. A.; PYLE, J.; ROZANOV, E.; SCINOCCA, J. F.; SHIBATA, K.; SMALE, D.; TEYSSÈDRE, H.; TIAN, W.; YAMASHITA, Y. Impact of stratospheric ozone on

Southern Hemisphere circulation change: a multimodel assessment. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, p. D00M07, oct 2010. ISSN 0148-0227. [10](#), [34](#), [36](#), [163](#)

SONG, J.; LI, C.; PAN, J.; ZHOU, W. Climatology of anticyclonic and cyclonic Rossby wave breaking on the dynamical tropopause in the Southern Hemisphere. **Journal of Climate**, v. 24, n. 4, p. 1239–1251, 2011. ISSN 08948755. [29](#), [91](#), [92](#), [139](#)

SOUZA, C. A. de; REBOITA, M. S. Ferramenta para o monitoramento dos padrões de teleconexão na América do Sul. **Terrae Didactica**, v. 17, p. 1–13, 2021. ISSN 1679-2300. [134](#), [137](#)

SPRENGER, M.; WERNLI, H.; BOURQUI, M. Stratosphere-troposphere exchange and its relation to potential vorticity streamers and cutoffs near the extratropical tropopause. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, n. 5, p. 1587–1602, 2007. ISSN 00224928. [23](#), [87](#), [88](#), [107](#), [117](#), [119](#), [120](#)

STAJNER, I.; WARGAN, K.; PAWSON, S.; HAYASHI, H.; CHANG, L. P.; HUDMAN, R. C.; FROIDEVAUX, L.; LIVESEY, N.; LEVELT, P. F.; THOMPSON, A. M.; TARASICK, D. W.; STÜBI, R.; ANDERSEN, S. B.; YELA, M.; KÖNIG-LANGLO, G.; SCHMIDLIN, F. J.; WITTE, J. C. Assimilated ozone from EOS-Aura: evaluation of the tropopause region and tropospheric columns. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 113, n. 16, p. 1–17, 2008. ISSN 01480227. [46](#)

STEINBRECHT, W.; FROIDEVAUX, L.; FULLER, R.; WANG, R.; ANDERSON, J.; ROTH, C.; BOURASSA, A.; DEGENSTEIN, D.; DAMADEO, R.; ZAWODNY, J.; FRITH, S.; MCPETERS, R.; BHARTIA, P.; WILD, J.; LONG, C.; DAVIS, S.; ROSENLOF, K.; SOFIEVA, V.; WALKER, K.; RAHPOE, N.; ROZANOV, A.; WEBER, M.; LAENG, A.; Von Clarmann, T.; STILLER, G.; KRAMAROVA, N.; GODIN-BEEKMANN, S.; LEBLANC, T.; QUEREL, R.; SWART, D.; BOYD, I.; HOCKE, K.; KÄMPFER, N.; BARRAS, E. M.; MOREIRA, L.; NEDOLUHA, G.; VIGOUROUX, C.; BLUMENSTOCK, T.; SCHNEIDER, M.; GARCÍA, O.; JONES, N.; MAHIEU, E.; SMALE, D.; KOTKAMP, M.; ROBINSON, J.; PETROPAVLOVSKIKH, I.; HARRIS, N.; HASSLER, B.; HUBERT, D.; TUMMON, F. An update on ozone profile trends for the period 2000 to 2016. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 17, p. 10675–10690, 2017. ISSN 16807324. [39](#), [47](#), [50](#), [70](#), [157](#)

STEINFELD, D.; PFAHL, S. The role of latent heating in atmospheric blocking dynamics: a global climatology. **Climate Dynamics**, v. 53, n. 9-10, p. 6159–6180, 2019. ISSN 14320894. [88](#), [120](#), [124](#), [146](#), [148](#)

STOHL, A.; WERNLI, H.; JAMES, P.; BOURQUI, M.; FORSTER, C.; LINIGER, M. A.; SEIBERT, P.; SPRENGER, M. A new perspective of stratosphere-troposphere exchange. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 84, n. 11, p. 1565–1573+1473, 2003. ISSN 00030007. [16](#), [88](#), [107](#), [148](#)

STOLARSKI, R. S.; BLOOMFIELD, P.; MCPETERS, R. S.; HERMAN, J. R. Total Ozone trends deduced from Nimbus 7 Toms data. **Geophysical Research Letters**, v. 18, n. 6, p. 1015–1018, 1991. [137](#)

TAKEMURA, K.; KUBO, Y.; MAEDA, S. Relation between a Rossby wave-breaking event and enhanced convective activities in August 2016. **Scientific Online Letters on the Atmosphere**, v. 13, p. 120–124, 2017. ISSN 13496476. [29](#), [140](#)

TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. D7, p. 7183–7192, 2001. ISSN 0148-0227. [51](#)

TEGTMEIER, S.; ANSTEY, J.; DAVIS, S.; DRAGANI, R.; HARADA, Y.; IVANCIU, I.; KEDZIERSKI, R.; KRÜGER, K.; LEGRAS, B.; LONG, C.; WANG, J. S.; WARGAN, K.; WRIGHT, J. S. Temperature and tropopause characteristics from reanalyses data in the tropical tropopause layer. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 20, n. 2, p. 753–770, 2020. [74](#)

TEGTMEIER, S.; HEGGLIN, M. I.; ANDERSON, J.; BOURASSA, A.; BROHEDE, S.; DEGENSTEIN, D.; FROIDEVAUX, L.; FULLER, R.; FUNKE, B.; GILLE, J.; JONES, A.; KASAI, Y.; KRÜGER, K.; KYRÖLÄ, E.; LINGENFELSER, G.; LUMPE, J.; NARDI, B.; NEU, J.; PENDLEBURY, D.; REMSBERG, E.; ROZANOV, A.; SMITH, L.; TOOHEY, M.; URBAN, J.; VONCLARMANN, T.; WALKER, K. A.; WANG, R. H. J. SPARC data initiative: A comparison of ozone climatologies from international satellite limb sounders. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 118, n. 21, p. 12229–12247, 2013. ISSN 21698996. [47](#), [48](#), [49](#), [50](#), [56](#), [57](#), [65](#), [66](#)

THOMPSON, D. W. J.; BALDWIN, M. P.; SOLOMON, S. Stratosphere – troposphere coupling in the Southern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 3, p. 708–715, 2005. [2](#), [157](#)

THOMPSON, D. W. J.; SOLOMON, S. Interpretation of recent southern hemisphere climate change. **Science**, v. 296, n. 5569, p. 895–899, 2002. Disponível em: <<https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.1069270>>. [32](#), [138](#)

THOMPSON, J. D. W.; SOLOMON, S.; KUSHNER, P. J.; ENGLAND, M. H.; GRISE, K. M.; KAROLY, D. J. Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. **Nature Geoscience**, v. 4, p. 741–749, 2011. [32](#), [35](#)

TIBALDI, S.; MOLTENI, F. On the operational predictability of blocking. **Tellus A**, v. 42, n. 3, p. 343–365, 1990. ISSN 16000870. [28](#), [82](#)

TIBALDI, S.; TOSI, E.; NAVARRA, A.; PEDULLI, L. Northern and Southern Hemisphere seasonal variability of blocking frequency and predictability. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 9, p. 1971–2003, 1994. ISSN 0027-0644. [28](#), [82](#), [83](#), [94](#)

TIEDTKE, M. **A Comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models**. 1989. 1779–1800 p. [161](#)

TILLY, D. E.; LUPO, A. R.; MELICK, C. J.; MARKET, P. S. Calculated height tendencies in two southern hemisphere blocking and cyclone events: the contribution of diabatic heating to block intensification. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 9, p. 3568–3578, 2008. ISSN 00270644. Disponível em: <<https://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/2008MWR2374.1>>. [4](#)

TORO, A. R.; ARAYA, C.; LABRA, O. F.; MORALES, L.; MORALES, R. G.; LEIVA, G. M. A. Trend and recovery of the total ozone column in South America and Antarctica. **Climate Dynamics**, v. 49, n. 11-12, p. 3735–3752, 2017. ISSN 14320894. [68](#)

TRENBERTH, K. E.; MO, K. C. Blocking in the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 1983, p. 3–21, 1985. [4](#), [30](#), [79](#), [86](#), [91](#), [92](#), [99](#), [104](#)

TRENBETH, K. E.; CARON, J. M.; STEPANIAK, D. P.; WORLEY, S. Evolution of El Niño-Southern Oscillation and global atmospheric surface temperatures. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, v. 107, n. 7-8, p. 5–1, 2002. ISSN 01480227. [33](#)

TRIGO, R. M.; TRIGO, I. F.; DACAMARA, C. C.; OSBORN, T. J. Climate impact of the European winter blocking episodes from the NCEP/NCAR reanalyses. **Climate Dynamics**, v. 23, n. 1, p. 17–28, 2004. ISSN 09307575. [83](#), [89](#)

TUMMON, F.; HASSLER, B.; HARRIS, N. R. P.; STAEHELIN, J.; STEINBRECHT, W.; ANDERSON, J.; BODEKER, G. E.; BOURASSA, A.; DAVIS, S. M.; DEGENSTEIN, D.; FRITH, S. M.; FROIDEVAUX, L.; KYRÖLÄ, E.; LAINE, M.; LONG, C.; PENCKWITT, A. A.; SIORIS, C. E.; ROSENLOF, K. H.; ROTH, C.; WANG, H. J.; WILD, J. Intercomparison of vertically resolved merged satellite ozone data sets: interannual variability and long-term trends. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 6, 2015. ISSN 16807324. [39](#), [47](#), [66](#)

TYRLIS, E.; HOSKINS, B. J. The morphology of northern hemisphere blocking. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 65, n. 5, p. 1653–1665, 2008. ISSN 00224928. [29](#), [86](#), [100](#), [116](#)

UCCELLINI, L. W.; KEYSER, D.; BRILL, K. F.; WASH, C. H. The Presidents' Day cyclone of 18-19 February 1979: influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 6, p. 962–988, 1985. ISSN 00270644. [120](#)

UCCELLINI, L. W.; KOCIN, P. J. The Interaction of jet streak circulations during heavy snow events along the east coast of the United States. **Weather and Forecasting**, v. 2, n. 4, p. 289–308, 1987. ISSN 0882-8156. [21](#), [25](#), [106](#), [107](#), [119](#), [120](#), [136](#), [145](#), [146](#), [170](#)

Van Der A, R. J.; ALLAART, M. A. F.; ESKES, H. J. Extended and refined multi sensor reanalysis of total ozone for the period 1970-2012. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 8, p. 3021–3035, 2015. Disponível em: <www.atmos-meas-tech.net/8/3021/2015/>. [49](#)

Van Peet, J. C.; Vander, R. J.; KELDER, H. M.; LEVELT, P. F. Simultaneous assimilation of ozone profiles from multiple UV-VIS satellite instruments. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 3, p. 1685–1704, 2018. ISSN 16807324. [47](#)

VAROTSOS, C. What is the lesson from the unprecedented event over Antarctica in 2002? **Environmental Science and Pollution Research**, v. 10, n. 2, p. 80–81, 2003. ISSN 09441344. [31](#)

VASCONCELLOS, F. C. **A Oscilação Antártica-mecanismos físicos e a relação com as características atmosféricas sobre a América Do Sul/Oceanos adjacentes**. 195 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012. [36](#)

VASCONCELLOS, F. C. **A Oscilação Antártica-mecanismos físicos e a relação com as características atmosféricas sobre a América Do Sul/Oceanos adjacentes**. 195 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012. [138](#), [167](#), [171](#)

VAUGHAN, G. Stratosphere-troposphere exchange of ozone. In: **Tropospheric Ozone**. [S.l.: s.n.], 1988. p. 125–135. ISBN 9781119130536. [17](#), [19](#), [119](#)

WANG, J.; PAWSON, S.; TIAN, B.; LIANG, M. C.; SHIA, R. L.; YUNG, Y. L.; JIANG, X. El Niño-Southern oscillation in tropical and midlatitude column ozone. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 68, n. 9, p. 1911–1921, 2011. ISSN 00224928. [34](#), [136](#)

WANG, Y. H.; MAGNUSDOTTIR, G. Tropospheric Rossby wave breaking and the SAM. **Journal of Climate**, v. 24, n. 8, p. 2134–2146, 2011. ISSN 08948755. [32](#), [135](#)

WARGAN, K.; KRAMAROVA, N.; WEIR, B.; PAWSON, S.; DAVIS, S. M. Toward a reanalysis of stratospheric ozone for trend studies: assimilation of the aura microwave limb sounder and ozone mapping and profiler suite limb profiler data. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 125, n. 4, p. 1–21, 2020. ISSN 21698996. [57](#)

WARGAN, K.; LABOW, G.; FRITH, S.; PAWSON, S.; LIVESEY, N.; PARTYKA, G. Evaluation of the ozone fields in NASA's MERRA-2 reanalysis. **Journal of Climate**, v. 30, n. 8, p. 2961–2988, 2017. ISSN 08948755. [56](#), [57](#), [63](#)

WATERS, J. W.; FROIDEVAUX, L.; HARWOOD, R. S.; JARNOT, R. F.; PICKETT, H. M.; READ, W. G.; SIEGEL, P. H.; COFIELD, R. E.; FILIPIAK, M. J.; FLOWER, D. A.; HOLDEN, J. R.; LAU, G. K.; LIVESEY, N. J.; MANNEY, G. L.; PUMPHREY, H. C.; SANTEE, M. L.; WU, D. L.; CUDDY, D. T.; LAY, R. R.; LOO, M. S.; PERUN, V. S.; SCHWARTZ, M. J.; STEK, P. C.; THURSTANS, R. P.; BOYLES, M. A.; CHANDRA, K. M.; CHAVEZ, M. C.; CHEN, G.-S.; CHUDASAMA, B. V.; DODGE, R.; FULLER, R. A.; GIRARD, M. A.; JIANG, J. H.; JIANG, Y.; KNOSP, B. W.; LABELLE, R. C.; LAM, J. C.; LEE, K. A.; MILLER, D.; OSWALD, J. E.; PATEL, N. C.; PUKALA, D. M.; QUINTERO, O.; SCAFF, D. M.; SNYDER, W. V.; TOPE, M. C.; WAGNER, P. A.; WALCH, M. J. The Earth Observing System Microwave Limb Sounder (EOS MLS) on the Aura Satellite. **Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 44, n. 5, p. 1075–1092, 2006. [41](#)

WAUGH, D. W.; SOBEL, A. H.; POLVANI, L. M. What is the polar vortex and how does it influence weather? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 1, p. 37–44, 2017. ISSN 00030007. [19](#), [20](#), [104](#), [167](#)

WEBER, M.; COLDEWEY-EGBERS, M.; FIOLETOV, V. E.; FRITH, S. M.; WILD, J. D.; BURROWS, J. P.; LONG, C. S.; LOYOLA, D. **Total ozone trends from 1979 to 2016 derived from five merged observational datasets-the emergence into ozone recovery**. 2018. 2097–2117 p. [47](#), [66](#)

WEBER, M.; DIKTY, S.; BURROWS, J. P.; GARNY, H.; DAMERIS, M.; KUBIN, A.; ABALICHIN, J.; LANGEMATZ, U. The Brewer-Dobson circulation and total ozone from seasonal to decadal time scales. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 21, p. 11221–11235, 2011. ISSN 16807316. [26](#)

WIEDENMANN, J. M.; LUPO, A. R.; MOKHOV, I. I.; TIKHONOVA, E. A. The climatology of blocking anticyclones for the Northern and Southern Hemispheres: block intensity as a diagnostic. **Journal of Climate**, v. 15, n. 23, p. 3459–3473, 2002. ISSN 08948755. [138](#), [139](#)

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 2ed. ed. [S.l.]: Academic Press, 2006. 648 p. ISSN 13504827. ISBN 9780127519661. [85](#), [162](#)

WILLIAMS, R. S.; HEGGLIN, M. I.; KERRIDGE, B. J.; JÖCKEL, P.; LATTER, B. G.; PLUMMER, D. A. Characterising the seasonal and geographical variability in tropospheric ozone, stratospheric influence and recent changes. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, n. 6, p. 3589–3620, 2019. ISSN 16807324. [39](#)

WILLIAMS, R. S.; HOGAN, R. J.; POLICHTCHOUK, I.; HEGGLIN, M. I.; STOCKDALE, T.; FLEMMING, J. **Evaluating the impact of prognostic ozone in IFS NWP forecasts**. Reading: [s.n.], 2021. 79 p. [35](#)

WILSON, D. R.; BALLARD, S. P. A microphysically based precipitation scheme for the UK Meteorological Office Unified Model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 125, n. 557, p. 1607–1636, 1999. ISSN 00359009. [161](#)

WIRTH, V. Quasi-stationary planetary waves in total ozone and their correlation with lower stratospheric temperature. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. section 3, p. 8873–8882, 1993. [95](#), [97](#)

_____. Diabatic heating in an axisymmetric cut-off cyclone and related stratosphere-troposphere exchange. **Quarterly Journal of the Royal**

Meteorological Society, v. 121, n. 521, p. 127–147, 1995. ISSN 1477870X. [22](#), [24](#), [148](#)

_____. Thermal versus dynamical tropopause in upper-tropospheric balanced flow anomalies. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 126, n. 562, p. 299–317, 2000. ISSN 00359009. [24](#), [148](#), [164](#)

_____. Static stability in the extratropical tropopause region. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, n. 11, p. 1395–1409, 2003. ISSN 00224928. [141](#)

WOOLLINGS, T.; BARRIOPEDRO, D.; METHVEN, J.; SON, S. W.; MARTIUS, O.; HARVEY, B.; SILLMANN, J.; LUPO, A. R.; SENEVIRATNE, S. Blocking and its response to climate change. **Current Climate Change Reports**, v. 4, n. 3, p. 287–300, 2018. ISSN 21986061. [157](#)

WOOLLINGS, T.; CHARLTON-PEREZ, A.; INESON, S.; MARSHALL, A. G.; MASATO, G. Associations between stratospheric variability and tropospheric blocking. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 115, n. 6, p. 1–17, 2010. ISSN 21698996. [79](#), [83](#), [89](#), [103](#), [157](#)

WU, Y.; POLVANI, L. M. Recent Trends in Extreme Precipitation and Temperature over Southeastern South America: The Dominant Role of Stratospheric Ozone Depletion in the CESM Large Ensemble. **Journal of Climate**, v. 30, p. 6433–6441, 2017. Disponível em: www.ametsoc.org/PUBSReuseLicenses. [2](#), [36](#)

XIA, Y.; HU, Y.; LIU, J.; HUANG, Y.; XIE, F.; LIN, J. Stratospheric ozone-induced cloud radiative effects on antarctic sea ice. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 37, n. May, p. 505–514, 2020. ISSN 18619533. [34](#), [36](#)

XIE, F.; LI, J.; TIAN, W.; ZHANG, J.; SHU, J. The impacts of two types of El Niño in the last three decades. **Advances in atmospheric sciences**, v. 31, n. September, p. 1113–1126, 2014. [137](#)

XIE, F.; TIAN, W.; CHIPPERFIELD, M. P. Radiative effect of ozone change on stratosphere-troposphere exchange. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 114, n. 7, p. 1–15, 2009. ISSN 01480227. [2](#), [12](#), [17](#), [39](#), [40](#), [163](#)

YANG, C.; SMITH, A. K.; LI, T.; KINNISON, D. E.; LI, J.; DOU, X. Can the Madden-Julian Oscillation affect the antarctic total column ozone? **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 15, 2020. ISSN 19448007. [2](#), [56](#)

YANG, H.; CHEN, G.; TANG, Q.; HESS, P. Quantifying isentropic stratosphere-troposphere exchange of ozone. **Journal of Geophysical Research**, v. 121, n. 7, p. 3372–3387, 2016. ISSN 21562202. [16](#), [23](#), [86](#), [87](#), [88](#), [104](#), [110](#), [119](#)

YANG, Q.; FU, Q.; AUSTIN, J.; GETTELMAN, A.; LI, F.; VÖMEL, H. Observationally derived and general circulation model simulated tropical stratospheric upward mass fluxes. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 114, n. 7, 2009. ISSN 01480227. [24](#), [25](#), [88](#)

ZENG, G.; PYLE, J. A. Influence of El Niño Southern Oscillation on stratosphere/ troposphere exchange and the global tropospheric ozone budget. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 1, p. 1–4, 2005. ISSN 00948276. [145](#)

ZHANG, J.; TIAN, W.; WANG, Z.; XIE, F.; WANG, F. The influence of ENSO on northern midlatitude ozone during the winter to spring transition. **Journal of Climate**, v. 28, n. 12, p. 4774–4793, 2015. ISSN 08948755. [2](#), [34](#), [138](#), [139](#)

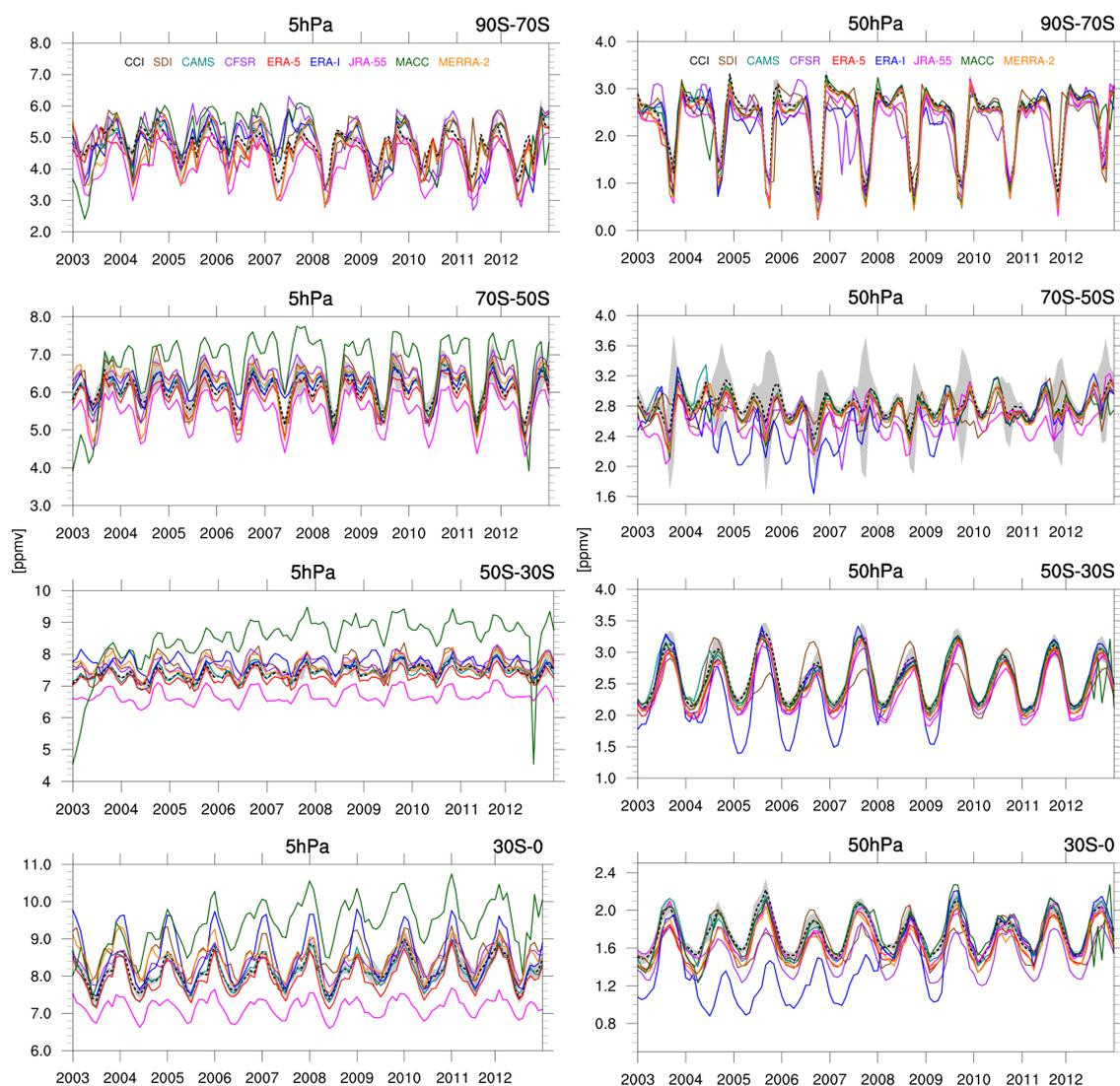
ZHAO, L.; LIU, H.; HU, Y.; CHENG, H.; XIAO, Z. Extratropical extended-range precursors near the tropopause preceding persistent strong precipitation in South China: a climatology. **Climate Dynamics**, Springer Berlin Heidelberg, v. 55, n. 11-12, p. 3133–3150, 2020. ISSN 14320894. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s00382-020-05437-6>>. [88](#), [116](#)

ZIMMERMANN, D. F. **Subtropical jet climatology over South America**. 106 p. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017. [145](#)

ZUBIAURRE, I.; CALVO, N. The El Niño-Southern Oscillation (ENSO) Modoki signal in the stratosphere. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 117, n. 4, p. 1–15, 2012. ISSN 01480227. [138](#), [139](#)

APÊNDICE A - AVALIAÇÃO SAZONAL DOS CONTEÚDOS DE OZÔNIO NO HEMISFÉRIO SUL

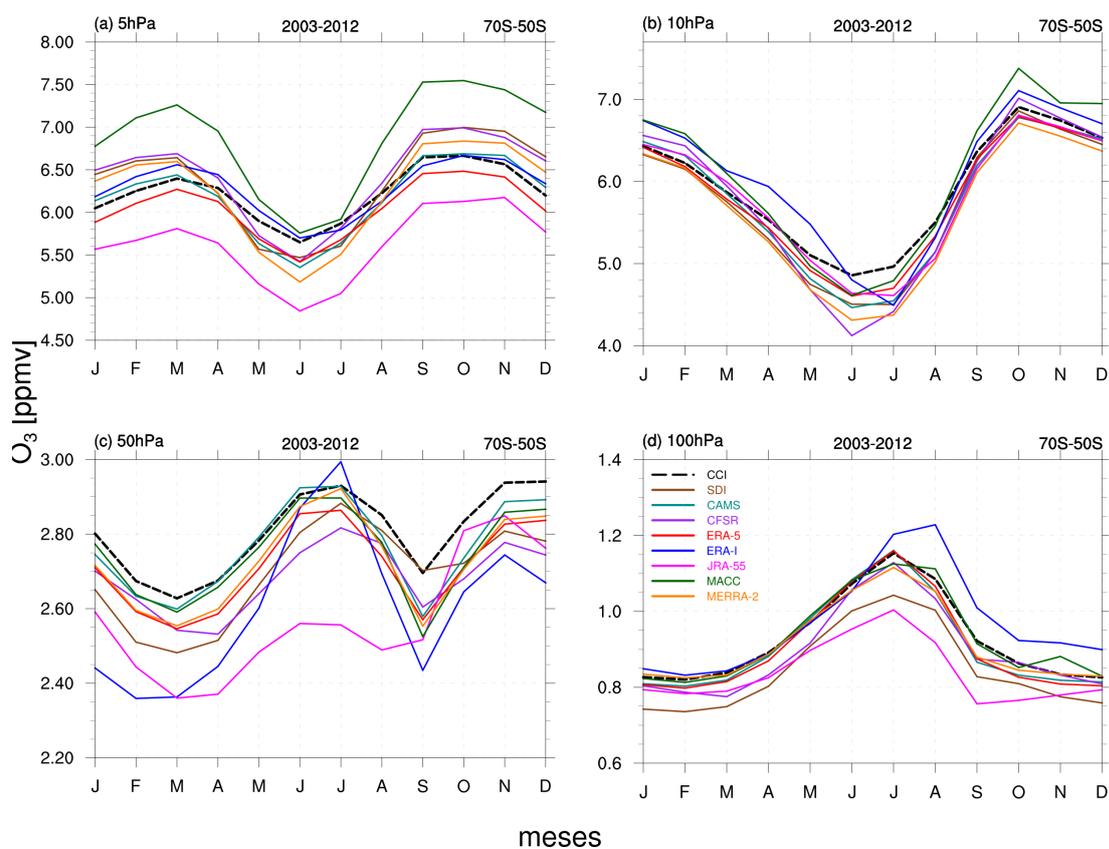
Figura A.1 - Variabilidade interanual do ozônio em 5 hPa e 50 hPa em diferentes faixas de latitude.



A variabilidade interanual é mostrada para quatro intervalos de latitude diferentes (90°S-50°S, 50°S-30°S e 30°S-0°) para o nível de pressão 5 hPa (a) e para o nível de pressão 50 hPa (b). O CCI e o SDI mesclaram a evolução do ozônio para cada reanálise, CAMS, CFSR, ERA-5, ERA-I, JRA-55, MACC e MERRA-2. O sombreado cinza indica o desvio padrão observacional ($\pm 1\sigma$) calculado como o CCI.

Fonte: Produção do autor.

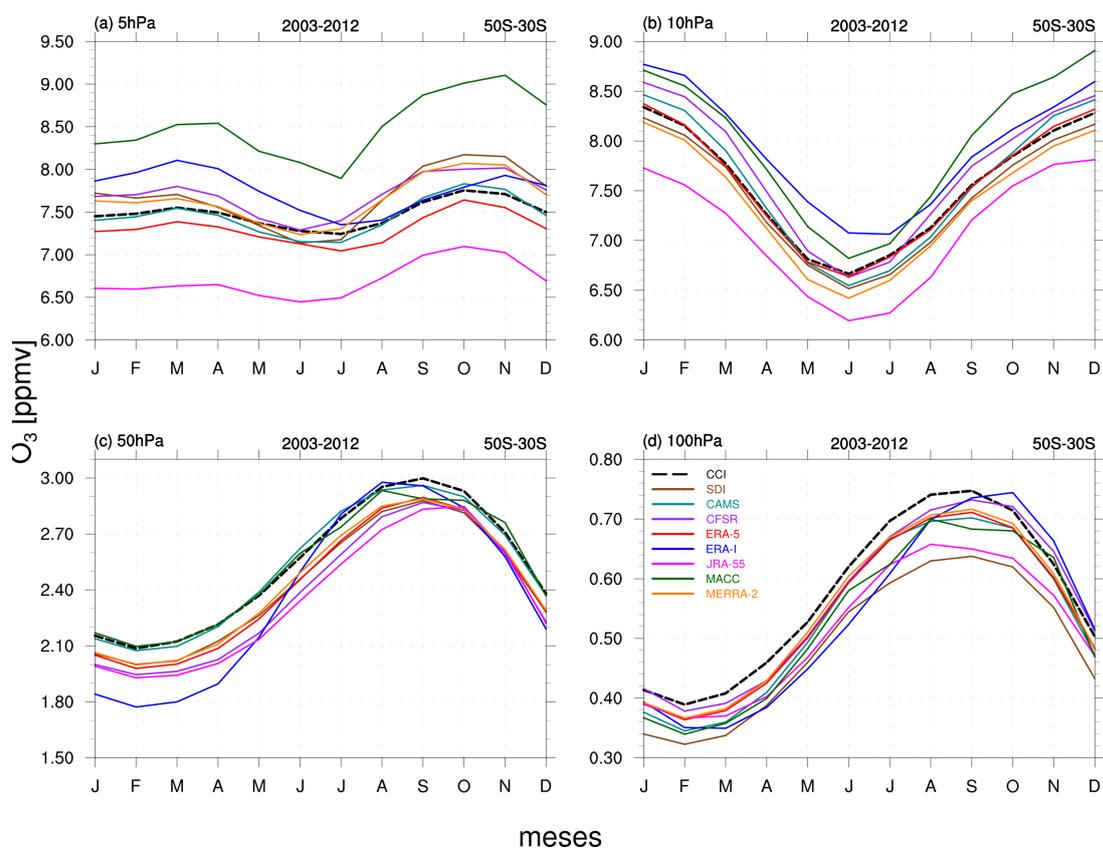
Figura A.2 - Média mensal do conteúdo de ozônio da faixa entre 70°S-50°S entre as reanálises.



Comparação mensal entre as o CCI e as reanálises mais o SDI, para os quatro níveis escolhidos, (a) 5 hPa, (b) 10 hPa, (c) 50 hPa e (d) 100 hPa entre os anos de 2003-2012 na região de baixas latitudes.

Fonte: Produção do autor.

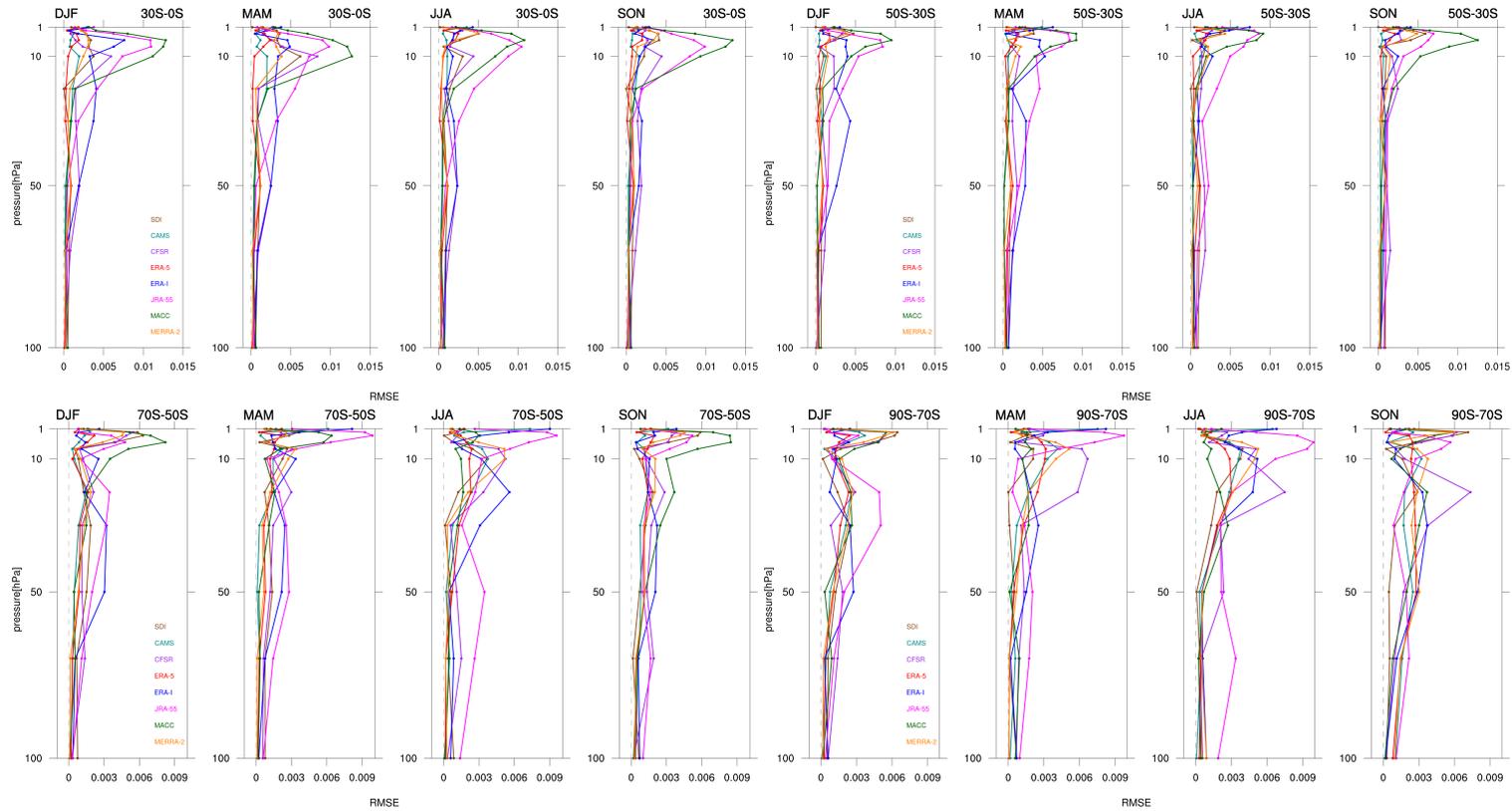
Figura A.3 - Média mensal do conteúdo de ozônio da faixa entre 50°S-30°S entre as reanálises.



Comparação mensal entre as o CCI e as reanálises mais o SDI, para os quatro níveis escolhidos, (a) 5 hPa, (b) 10 hPa, (c) 50 hPa e (d) 100 hPa entre os anos de 2003-2012 na região de baixas latitudes.

Fonte: Produção do autor.

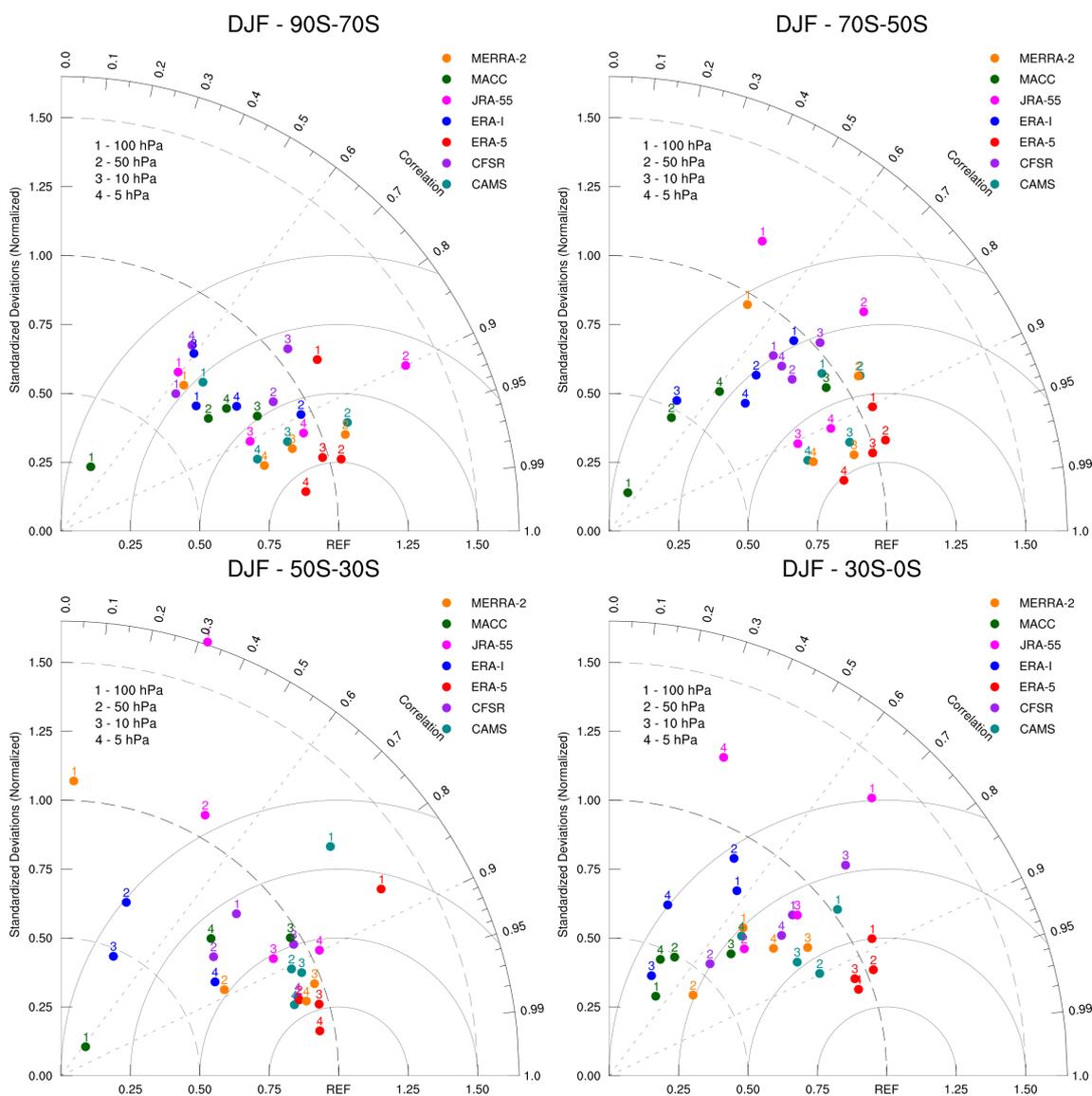
Figura A.4 - Média sazonal do RMSE para o período de 2003-2012 para o HS.



RMSE para cada uma das quatro faixas latitudinais 90°S-70°S, 70°S-50°S, 50°S-30°S, 30°S-0°, e os quatro trimestres DJF, MAM, JJA e SON para cada uma das reanálises e o SDI.

Fonte: Produção do autor.

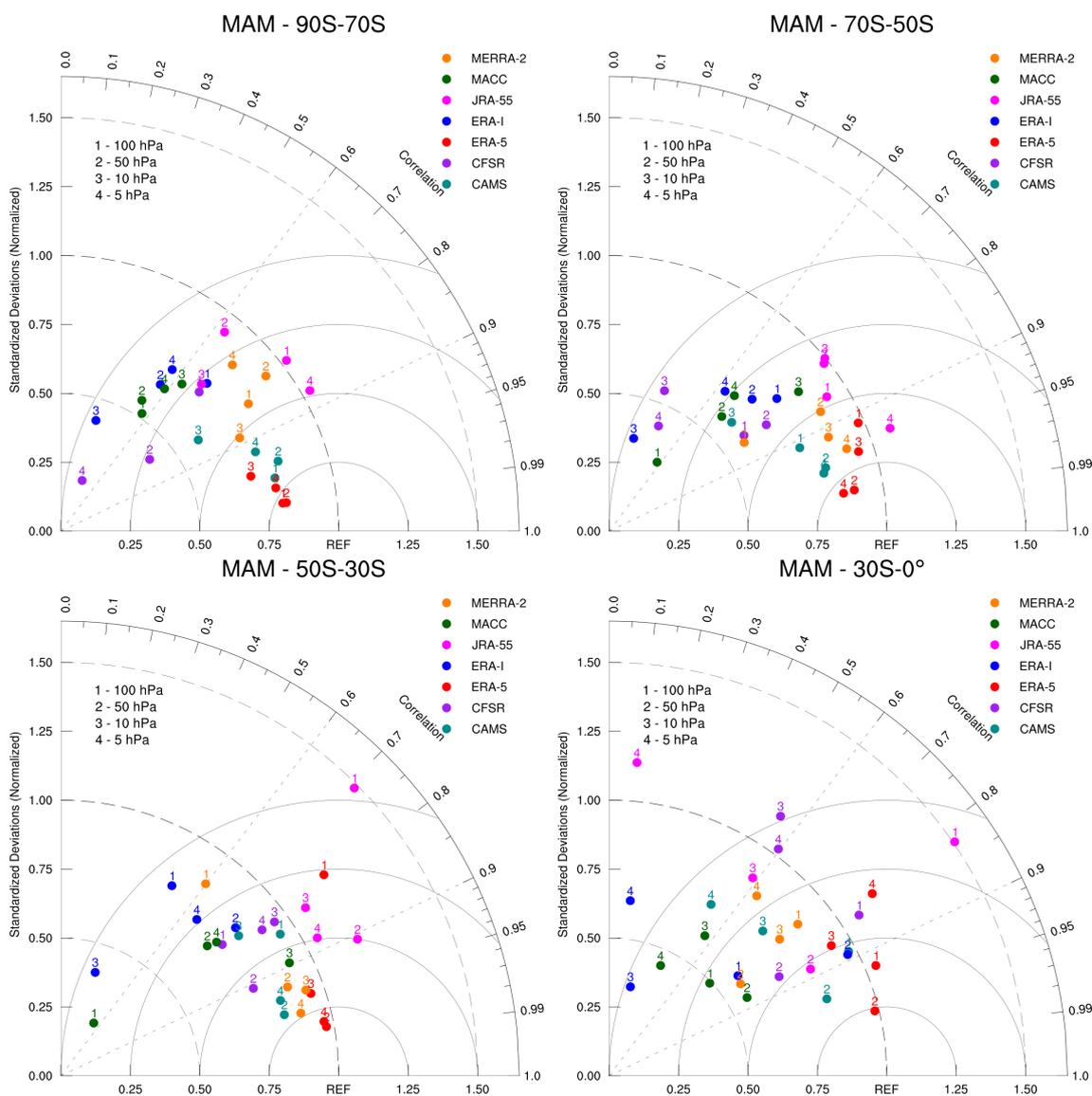
Figura A.5 - Distribuição sazonal (DJF) do Diagrama de Taylor por faixas latitudinais para o período de 2003-2012 para o HS.



Painel do Diagrama de Taylor entre 2003-2012 para DJF em (a) 90°S-70°S, (b) 70°S-50°S, (c) 50°S-30°S e (d) 30°S-0°. Para cada intervalo latitudinal são analisados quatro níveis representados pelos pontos de cor (onde (1) 100 hPa, (2) 50 hPa, (3) 10 hPa e (4) 5 hPa) para todas as reanálises CAMS, CFSR, ERA-5, ERA-I, JRA-55, MACC e MERRA-2.

Fonte: Produção do autor.

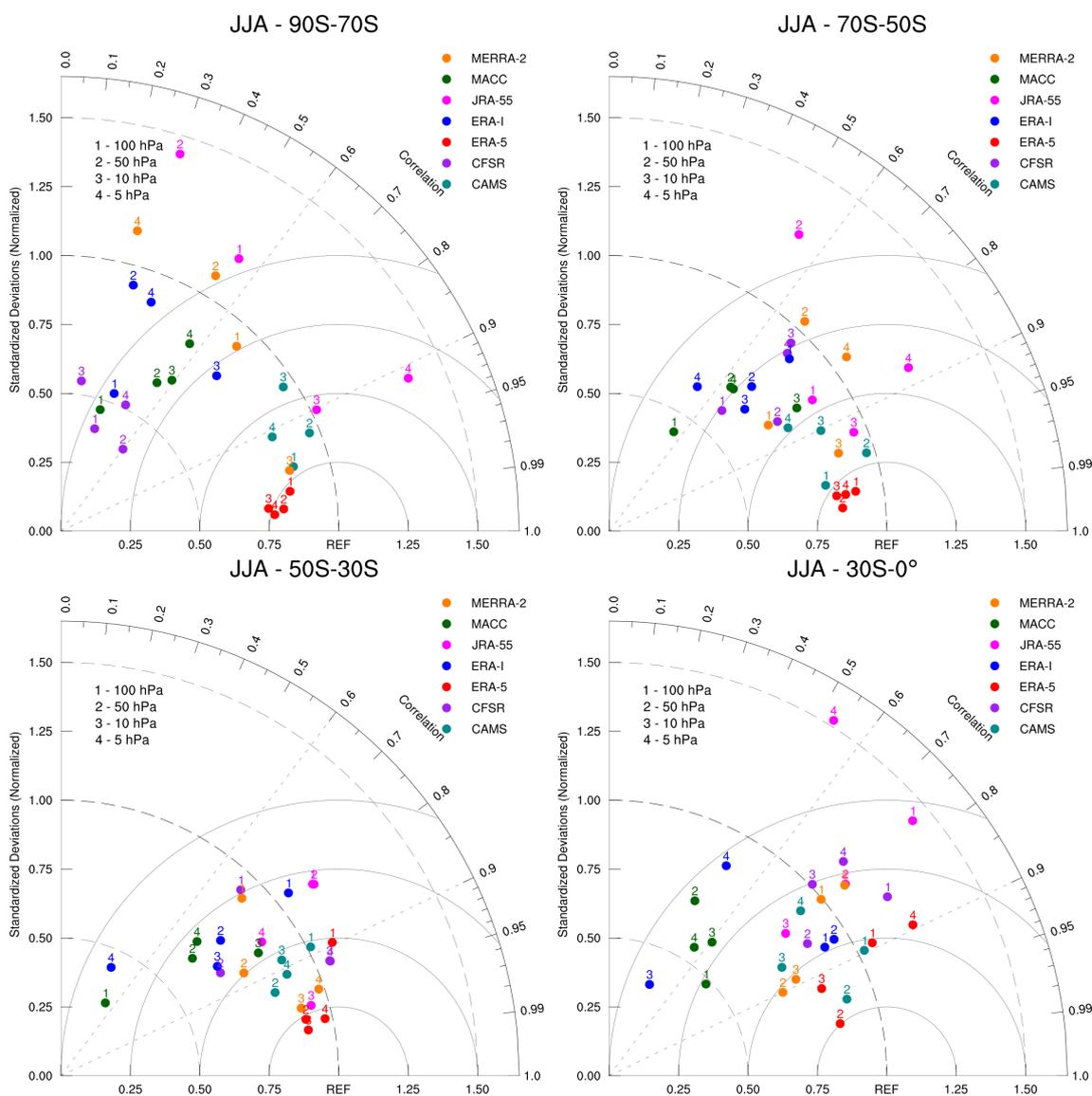
Figura A.6 - Distribuição sazonal (MAM) do Diagrama de Taylor por faixas latitudinais para o período de 2003-2012 para o HS.



Painel do Diagrama de Taylor entre 2003-2012 para MAM em (a) 90°S-70°S, (b) 70°S-50°S, (c) 50°S-30°S e (d) 30°S-0°. Para cada intervalo latitudinal são analisados quatro níveis representados pelos pontos de cor (onde (1) 100 hPa, (2) 50 hPa, (3) 10 hPa e (4) 5 hPa) para todas as reanálises CAMS, CFSR, ERA-5, ERA-I, JRA-55, MACC e MERRA-2.

Fonte: Produção do autor.

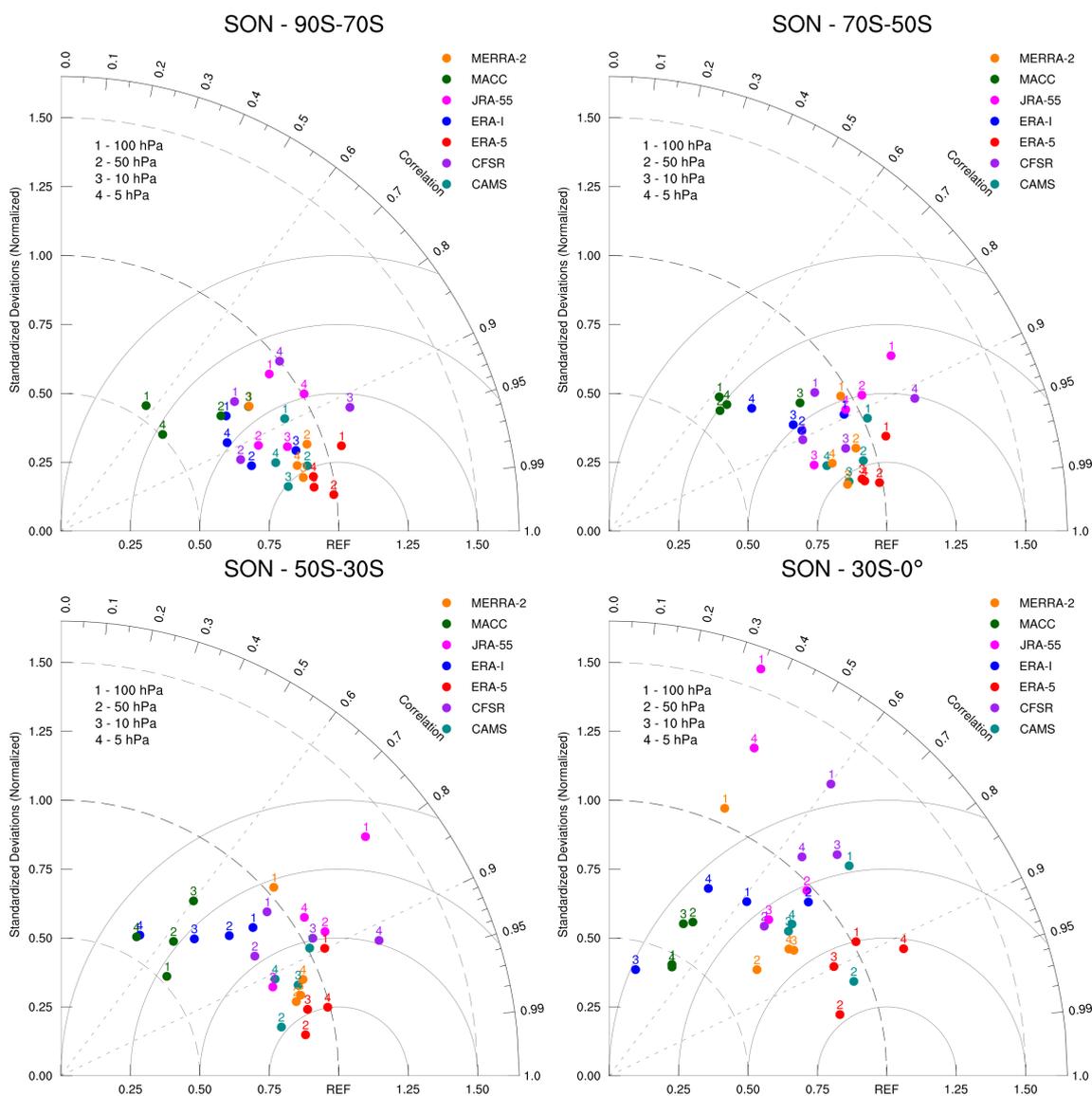
Figura A.7 - Distribuição sazonal (JJA) do Diagrama de Taylor por faixas latitudinais para o período de 2003-2012 para o HS.



Painel do Diagrama de Taylor entre 2003-2012 para MAM em (a) 90°S-70°S, (b) 70°S-50°S, (c) 50°S-30°S e (d) 30°S-0°. Para cada intervalo latitudinal são analisados quatro níveis representados pelos pontos de cor (onde (1) 100 hPa, (2) 50 hPa, (3) 10 hPa e (4) 5 hPa) para todas as reanálises CAMS, CFSR, ERA-5, ERA-I, JRA-55, MACC e MERRA-2.

Fonte: Produção do autor.

Figura A.8 - Distribuição sazonal (SON) do Diagrama de Taylor por faixas latitudinais para o período de 2003-2012 para o HS.

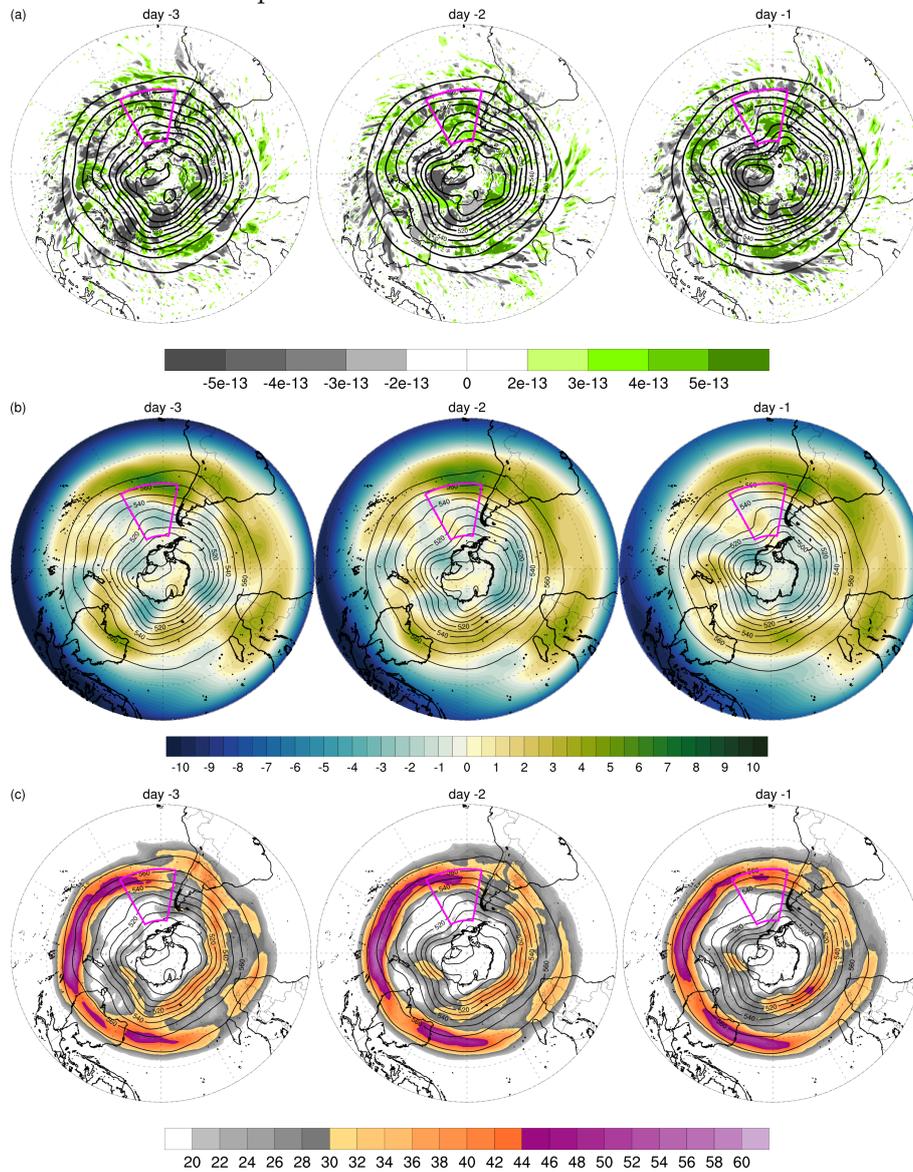


Painel do Diagrama de Taylor entre 2003-2012 para MAM em (a) 90°S-70°S, (b) 70°S-50°S, (c) 50°S-30°S e (d) 30°S-0°. Para cada intervalo latitudinal são analisados quatro níveis representados pelos pontos de cor (onde (1) 100 hPa, (2) 50 hPa, (3) 10 hPa e (4) 5 hPa) para todas as reanálises CAMS, CFSR, ERA-5, ERA-I, JRA-55, MACC e MERRA-2.

Fonte: Produção do autor.

APÊNDICE B - Padrão da variabilidade espaço-temporal para JJA

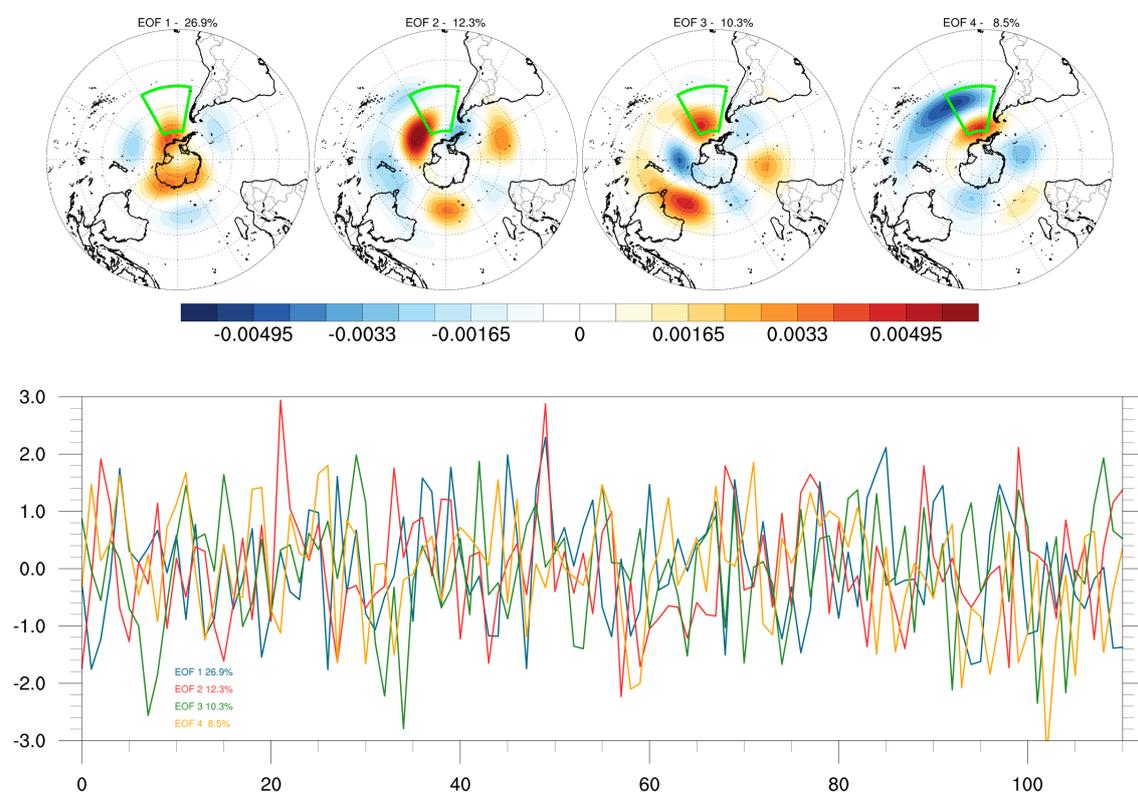
Figura B.1 - Vetor \vec{Q} , velocidade potencial e corrente de jato na UTLS três dias antes dos eventos de bloqueio.



Média dos três dias antes da ocorrência dos eventos de bloqueio dipolo no PSE. Painel (a) dia-3, (b) dia-2 e (c) dia-1. Nos três painéis os contornos pretos representam a HGT500. O vetor \vec{Q} no painel superior (a). No painel (b) é mostrada velocidade potencial (m.s⁻¹) e em (c) a corrente de jato (m.s⁻¹).

Fonte: Produção do autor.

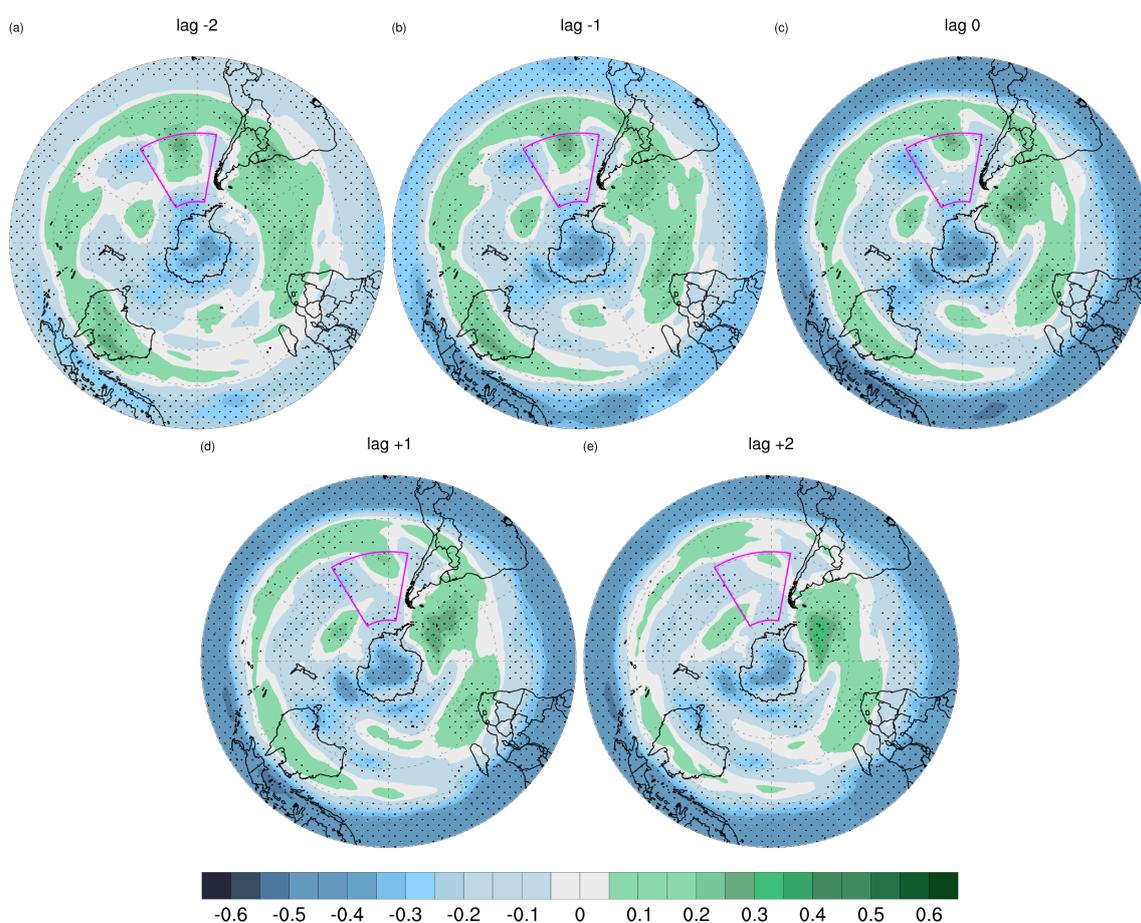
Figura B.2 - Projeção das componentes principais para o campo de altura geopotencial entre 1979-2015.



Padrões atmosféricos obtidos através da ACP-T aplicada aos campos de altura geopotencial em 500 hPa, (painel superior), e as séries temporais normalizadas (painel inferior). As quatro primeiras EOFs são projetadas na imagem.

Fonte: Produção do autor.

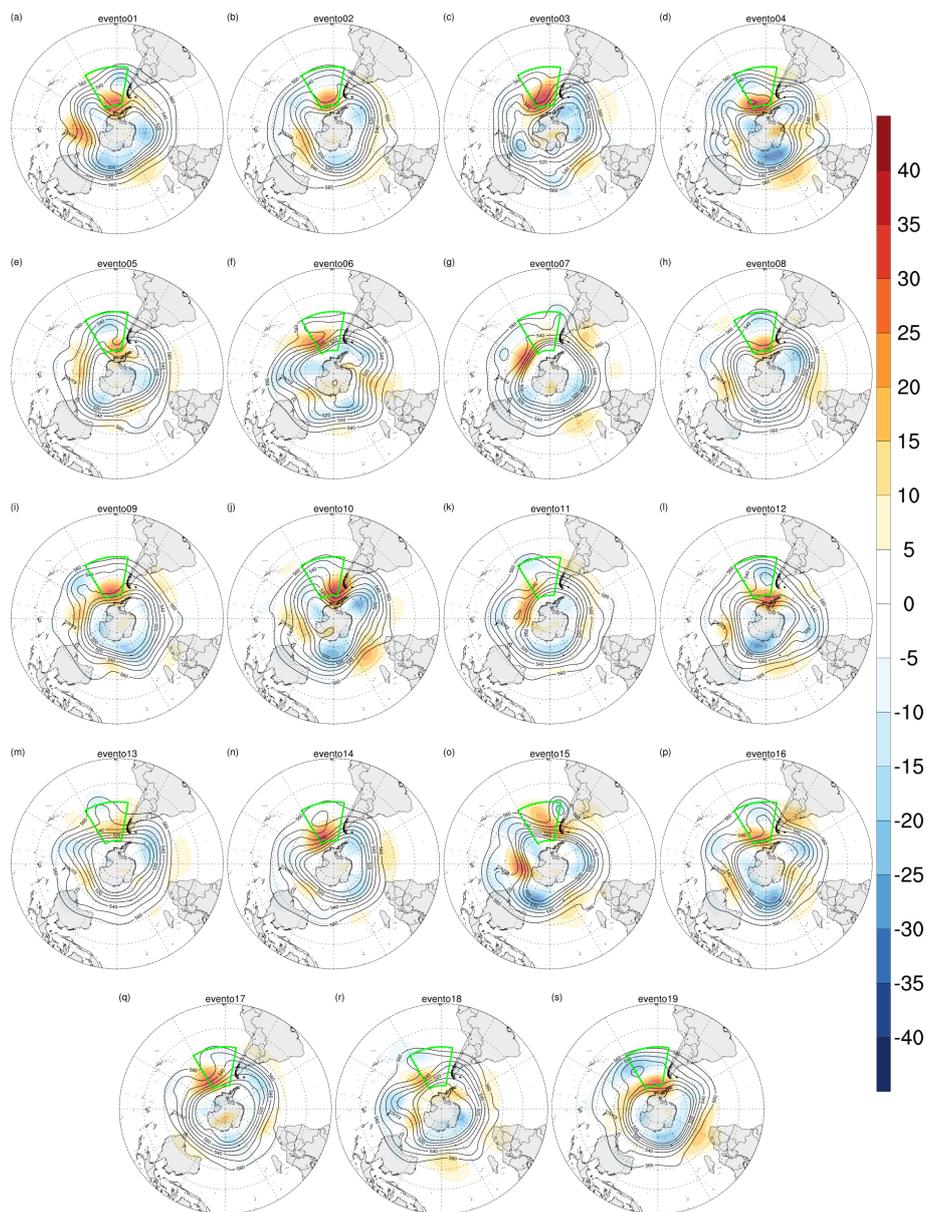
Figura B.3 - Correlação cruzada entre a primeira componente da altura geopotencial vs. a anomalia de CTO.



Lags de correlação -2, -1, 0, +1, +2 dias para os eventos de bloqueio dipolo no PSE entre 2000-2015.

Fonte: Produção do autor.

Figura B.4 - Anomalia zonal da altura geopotencial em 500hPa dos eventos de bloqueio dipolo no PSE.



Anomalias (sombreados em dam) e média de cada evento (contornos pretos em dam) para os meses de JJA no período entre 2000-2015 no Pacífico Sudeste (120W-80W).

Fonte: Produção do autor.

APÊNDICE C - Padrão dos modos de variabilidade para os eventos de bloqueio no PSE.

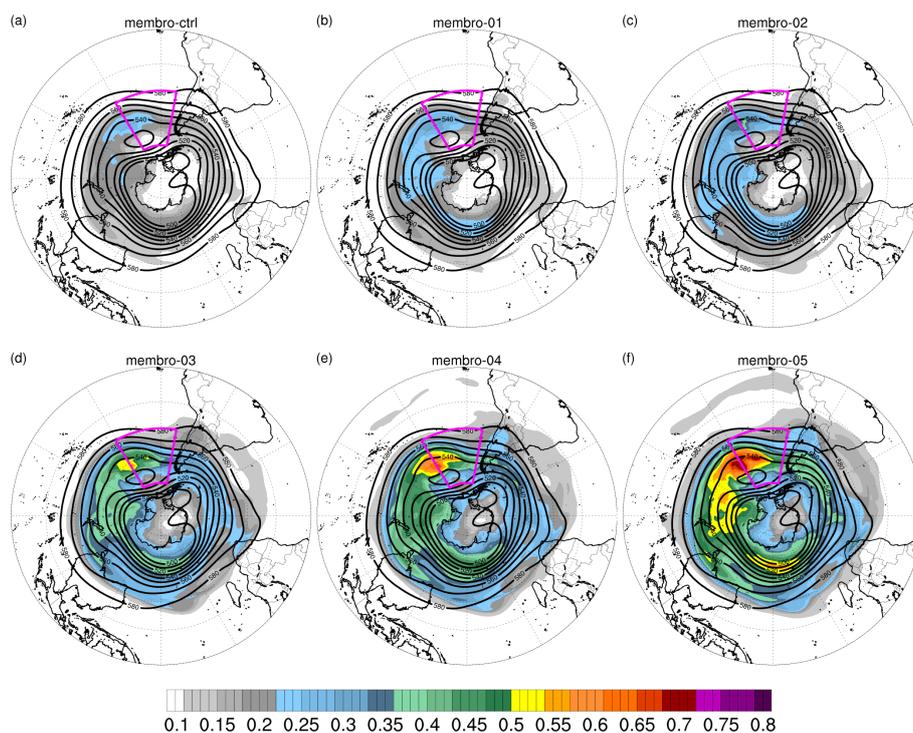
Tabela C.1 - Descrição das fases dos modos de variabilidade para os eventos de bloqueio no PSE entre 2000-2015. As fases de cada modo são representadas pelos valores em vermelho (positiva), em azul (negativa) e em preto (neutralidade).

Eventos Curtos	Data Ocorrência	ENSO 1-2	ENSO 3	ENSO 3.4	ENSO 4	QBO	SAM
3	Junho 2002	-0,15	0,63	0,79	0,78	13,2	-1,11
4	Agosto 2002	-0,71	0,48	0,72	0,97	10,05	-0,1
10	Julho 2006	-0,05	0,18	0,27	0,13	11,47	0,44
19	Agosto 2015	2,24	2,34	0,98	2	10,9	1,06
Eventos Longos	Data Ocorrência	ENSO 1-2	ENSO 3	ENSO 3.4	ENSO 4	QBO	SAM
2	Julho 2001	-1,08	-0,08	0,26	0,1	-23,3	0,39
8	Junho 2005	-0,35	0,38	0,34	0,4	-20,5	-1,43
13	Junho 2009	0,85	0,69	0,36	0,47	-5,4	-0,5
14	Junho 2012	1,59	0,66	-0,11	0,31	-25,8	-0,2

Fonte: Produção do autor.

APÊNDICE D - COMPOSTOS MÉDIOS ENTRE OS EXPERIMENTOS MEMBROS PARA OS BLOQUEIOS NO PSE

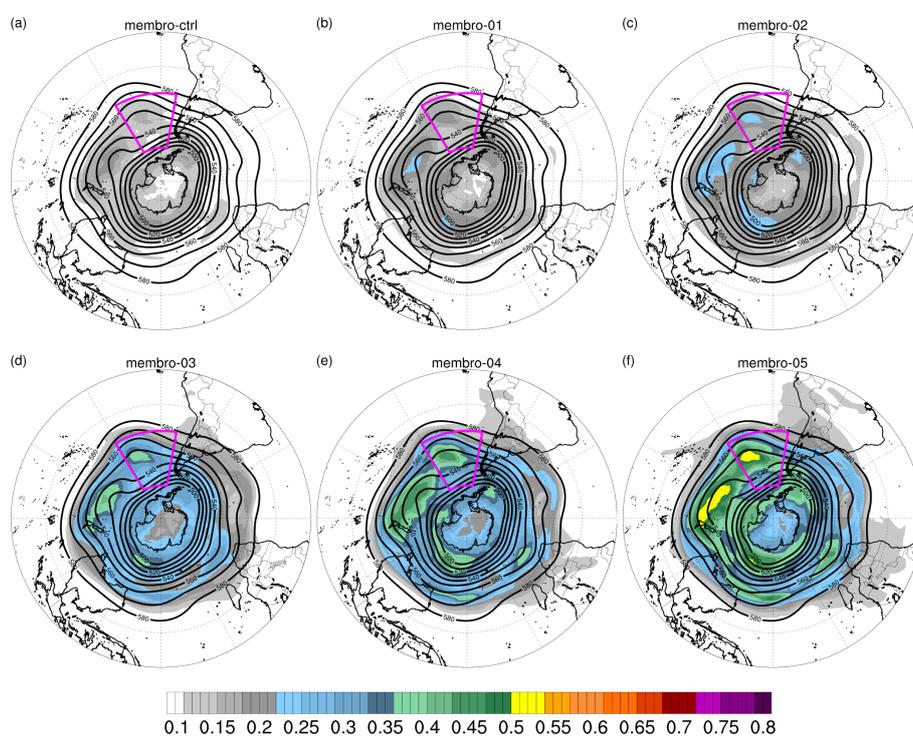
Figura D.1 - Quantidade perturbada de ozônio por membro em cada experimento: Evento 2002.



Razão de Mistura de ozônio (ppmv - sombreado) e altura geopotencial em 500 hPa (contornos pretos). Em (a) CTRL, (b) MEM01 ($\pm 1dp$), (b) MEM02 ($\pm 2dp$), (b) MEM03 ($\pm 3dp$), (b) MEM04 ($\pm 4dp$), (b) MEM05 ($\pm 5dp$).

Fonte: Produção do autor.

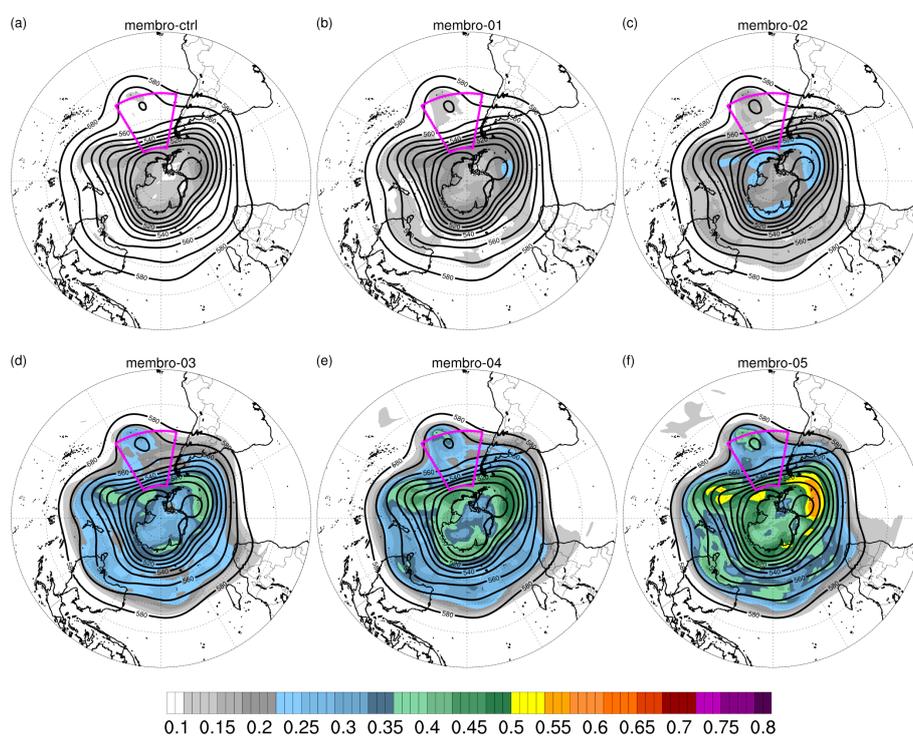
Figura D.2 - Quantidade perturbada de ozônio por membro em cada experimento: Evento 2008.



Razão de Mistura de ozônio (ppmv - sombreado) e altura geopotencial em 500 hPa (contornos pretos). Em (a) CTRL, (b) MEM01 ($\pm 1dp$), (b) MEM02 ($\pm 2dp$), (b) MEM03 ($\pm 3dp$), (b) MEM04 ($\pm 4dp$), (b) MEM05 ($\pm 5dp$).

Fonte: Produção do autor.

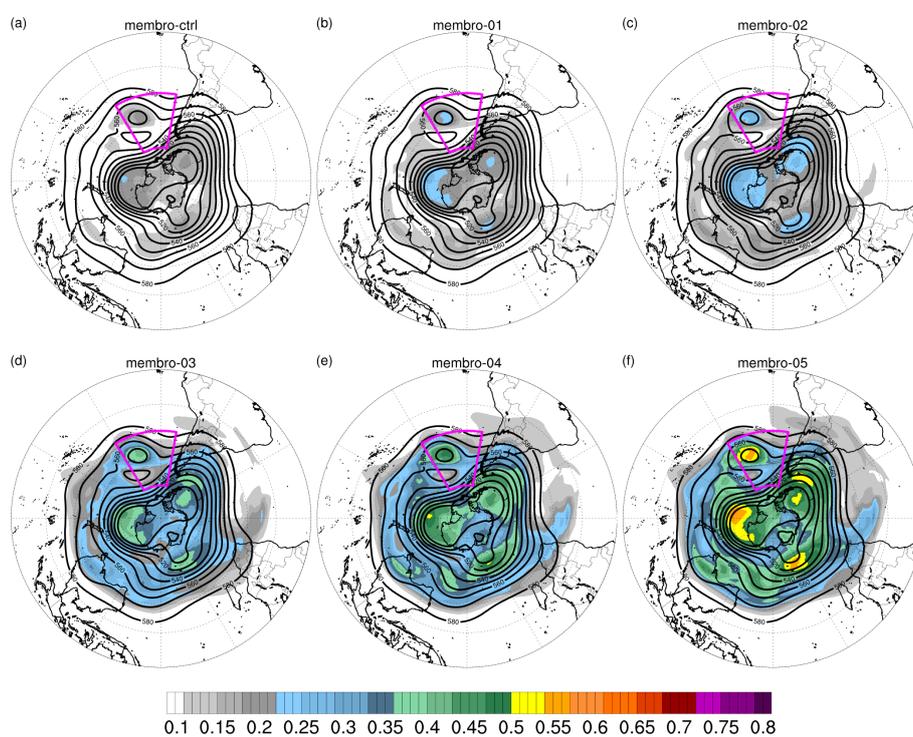
Figura D.3 - Quantidade perturbada de ozônio por membro em cada experimento: Evento 2009.



Razão de Mistura de ozônio (ppmv - sombreado) e altura geopotencial em 500 hPa (contornos pretos). Em (a) CTRL, (b) MEM01 ($\pm 1dp$), (b) MEM02 ($\pm 2dp$), (b) MEM03 ($\pm 3dp$), (b) MEM04 ($\pm 4dp$), (b) MEM05 ($\pm 5dp$).

Fonte: Produção do autor.

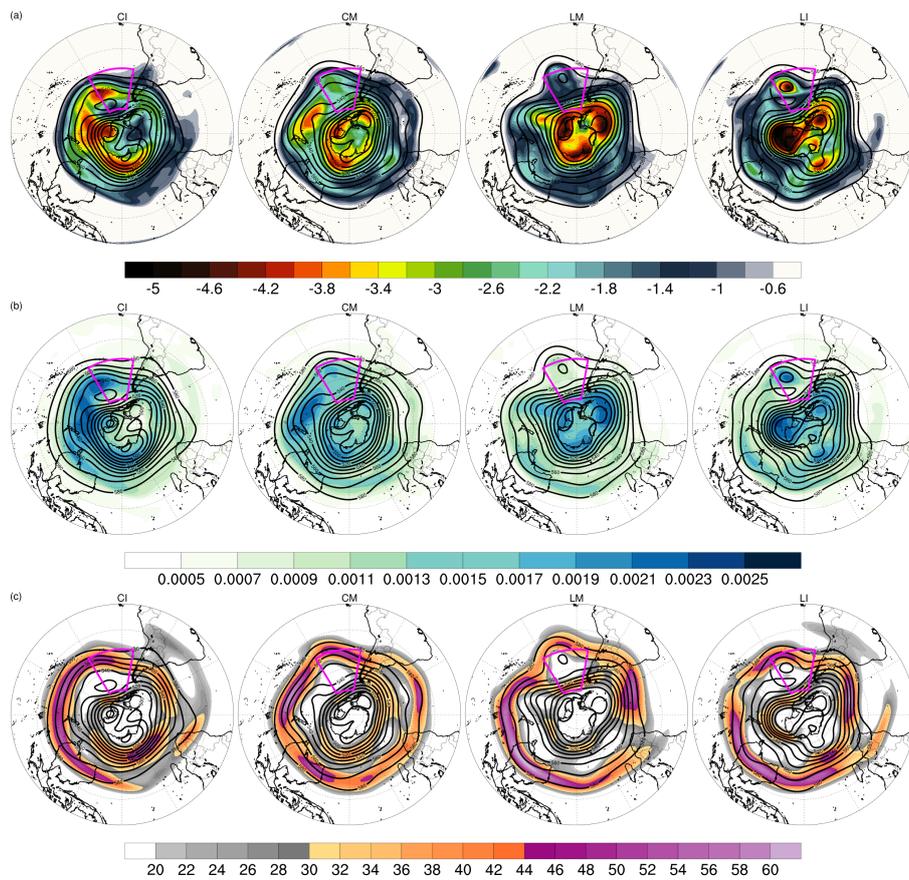
Figura D.4 - Quantidade perturbada de ozônio por membro em cada experimento: Evento 2012.



Razão de Mistura de ozônio (ppmv - sombreado) e altura geopotencial em 500 hPa (contornos pretos). Em (a) CTRL, (b) MEM01 ($\pm 1dp$), (b) MEM02 ($\pm 2dp$), (b) MEM03 ($\pm 3dp$), (b) MEM04 ($\pm 4dp$), (b) MEM05 ($\pm 5dp$).

Fonte: Produção do autor.

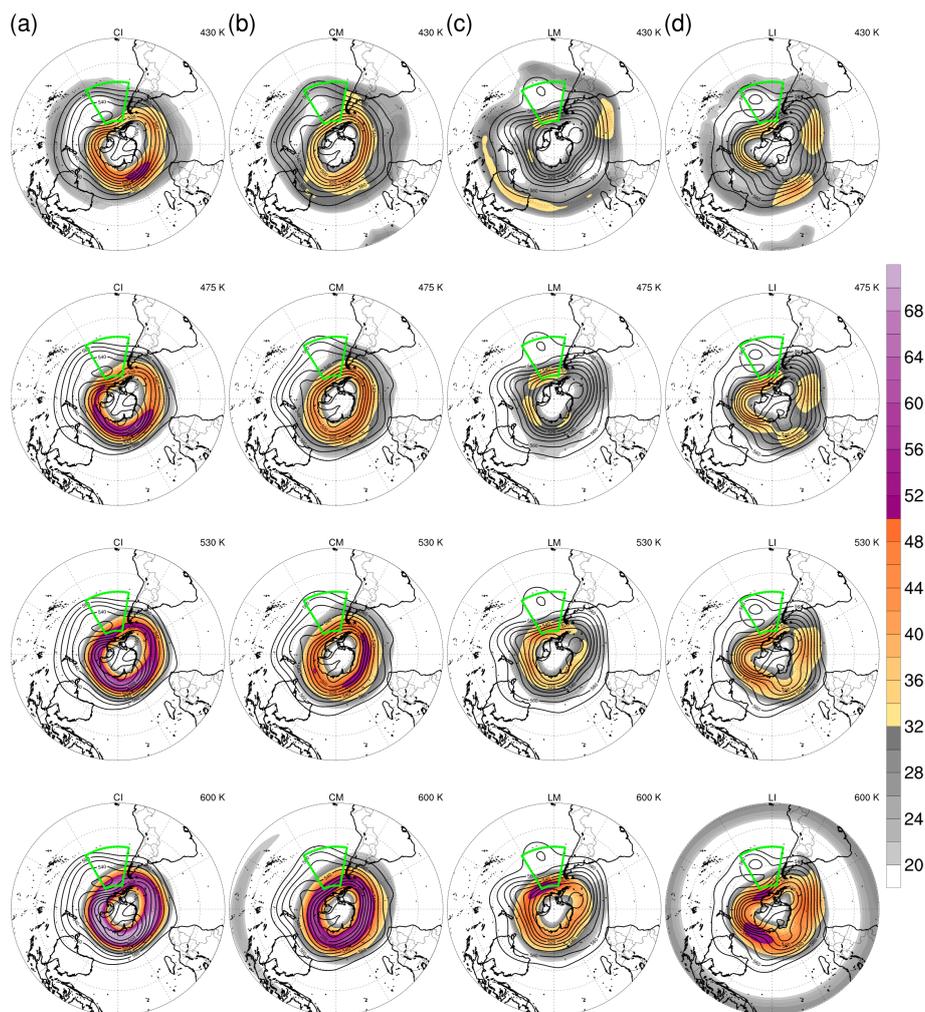
Figura D.5 - Média do efeito dinâmico da UTLS para os membros de cada evento de bloqueio no PSE.



Eventos de bloqueio (dipolo) curtos (superior) e longos (inferior). Contornos (pretos) representam a altura geopotencial em 500 hPa (dam). Sombreados representam campos em 200 hPa: (a) Vorticidade Potencial (-2PVU), (b) estabilidade estática (K.Pa^{-1}), (c) velocidade do vento (m.s^{-1})

Fonte: Produção do autor.

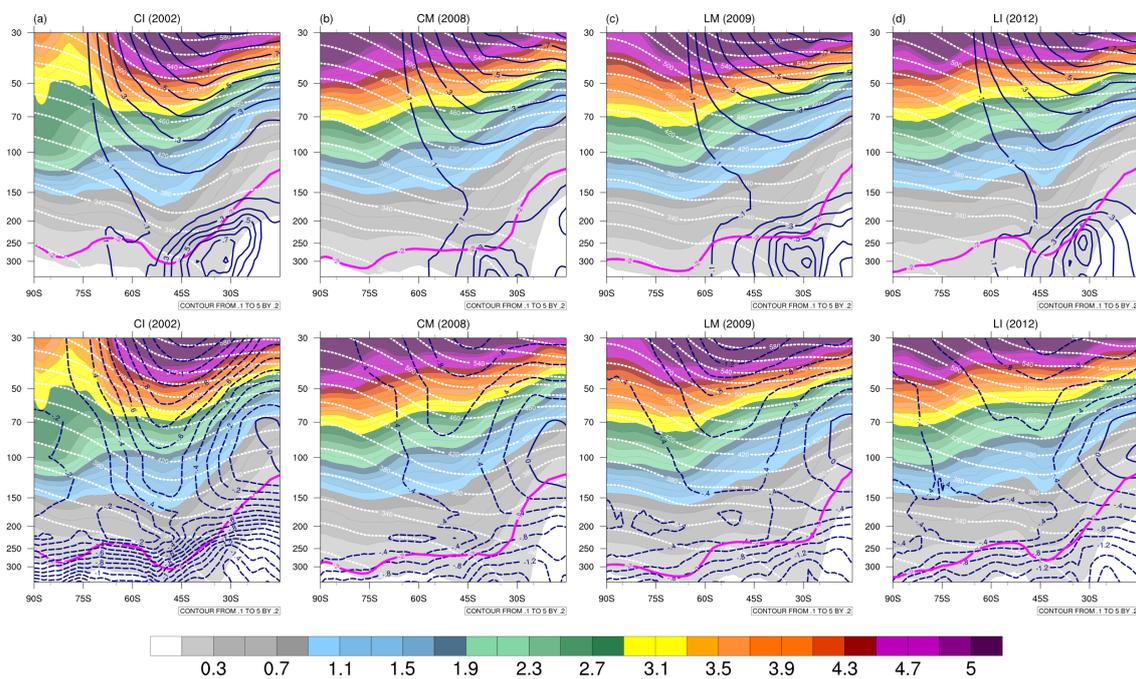
Figura D.6 - Média dos membros da velocidade do vento em níveis isentrópicos para cada evento de bloqueio no PSE.



Velocidade do vento em superfícies isentrópicas vento (m.s^{-1}) em sombreado. Os contornos em preto demarcam o campo de geopotencial em 500 hPa (dam) para orientar a posição dos bloqueios. Em (a) CI, (b) CM, (c) LM, e (d) LI. Cada linha do painel representa um nível, que por ordem de cima para baixo representam 430 K, 475 K, 530 K, 600 K.

Fonte: Produção do autor.

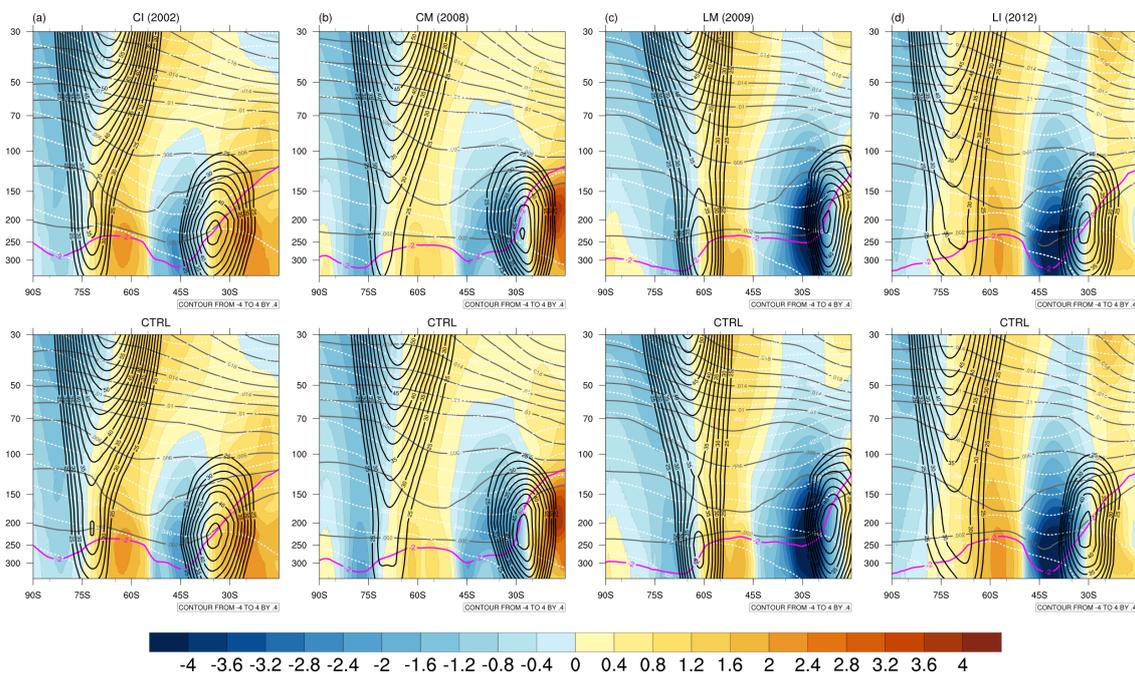
Figura D.7 - Média da diferença entre os experimentos CTRL e os cinco membros de cada evento para a taxa de aquecimento radiativo para os quatro eventos no PSE.



Os eventos (a) CI, (b) CM, (c) LI e (d) LM são representados pela média dos membros da taxa de aquecimento radiativo devido a onda curta (painel superior - linhas azuis contínuas em $\text{K}\cdot\text{dia}^{-1}$) e a taxa de aquecimento radiativo devido a onda longa (painel inferior - linhas azuis tracejadas em $\text{K}\cdot\text{s}^{-1}$). O sombreado representa o perfil de ozônio (ppmv), superfícies isentrópicas (linhas brancas tracejadas em K) e a linha rosa é tropopausa (-2PVU).

Fonte: Produção do autor.

Figura D.8 - Média da vorticidade relativa para experimentos CTRL e a média dos cinco membros de cada evento no PSE.



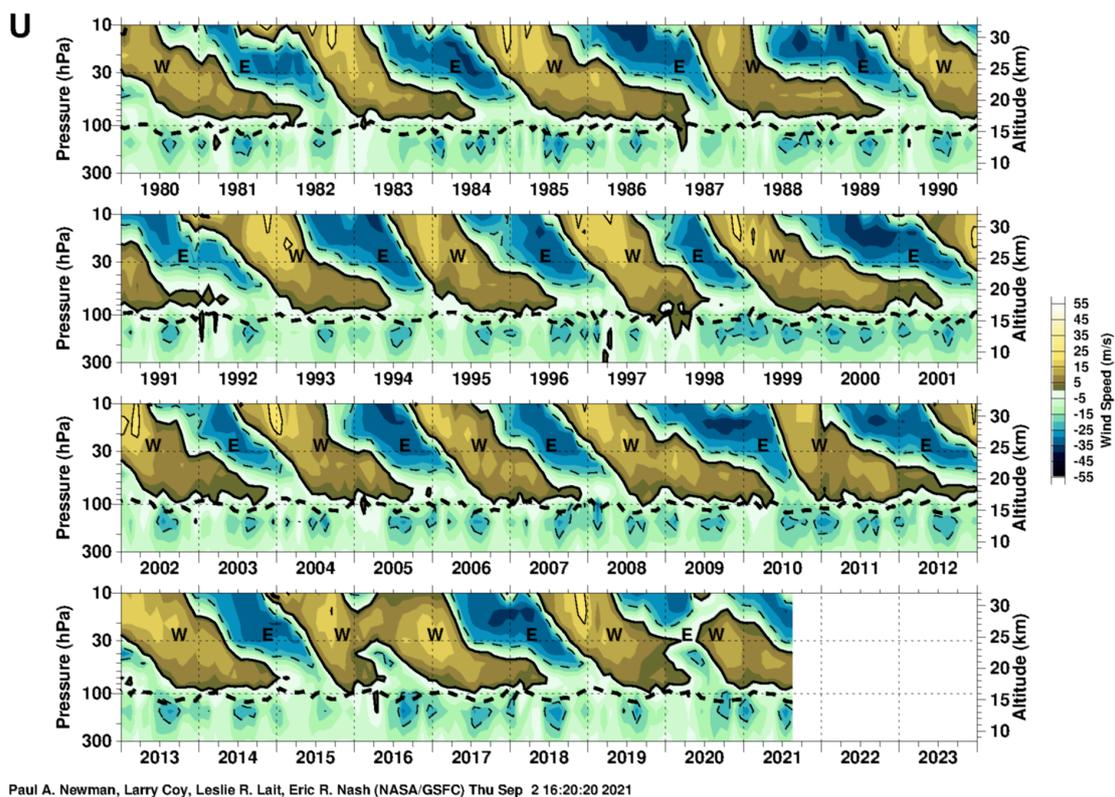
Os eventos (a) CI, (b) CM, (c) LI e (d) LM. Sombreado representa a vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}), linhas cinzas contínuas representam a estabilidade estática (K.Pa^{-1}), as linhas tracejadas brancas mostram a temperatura potencial (superfícies isentrópicas θ_{cte} em K), a tropopausa dinâmica em -2 PVU (linha rosa)

Fonte: Produção do autor.

ANEXO A - ÍNDICES DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA

A.1 Figuras

Figura A.1 - Média mensal do vento zonal a partir sondagens em Cingapura de Janeiro de 1980 a Setembro de 2021.



A linha pontilhada grossa mostra a tropopausa, além das fases positivas (oeste) e negativas (leste) para a composição da QBO.

Fonte: NASA (2021).

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Contam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.