

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA  
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

Lisette Guzmán Rodríguez

**EVENTOS DE GRANDE DIMINUIÇÃO DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO  
SOBRE O SUL DO BRASIL: ESTUDO DA DINÂMICA  
ESTRATOSFERA-TROPOSFERA COM O MODELO WRF**

Santa Maria, RS  
2021





**Lissette Guzmán Rodríguez**

**EVENTOS DE GRANDE DIMINUIÇÃO DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO SOBRE O SUL DO BRASIL: ESTUDO DA DINÂMICA ESTRATOSFERA-TROPOSFERA COM O MODELO WRF**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Meteorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutora em Meteorologia**. Defesa realizada por videoconferência.

ORIENTADOR: Prof. Vagner Anabor

Santa Maria, RS  
2021

Guzmán Rodríguez, Lissette

Eventos de grande diminuição da coluna total de ozônio sobre o Sul do Brasil: estudo da dinâmica estratosférica troposférica com o modelo WRF / Lissette Guzmán Rodríguez.- 2021.

139 p.; 30 cm

Orientador: Vagner Anabor

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2021

1. Diminuição de Ozônio 2. Corrente de Jato 3. Anomalias Ciclônicas da Vorticidade Potencial 4. Circulação Ageostrófica Transversa I. Anabor, Vagner II. Título.

Sistema de geração automática de ficha catalográfica da UFSM. Dados fornecidos pelo autor(a). Sob supervisão da Direção da Divisão de Processos Técnicos da Biblioteca Central. Bibliotecária responsável Paula Schoenfeldt Patta CRB 10/1728.

---

©2021

Todos os direitos autorais reservados a Lissette Guzmán Rodríguez. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

End. Eletr.: lissette19901109@gmail.com

**Lisette Guzmán Rodríguez**

**EVENTOS DE GRANDE DIMINUIÇÃO DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO SOBRE O SUL DO BRASIL: ESTUDO DA DINÂMICA ESTRATOSFERA-TROPOSFERA COM O MODELO WRF**


Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Meteorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutora em Meteorologia**.

**Aprovado em 23 de abril de 2021:**



---

**Vagner Anabor, Dr. (UFSM)**  
(Presidente/Orientador)



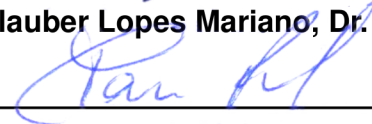
---

**Luiz Angelo Steffenel, Dr. (URCA)**



---

**Glauber Lopes Mariano, Dr. (UFAL)**



---

**Damaris Kirsch Pinheiro, Dr. (UFSM)**



---

**Otávio Costa Acevedo, Dr. (UFSM)**

Santa Maria, RS  
2021



## DEDICATÓRIA

*A mis padres Ileana y Oscar, por todo su amor y apoyo incondicional. A mis abuelos, por su ejemplo constante. A Liliani, mi hermanita y mayor orgullo.*



## RESUMO

# EVENTOS DE GRANDE DIMINUIÇÃO DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO SOBRE O SUL DO BRASIL: ESTUDO DA DINÂMICA ESTRATOSFERA-TROPOSFERA COM O MODELO WRF

AUTORA: Lissette Guzmán Rodríguez

ORIENTADOR: Vagner Anabor

O aumento da radiação solar ultravioleta que atinge a superfície terrestre como consequência da diminuição da coluna total de ozônio impacta negativamente a saúde dos seres humanos. Os eventos de diminuição da coluna total de ozônio que afetam o Sul do Brasil na primavera tem sido amplamente estudados. No entanto, grandes diminuições da coluna total de ozônio podem acontecer ao longo de todo o ano, respondendo a mecanismos diferentes. Durante todo o ano e mesmo sem transporte isentrópico evidente de massas de ar desde uma região de diminuição da coluna total de ozônio, as anomalias ciclônicas da vortacidade potencial de escala sub-sinótica, mostraram-se capazes de reduzir localmente a razão de mistura de ozônio pelo esticamento vertical das parcelas de ar entre superfícies isentrópicas, diminuindo a coluna total de ozônio. No presente trabalho, a variabilidade temporal e espacial da coluna total de ozônio e da razão de mistura de ozônio na cidade de Santa Maria, foram analisadas a partir de dados de reanálise do ERA-5, no período 1979-2019. O ciclo sazonal da coluna total de ozônio de máximo na primavera e mínimo no outono foi confirmado. Foram identificados 116 eventos de diminuição atípica da coluna total de ozônio em Santa Maria, com valores inferiores à média mensal menos 2,5 vezes o desvio padrão do mês. Para uma melhor análise e representação das estruturas e processo dinâmicos envolvidos, os eventos foram simulados com o modelo de mesoescala *Weather Research and Forecasting*. Os padrões sinóticos médios sazonais mostraram estruturas importantes para os eventos em níveis troposféricos e estratosféricos, posteriormente identificadas na análise de cinco casos específicos: no inverno e na primavera, um cavado estratosférico delimitou a região de anomalias negativas da coluna total de ozônio e favoreceu o transporte isentrópico de massas da região do buraco de ozônio antártico. No verão, a região de difluência na borda da Alta da Bolívia na entrada equatorial do núcleo do jato subtropical, propiciou o levantamento da tropopausa dinâmica e a mistura de ar troposférico na baixa estratosfera. Já no outono, uma combinação de anomalias ciclônicas em 20 hPa e anticiclônicas em 50 hPa, gerou acentuadas diminuições da coluna total de ozônio, com valores inferiores a 210 UD sobre o continente e anomalias negativas da razão de mistura de ozônio em níveis estratosféricos. A posição e intensidade dos jatos troposféricos foram chave na delimitação das regiões de maiores anomalias negativas (positivas) da coluna total de ozônio na entrada equatorial (polar) dos núcleos de jato, pelo efeito da circulação transversal ao escoamento nas dobras da tropopausa e os predominantes fluxos de massa ascendentes (descendentes) nessas regiões.

**Palavras-chave:** Diminuição de Ozônio. Corrente de Jato. Anomalias Ciclônicas da Vortacidade Potencial. Circulação Ageostrófica Transversa.





## ABSTRACT

# MAJOR DEPLETION EVENTS OF TOTAL OZONE OVER SOUTHERN BRAZIL: STUDY OF STRATOSPHERE-TROPOSPHERE DYNAMICS WITH WRF MODEL

AUTHOR: Lissette Guzmán Rodríguez

ADVISOR: Vagner Anabor

The increase of ultraviolet solar radiation that reaches the Earth's surface as a consequence of the decrease in the total ozone column has a negative impact on human health. Ozone depletion events that affect southern Brazil in the spring have been extensively studied. However, large depletion of the total ozone column can occur throughout the year, responding to different mechanisms. Throughout the year and even without evident isentropic transport of air masses from a region of low total ozone column, the cyclonic anomalies of potential vorticity of sub-synoptic scale have shown to be able to locally reduce the ozone mixing ratio by vertical stretching the air parcels between isentropic surfaces, leading to a decrease the total ozone. In the present work, the temporal and spatial variability of total ozone and the ozone mixing ratio in the city of Santa Maria was analyzed using ERA-5 reanalysis data, in the 1979-2019 period. The seasonal cycle of the total ozone column of maximum in spring and minimum in autumn was confirmed. There were 116 atypical depletion events of the total ozone column identified, with total ozone column values in Santa Maria below the monthly mean minus 2.5 times the monthly standard deviation. For better analysis and representation of the dynamic structures and processes involved, the events were simulated with the Weather Research and Forecasting mesoscale model. Mean seasonal synoptic patterns showed important structures for depletion events at tropospheric and stratospheric levels, later confirmed in the analysis of five specific cases: in winter and spring, a stratospheric trough delimited the region of negative total ozone column anomalies and favored the isentropic transport of air masses from the Antarctic ozone hole region to Santa Maria. In summer, the region of strong diffluence at the edge of Alta de Bolivia at the equatorial entrance of the subtropical jet streak enabled the lifting of the dynamic tropopause and the mixing of tropospheric air into the lower stratosphere. In autumn, a combination of cyclonic anomalies at 20 hPa and anticyclonic anomalies at 50 hPa isobaric level, led to major ozone depletion, with a total ozone column below 210 DU over the continent and ozone mixing ratio negative anomalies at stratospheric levels. The position and strength of the tropospheric jets were key in setting the regions of the biggest negative (positive) total ozone column anomalies at the equatorial (polar) entrance of the jet streak, due to the effect of transverse circulation in the tropopause folds and the predominant upward (downward) mass fluxes in those regions.

**Keywords:** Ozone Depletion. Jet Stream. Cyclonic Anomalies of Potential Vorticity. Ageostrophic Transverse Circulation.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Ozônio na atmosfera. ....	19
Figura 2.1 – Perfil médio da temperatura em latitudes médias. ....	23
Figura 2.2 – Temperatura zonal média (K) e vento zonal médio (m/s) em janeiro. ....	24
Figura 2.3 – Temperatura zonal média (K) e vento zonal médio (m/s) em julho. ....	25
Figura 2.4 – Camada de ozônio estratosférico. ....	26
Figura 2.5 – Média zonal da razão de mistura de ozônio (contornos) e da densidade de ozônio (sombreado) em janeiro-fevereiro de 1979, como funções de latitude e pressão. Os níveis sombreados correspondem a 20, 40 e 60 % do valor máximo. ....	27
Figura 2.6 – Coluna total de ozônio (UD) em função da latitude e do mês. ....	28
Figura 2.7 – Buraco de ozônio antártico em 14 de setembro de 2013. ....	29
Figura 2.8 – Esquema do vórtice polar (azul) sobre a Antártica. ....	29
Figura 2.9 – Seção transversal esquemática da circulação impulsionada por ondas na atmosfera média. As linhas finas tracejadas denotam superfícies de temperatura potencial. A linha pontilhada é a tropopausa. As linhas sólidas são os contornos da circulação meridional conduzida pelo forçamento de ondas (região sombreada). Setas onduladas de duas pontas denotam transporte meridional e mistura por movimentos pela ação de vórtices. A linha tracejada grossa mostra uma isopleta de razão de mistura de um gás traço de longa vida. ....	30
Figura 2.10 – Esquema da circulação estratosférica e o transporte de massas de ar entre a troposfera e a estratosfera. ....	31
Figura 2.11 – Linhas de corrente da circulação meridional média da atmosfera média. ....	31
Figura 2.12 – Vento zonal médio mensal no Equador, em função do tempo e da altitude. ....	32
Figura 2.13 – Estrutura latitudinal do vento médio zonal (m/s) em 10 hPa. ....	33
Figura 2.14 – Seção transversal vertical através de uma dobra da tropopausa e distribuição da razão de mistura de ozônio. ....	35
Figura 2.15 – Conservação da vorticidade potencial durante o esticamento vertical de uma parcela de ar entre duas superfícies isentrópicas. ....	36
Figura 2.16 – Advecção de vorticidade em um cavado de onda curta, com velocidades máximas do vento corrente acima do eixo da cavado (adaptado para o HS). O máximo cisalhamento ciclônico está localizado corrente acima do eixo da cavado (linha tracejada) definido pela máxima curvatura dos contornos da altura geopotencial (linhas contínuas). ....	37
Figura 2.17 – Esquema das componentes transversais do vento ageostrófico e padrões de divergência associados às regiões de entrada e saída de um núcleo do jato, após Bjerknes (1951) para o HN (a). Seção transversal vertical ilustrando circulações diretas e indiretas na região de entrada [ao longo da linha pontilhada A-A' em (a)] e região de saída [ao longo da linha pontilhada B-B' em (a)] de um núcleo de jato (b). ....	38
Figura 2.18 – Sinais de ômega na média troposfera associados à convergência e divergência na baixa troposfera. ....	38
Figura 2.19 – Esquema tridimensional dos padrões de circulação relacionados ao jato	

durante tempestades de neve (no HN). As circulações transversais estão associadas a regiões de saída difluente e entrada confluyente de núcleos de jato. ....	39
Figura 2.20 – Sistemas atmosféricos atuantes na América do Sul, na baixa e alta troposfera. ....	41
Figura 3.1 – Domínio das simulações com o modelo WRF. ....	46
Figura 3.2 – Distribuição dos níveis verticais da configuração HVC do modelo WRF. .	47
Figura 4.1 – Séries anuais da coluna total de ozônio em Santa Maria, no período 1979-2019. ....	52
Figura 4.2 – Diagramas de caixa da coluna total de ozônio por meses em Santa Maria.	53
Figura 4.3 – Diagramas de caixa da coluna total de ozônio por anos em Santa Maria.	54
Figura 4.4 – Comportamento por décadas da coluna total de ozônio em Santa Maria.	54
Figura 4.5 – Séries anuais do perfil vertical da razão de mistura de ozônio (em <i>ppmv</i> ) em níveis estratosférico (1-100 hPa) em Santa Maria, no período 1979-2019. ....	56
Figura 4.6 – Perfil vertical da razão de mistura de ozônio em níveis isobáricos, em Santa Maria: (a) média mensal em <i>ppmv</i> , (b) desvio padrão em <i>ppmv</i> e (c) desvio padrão em percentual (%). ....	57
Figura 4.7 – Valores médios da coluna total de ozônio (UD) no domínio de estudo correspondentes aos períodos de (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera. ....	58
Figura 4.8 – Valores médios da RMO ( <i>ppmv</i> ) no perfil vertical meridional em 53.5°O, correspondentes aos períodos de (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera. ....	60
Figura 4.9 – Série completa da coluna total de ozônio em Santa Maria (linha cinza) e sua média mensal climatológica (linha azul) (painel superior); anomalia (linha cinza) da cada registro horário em relação à média mensal (UD) e datas (pontos vermelhos) que satisfizeram o critério de seleção dos eventos (painel central); anomalias negativas (barras) da coluna total de ozônio dos eventos (%) (painel inferior). ....	63
Figura 4.10 – Distribuição sazonal dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio. ....	64
Figura 4.11 – Eventos de diminuição da coluna total de ozônio por anos. ....	65
Figura 4.12 – Distribuição dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio por meses. ....	65
Figura 4.13 – Valores mensais médios da razão de mistura de ozônio (em <i>ppmv</i> ) (a), anomalias negativas médias da RMO em <i>ppmv</i> (b) e em %, dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio em Santa Maria (c). ....	66
Figura 4.14 – Padrões sinóticos médios associados a eventos de diminuição da coluna total de ozônio no Sul do Brasil no período de inverno. ....	69
Figura 4.15 – Padrões sinóticos médios associados a eventos de diminuição da coluna total de ozônio no Sul do Brasil no período de primavera. ....	71
Figura 4.16 – Padrões sinóticos médios associados a eventos de diminuição da coluna total de ozônio no Sul do Brasil no período de verão. ....	74
Figura 4.17 – Padrões sinóticos médios associados a eventos de diminuição da coluna total de ozônio no Sul do Brasil no período de outono. ....	76
Figura 4.18 – Padrões sinóticos associados ao evento de diminuição da CTO em Santa Maria de 21/02/2010. ....	80

Figura 4.19 – Imagens dos canais infravermelho e vapor de água do satélite GOES-12, correspondentes às 12UTC do 21/02/2010. ....	81
Figura 4.20 – Padrões sinóticos associados ao evento de diminuição da CTO em Santa Maria de 7/05/1997. ....	83
Figura 4.21 – Imagens dos canais infravermelho e vapor de água do satélite GOES-8, correspondentes às 12UTC do 7/05/1997. ....	84
Figura 4.22 – Padrões sinóticos associados ao evento de diminuição da CTO em Santa Maria de 18/08/1997. ....	86
Figura 4.23 – Imagens dos canais infravermelho e vapor de água do satélite GOES-8, correspondentes às 12UTC do 18/08/1997. ....	87
Figura 4.24 – Padrões sinóticos associados ao evento de diminuição da CTO em Santa Maria de 5/11/1984. ....	88
Figura 4.25 – Imagens dos canais infravermelho e vapor de água do satélite GOES-6, correspondentes às 12UTC do 5/11/1984. ....	89
Figura 4.26 – Coluna total de ozônio ( $UD$ ) (a1, a2, a3) e VP ( $UVP$ ) e linhas de corrente no nível isentrópico 620 K (b1, b2, b3), magnitude do vento ( $m/s$ ) e linhas de corrente no nível isobárico de 20 hPa, com valores positivos de ômega (contornos de $0,025 Pa/s$ ) em 50 hPa, na cor azul (c1, c2, c3). Anomalias da CTO ( $UD$ ) de cada tempo analisado, em relação à média mensal (d1, d2, d3). ....	91
Figura 4.27 – Imagens de vapor de água do satélite GOES-13 (a1, a2, a3), magnitude do vento ( $m/s$ ), linhas de corrente em 200 hPa e ômega em 500 hPa (contornos de $0,25 Pa/s$ ) (b1, b2, b3), altura geopotencial ( $dam$ ) e vorticidade relativa em 500 hPa ( $10^{-5} s^{-1}$ ) (c1, c2, c3) e pressão ao nível médio do mar ( $hPa$ ) e espessura 1000 hPa-500 hPa ( $dam$ ) (d1, d2, d3). ....	92
Figura 4.28 – Sondagens atmosféricas (diagramas Skew-T log-P) simuladas (a1, a2, a3) e (b1, b2, b3) observadas em Santa Maria. A linha vermelha representa a temperatura do ar e a linha azul, a temperatura de ponto de orvalho. ....	94
Figura 4.29 – Perfis meridionais verticais em $53,5^{\circ}O$ . Em (a1, a2, a3) as linhas azuis representam os níveis isobáricos e as linhas de corrente (considerando apenas a componente meridional do vento $v$ e a componente vertical $w$ multiplicada por 100) estão em cinza e os contornos coloridos representam a vorticidade potencial ( $UVP$ ) Em (b1, b2, b3) os níveis isentrópicos são representados por contornos azuis e os contornos azuis tracejados (rosa sólida) representam fluxos de massa descendentes (ascendentes) ( $>0,005 kg/m^2s$ ). A linha tracejada preta e verde sólida em (a1, a2, a3, b1, b2, b3) marca a superfície UVP -2 ou tropopausa dinâmica e o ponto preto representa a localização de Santa Maria. Em (c1, c2, c3) os contornos coloridos representam a razão de mistura do volume de ozônio ( $ppmv$ ) e em (d1, d2, d3) eles representam a anomalia da razão de mistura de ozônio, com respeito à climatologia de 1979-2019 para o mês. Os contornos pretos sólidos representam a magnitude do vento ( $m/s$ ) da simulação em (a1, a2, a3, b1, b2, b3) e de ERA-5 (c1, c2, c3, d1, d2, d3). ....	95
Figura B.1 – Médias mensais da coluna total de ozônio no domínio de estudo. ....	116
Figura B.2 – Anomalias mensais da coluna total de ozônio no domínio de estudo. ....	117
Figura C.1 – Médias mensais da razão de mistura no perfil vertical meridional em	

53, 5 <sup>o</sup> O. ....	120
Figura C.2 – Médias mensais da razão de mistura no perfil vertical meridional em 53, 5 <sup>o</sup> O. ....	121
Figura D.1 – Distribuição por anos e dias do ano dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio em Santa maria. ....	124
Figura E.1 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de janeiro. ....	126
Figura E.2 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de fevereiro. ....	127
Figura E.3 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de março. ....	128
Figura E.4 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de abril. ....	129
Figura E.5 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de maio. ....	130
Figura E.6 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de junho. ....	131
Figura E.7 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de julho. ....	132
Figura E.8 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de agosto. ....	133
Figura E.9 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de setembro. ....	134
Figura E.10 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de outubro. ....	135
Figura E.11 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de novembro. ....	136
Figura E.12 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de dezembro. ....	137

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<i>AB</i>	Alta da Bolívia
<i>ANE</i>	Ventos Alísios de Nordeste
<i>ASAS</i>	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
<i>ASE</i>	Ventos Alísios de Sudeste
<i>ASPS</i>	Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul
<i>BC</i>	Baixa do Chaco
<i>BL</i>	Bloqueios Atmosféricos
<i>BNE</i>	Baixa do Noroeste argentino
<i>BOA</i>	Buraco de Ozônio Antártico
<i>CCM</i>	Complexos Convectivos de Mesoescala
<i>CNE</i>	Cavado do Nordeste do Brasil
<i>CPTEC</i>	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
<i>CTO</i>	Coluna Total de Ozônio
<i>DSA</i>	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
<i>ECMWF</i>	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
<i>EUMETSAT</i>	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
<i>FF</i>	Frentes Frias
<i>FQ</i>	Frentes Quentes
<i>GOES</i>	Geostationary Operational Environmental Satellite
<i>HN</i>	Hemisfério Norte
<i>HS</i>	Hemisfério Sul
<i>HVC</i>	Hybrid Vertical Coordinate
<i>INPE</i>	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
<i>JBN</i>	Jatos de Baixos Níveis
<i>JP</i>	Jato Polar
<i>JS</i>	Jato Subtropical
<i>QBO</i>	Quasi-biennial Oscillation

<i>LI</i>	Linhas de Instabilidade
<i>LIP</i>	Linhas de Instabilidade Pré-frontal
<i>NASA</i>	National Aeronautics and Space Administration
<i>NV</i>	Nuvens Vírgula
<i>OMI</i>	Ozone Monitoring Instrument
<i>RC</i>	Regiões Ciclogénicas
<i>RMO</i>	Razão de mistura de ozônio
<i>RS</i>	Rio Grande do Sul
<i>SBSM</i>	Base Aérea de Santa Maria
<i>SM</i>	Santa Maria
<i>TET</i>	Transporte Estratosfera-Troposfera
<i>TOMS</i>	Total Ozone Mapping Spectrometer
<i>UVP</i>	Unidade de Vorticidade Potencial
<i>VCAN</i>	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis Subtropicais
<i>WRF</i>	Weather Research and Forecasting
<i>ZCAS</i>	Zona de Convergência do Atlântico Sul
<i>ZCIT</i>	Zona de Convergência Intertropical



## SUMÁRIO

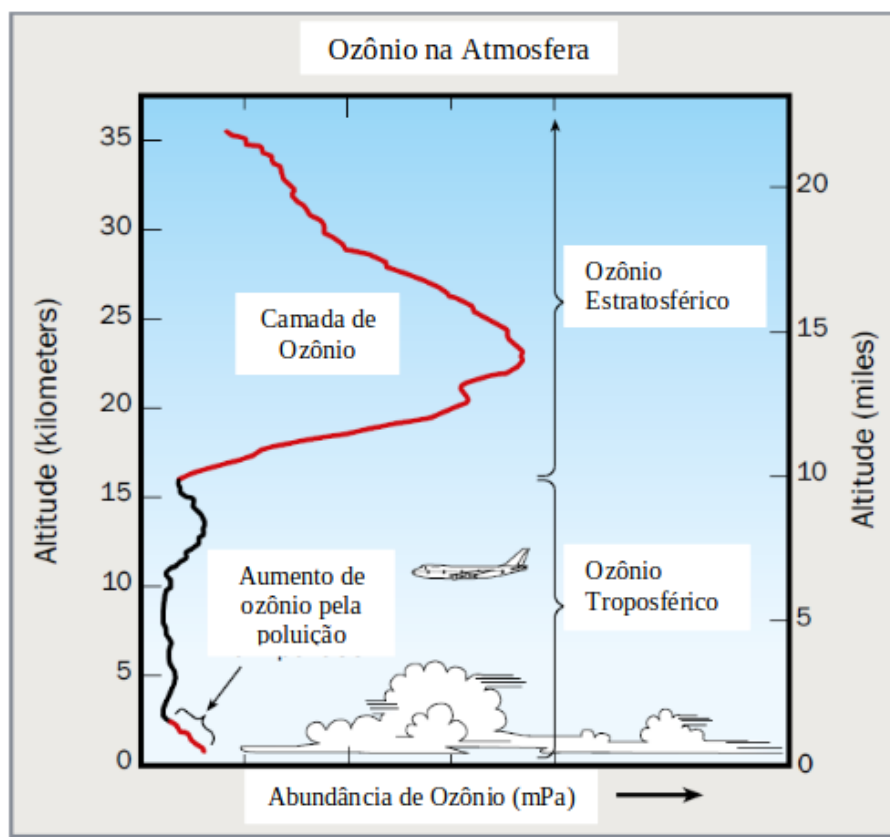
<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>19</b>
1.1	OBJETIVOS .....	21
<b>2</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	<b>23</b>
2.1	ESTRUTURA E CIRCULAÇÃO DA ATMOSFERA MÉDIA .....	23
2.2	DINÂMICA DO OZÔNIO ESTRATOSFÉRICO .....	25
2.3	CIRCULAÇÃO BREWER-DOBSON .....	28
2.4	OSCILAÇÃO QUASE BIENAL .....	32
2.5	INTERAÇÕES ESTRATOSFERA-TROPOSFERA .....	33
2.6	VORTICIDADE POTENCIAL .....	34
2.7	CONSERVAÇÃO DA VORTICIDADE POTENCIAL .....	35
2.8	ADVECÇÃO DE VORTICIDADE .....	36
2.9	CIRCULAÇÃO AGEOSTRÓFICA TRANSVERSA .....	37
2.10	INTERAÇÕES ENTRE CIRCULAÇÕES TRANSVERSAIS AGEOSTRÓFICAS .....	39
2.11	TRANSPORTE ESTRATOSFERA-TROPOSFERA .....	39
2.12	SISTEMAS METEOROLÓGICOS ATUANTES NA AMÉRICA DO SUL .....	40
2.13	DIMINUIÇÃO DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO NO SUL DO BRASIL .....	41
<b>3</b>	<b>MATERIAIS E METODOLOGIA</b> .....	<b>43</b>
3.1	REGIÃO DE ESTUDO .....	43
3.2	DADOS EMPREGADOS .....	43
3.3	METODOLOGIA PARA A IDENTIFICAÇÃO DOS EVENTOS .....	44
3.4	SIMULAÇÃO DOS CASOS DE ESTUDO .....	45
<b>3.4.1</b>	<b>Configuração do modelo <i>Weather Research and Forecasting</i></b> .....	<b>45</b>
3.5	CAMPOS METEOROLÓGICOS ANALISADOS .....	48
3.6	CLIMATOLOGIA DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO E DA RAZÃO DE MISTURA DE OZÔNIO NO DOMÍNIO DE ESTUDO .....	48
3.7	CAMPOS MÉDIOS SAZONAIS .....	49
3.8	ESTUDO DE CASOS ESPECÍFICOS .....	49
<b>4</b>	<b>RESULTADOS</b> .....	<b>51</b>
4.1	CLIMATOLOGIA DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO E DA RAZÃO DE MISTURA DE OZÔNIO EM SANTA MARIA NO PERÍODO 1979-2019 .....	51
<b>4.1.1</b>	<b>Coluna total de ozônio em Santa Maria</b> .....	<b>51</b>
<b>4.1.2</b>	<b>Perfil vertical da razão de mistura de ozônio em Santa Maria</b> .....	<b>55</b>
<b>4.1.3</b>	<b>Valores médios sazonais da coluna total de ozônio no domínio de estudo</b> .....	<b>58</b>
<b>4.1.4</b>	<b>Médias sazonais do perfil vertical meridional da razão de mistura de ozônio</b> .....	<b>59</b>
4.2	EVENTOS DE DIMINUIÇÃO ATÍPICA DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO EM SANTA MARIA .....	61
<b>4.2.1</b>	<b>Variação da razão de mistura de ozônio em eventos de diminuição atípica da coluna total de ozônio</b> .....	<b>65</b>
4.3	CARACTERÍSTICAS SAZONAIS DOS EVENTOS DE DIMINUIÇÃO DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO .....	67
<b>4.3.1</b>	<b>Padrões sinóticos médios associados a eventos de diminuição da coluna total de ozônio no Sul do Brasil no período de inverno</b> .....	<b>68</b>
<b>4.3.2</b>	<b>Padrões sinóticos médios associados a eventos de diminuição da coluna total de ozônio no Sul do Brasil no período de primavera</b> .....	<b>70</b>

4.3.3	<b>Padrões sinóticos médios associados a eventos de diminuição da coluna total de ozônio no Sul do Brasil no período de verão</b> .....	72
4.3.4	<b>Padrões sinóticos médios associados a eventos de diminuição da coluna total de ozônio no Sul do Brasil no período de outono</b> .....	73
4.3.5	<b>Discussão das características sazonais dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio</b> .....	77
4.4	<b>ESTUDO DE CASOS</b> .....	78
4.4.1	<b>Análise sinótica de um evento de diminuição da coluna total de ozônio de verão: 21/02/2010</b> .....	79
4.4.2	<b>Análise sinótica de um evento de diminuição da coluna total de ozônio de outono: 7/05/1997</b> .....	82
4.4.3	<b>Análise sinótica de um evento de diminuição da coluna total de ozônio de inverno: 18/08/1997</b> .....	84
4.4.4	<b>Análise sinótica de um evento de diminuição da coluna total de ozônio de primavera: 5/11/1984</b> .....	87
4.4.5	<b>Análise sinótica do evento de diminuição da coluna total de ozônio de 20/10/2016</b> .....	89
4.4.5.1	<i>19 de outubro, 12 UTC</i> .....	90
4.4.5.2	<i>20 de outubro, 00 UTC</i> .....	96
4.4.5.3	<i>20 de outubro, 12 UTC</i> .....	98
4.4.5.4	<i>Conclusões sobre o evento</i> .....	99
5	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	103
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	107
	<b>ANEXO A – RELAÇÃO E QUANTIFICAÇÃO DOS EVENTOS DE DIMINUIÇÃO DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO IDENTIFICADOS EM SANTA MARIA</b> .....	111
	<b>ANEXO B – CAMPOS MÉDIOS E ANOMALIAS MENSAIS DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO NO DOMÍNIO DE ESTUDO</b> .....	115
	<b>ANEXO C – CAMPOS MÉDIOS MENSAIS DO PERFIL VERTICAL MERIDIONAL DA RAZÃO DE MISTURA DE OZÔNIO</b> .....	119
	<b>ANEXO D – DISTRIBUIÇÃO TEMPORAL DOS EVENTOS DE DIMINUIÇÃO DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO</b> .....	123
	<b>ANEXO E – PADRÕES SINÓTICOS MÉDIOS MENSAIS DOS EVENTOS DE DIMINUIÇÃO DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO</b> .....	125

## 1 INTRODUÇÃO

O ozônio é um gás produto de reações químicas que ocorrem na estratosfera tropical sob a ação da radiação solar ultravioleta (SALBY, 1996). Aproximadamente 90 % do conteúdo de ozônio da atmosfera está concentrado na estratosfera, entre 15 e 35 km de altitude (LONDON, 1985), na denominada Camada de Ozônio (Figura 1.1).

Figura 1.1 – Ozônio na atmosfera.



Fonte: Adaptada de WMO (2019).

Embora a formação de ozônio ocorra na estratosfera tropical, as maiores abundâncias deste elemento são observadas em latitudes médias e altas (SALBY, 1996). Isso é consequência da circulação Brewer-Dobson, uma circulação meridional de massa estratosférica que transporta o ozônio formado na região tropical em direção aos polos e depois para a troposfera em regiões de latitudes médias e altas (DOBSON; HARRISON; LAWRENCE, 1929; BREWER, 1949; STOHL et al., 2003; BUTCHART, 2014).

A grande destruição de ozônio estratosférico sobre a Antártica, durante a primavera austral, foi inicialmente observado por Farman, Gardiner e Shanklin (1985). A aparição dessa região, com valores da Coluna Total de Ozônio (CTO) inferiores a 220 UD (Unidades Dobson), denominada Buraco de Ozônio Antártico (BOA), pode afetar diretamente regiões

de latitudes médias como o Sul do Chile e da Argentina (LARY et al., 1995), causando abruptas diminuições da coluna total de ozônio.

O vórtice polar atua nos meses do inverno como barreira para o transporte estratosférico das massas de ar do buraco para fora da região polar e vice-versa. Com a chegada da primavera, o aquecimento devido ao retorno da radiação solar e o aumento da atividade de ondas planetárias, instabilizam o vórtice polar. Esta instabilidade do vórtice permite que massas de ar pobres em ozônio sejam ejetadas da região polar podendo chegar até latitudes médias, em forma de filamentos (MARCHAND et al., 2005) podendo afetar a região sul da América do Sul (FARMAN; GARDINER; SHANKLIN, 1985). O também conhecido como Efeito Secundário do Buraco de Ozônio Antártico (BITTENCOURT et al., 2018), pode gerar episódios abruptos de diminuição do ozônio e o consequente aumento da radiação solar ultravioleta (UV) que chega à superfície terrestre (GUARNIERI et al., 2004; CASICCIA; ZAMORANO; HERNÁNDEZ, 2008; LAAT et al., 2010).

A diminuição da coluna total de ozônio em regiões afetadas pelos filamentos de ar polar estratosférico sob o efeito secundário do Buraco de Ozônio Antártico foi observada e documentada pela primeira vez no sul do Brasil por Kirchhoff et al. (1996), a partir dos dados de espectrofotômetros Brewer, ozoniosondas e dados de satélite. Esses autores observaram que nos eventos de diminuição estudados, as massas de ar entre 20 km e 25 km de altitude sobre a cidade de Santa Maria, eram transportadas da região da Antártica.

As condições sinóticas e da dinâmica troposférica associadas aos eventos de diminuição da CTO relacionados ao BOA na América do Sul, dos períodos de inverno e primavera, tem sido amplamente estudadas (PERES, 2013; PERES, 2016; STEFFENEL et al., 2016; BRESCIANI et al., 2018; BITTENCOURT et al., 2018; BITTENCOURT et al., 2019; ??, ??), mas a conexão dinâmica entre a estratosfera e a troposfera durante esses eventos permanece menos explorada. A circulação Brewer-Dobson explica o transporte meridional global de ozônio e suas trocas estratosfera-troposfera em grande escala (DOBSON; HARRISON; LAWRENCE, 1929; BREWER, 1949; STOHL et al., 2003, BUTCHART, 2014). A grande escala possui um modelo conceitual de circulação, mas como ocorrem o transporte de massa e a mistura em escalas temporais e espaciais menores como a sinótica ou sub-sinótica?

Estudos prévios sobre diminuição de ozônio no Sul do Brasil tem-se limitados aos períodos de inverno e primavera, ainda quando são os de máximo climatológico da coluna total de ozônio na região (PERES et al., 2017). No entanto, diminuições importantes da CTO podem acontecer ao longo de todo o ano, aumentando a incidência da radiação solar UV na superfície terrestre com prejuízo para os seres vivos. Esses estudos pouco tem aprofundado nos processo da dinâmica estratosférica, ou como ela influencia no perfil vertical da Razão de Mistura de Ozônio (RMO) e tem-se baseado fundamentalmente em dados de reanálises e observações, sem muito explorar as vantagens da modelagem numérica.

Existe ainda a necessidade de estudar e identificar os mecanismos dinâmicos capazes de produzir grandes diminuições da coluna total de ozônio ao longo do ano, incluindo os períodos de verão e outono. Quais situações favorecem a conexão dinâmica entre a troposfera e a baixa estratosfera? Qual é o papel do jato subtropical de altos níveis e das estruturas dinâmicas de menor escala nos eventos de diminuição, especialmente nos mais intensos? Essas são questões que precisam ser respondidas para a compreensão dos processos dinâmico-sinóticos envolvidos, na procura por um modelo conceitual .

## 1.1 OBJETIVOS

O objetivo principal do presente trabalho é portanto, estudar a dinâmica estratosférica e troposférica dos eventos de grande diminuição da coluna total de ozônio sobre o sul do Brasil ao longo de todo o ano. Para isso, se propõem como objetivos específicos:

- Caracterizar o comportamento da coluna total de ozônio e da razão de mistura de ozônio em Santa Maria no período 1979-2019, a partir dos dados de reanálise do ERA-5.
- Identificar eventos significativos de diminuição de ozônio na região de estudo, ao longo de todo o ano.
- Identificar características e mecanismo dinâmicos sazonais dos eventos de diminuição.
- Identificar características dinâmicas específicas dos eventos a partir da modelagem troposférica e estratosférica da atmosfera até 10 hPa com o modelo WRF e dados de reanálise.

O trabalho está dividido em três partes principais. O Capítulo 2 apresenta uma revisão sobre aspectos teóricos relevantes para as análises posteriores, assim como o estado da arte do tema de estudo. O Capítulo 3 descreve a região de estudo, os dados utilizados e as metodologias empregadas neste estudo. Os resultados são apresentados e discutidos no Capítulo 4, separados em uma introdução à climatologia, características dos eventos identificados, campos médios sazonais e finalmente, o estudo de casos específicos. Por último, são apresentadas as conclusões do estudo e algumas recomendações para trabalhos futuros. A seção de Anexos recolhe resultados adicionais que podem ser de interesse para o leitor.

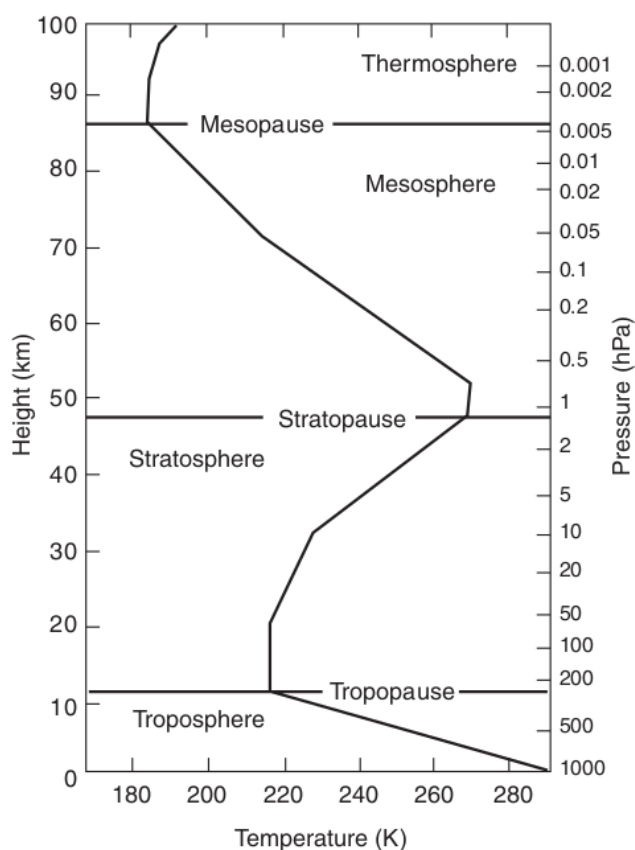


## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.

### 2.1 ESTRUTURA E CIRCULAÇÃO DA ATMOSFERA MÉDIA

A atmosfera média é geralmente considerada como a região que se estende desde a tropopausa (cerca de 10-16 km de altitude dependendo da latitude) até cerca de 100 km (HOLTON, 2004). A maior parte da atmosfera média consiste em duas camadas principais, a estratosfera e a mesosfera, que são diferenciadas com base na estratificação de temperatura (Figura 2.1). A estratosfera, que tem grande estabilidade estática associada a um aumento geral da temperatura com a altura, estende-se da tropopausa à estratopausa em cerca de 50 km.

Figura 2.1 – Perfil médio da temperatura em latitudes médias.



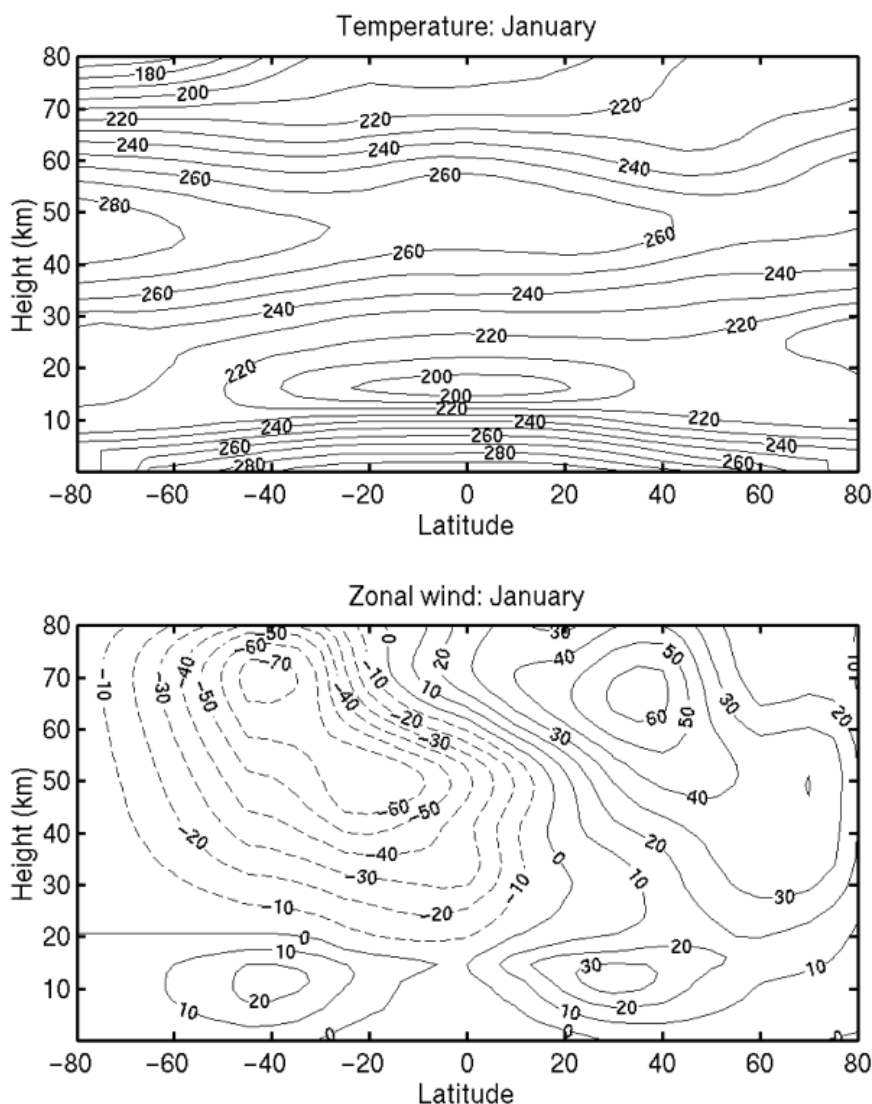
Fonte: Holton (2004).

A troposfera é responsável por cerca de 85% da massa total da atmosfera e quase toda a água atmosférica. Os processos que ocorrem na troposfera são os principais responsáveis pelos distúrbios do tempo e pela variabilidade do clima, mas a atmosfera média não pode ser negligenciada. A troposfera e a atmosfera média estão ligadas por meio de

processos radiativos e dinâmicos e pela troca de substâncias vestigiais que são importantes na fotoquímica da camada de ozônio (HOLTON, 2004).

Na troposfera, a temperatura superficial atinge seu máximo na região equatorial e diminui em direção aos polos, também diminuindo rapidamente com a altitude (painéis superiores das Figuras 2.2 e 2.3). Na estratosfera, entretanto, o resfriamento radiativo é balanceado principalmente pelo aquecimento radiativo devido à absorção da radiação solar UV pelo ozônio, tendo como resultado o aumento da temperatura média com a altura na estratosfera, com máximo na estratopausa perto de 50 km (HOLTON, 2004).

Figura 2.2 – Temperatura zonal média (K) e vento zonal médio (m/s) em janeiro.

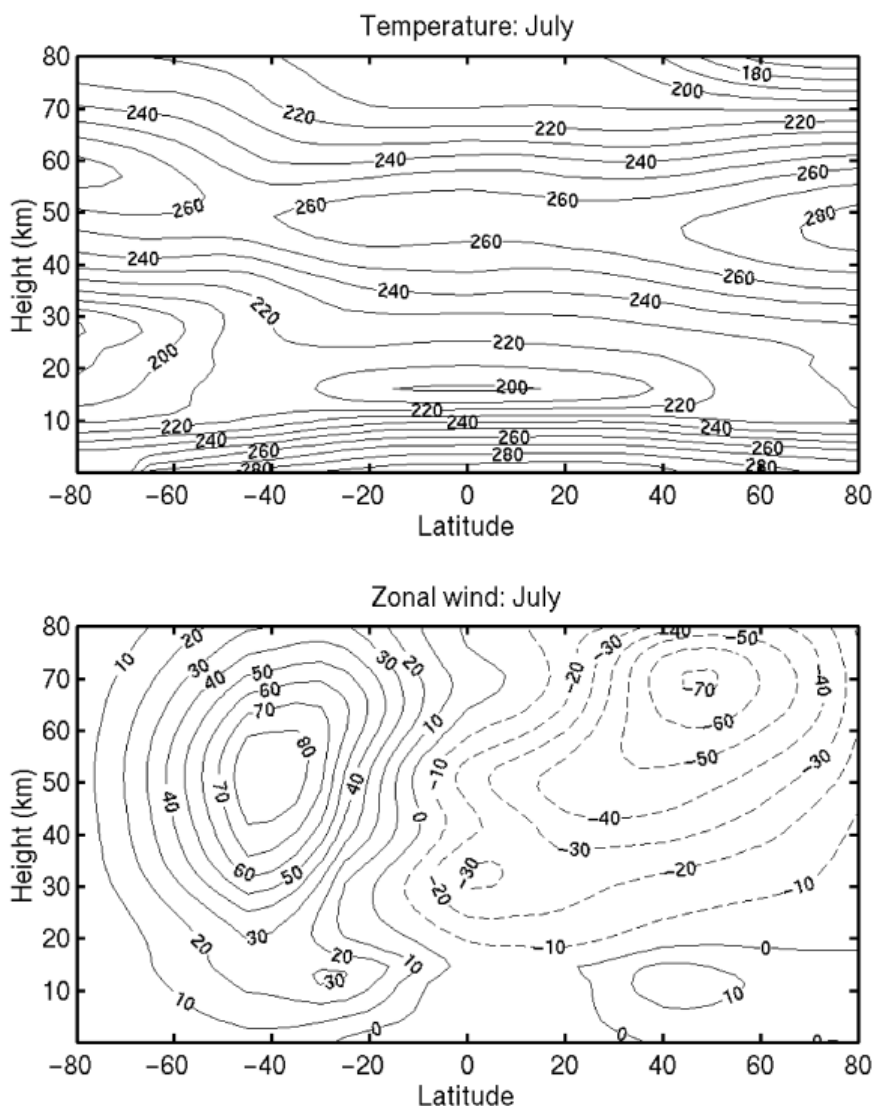


Fonte: Adaptado de Holton (2004).

Na estratosfera inferior, onde a temperatura é fortemente influenciada pelos processos da alta troposfera, existe uma temperatura mínima no Equador e máxima no polo de verão e nas latitudes médias do hemisfério de inverno. Acima de cerca de 30 hPa, a temperatura diminui uniformemente do polo do verão ao polo do inverno (HOLTON, 2004). As



Figura 2.3 – Temperatura zonal média (K) e vento zonal médio (m/s) em julho.



Fonte: Adaptado de Holton (2004).

seções transversais médias dos ventos zonais de janeiro e julho (nos painéis inferiores das Figuras 2.2 e 2.3, respectivamente) mostram um jato estratosférico de leste no hemisfério de verão e um jato de oeste no hemisfério de inverno, com velocidades máximas do vento ocorrendo próximo de 60 km de altitude.

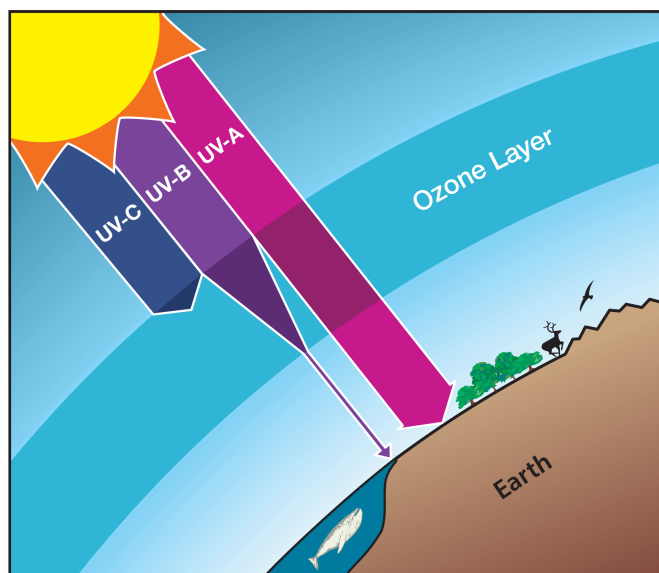
## 2.2 DINÂMICA DO OZÔNIO ESTRATOSFÉRICO

O ozônio estratosférico desempenha um papel fundamental no suporte de vida na superfície da Terra, ao interceptar a radiação ultravioleta prejudicial, permitindo a existência da vida (Figura 2.4). A camada de ozônio está localizada na estratosfera e envolve toda a Terra. O Sol emite três tipos de radiação ultravioleta (UV) que atingem o topo da camada de

ozônio. A radiação solar UV-C (faixa de comprimento de onda de 100 a 280 nanômetros (nm)), extremamente prejudicial para os humanos e outras formas de vida é totalmente absorvida pela camada de ozônio. A radiação solar UV-B (280 a 315 nm) é parcialmente absorvida e, como resultado, os humanos e outras formas de vida são expostos a ela. Já a radiação solar UV-A (315 a 400 nm) é pouco absorvida pela camada de ozônio. O esgotamento da camada de ozônio aumenta principalmente a quantidade de radiação UV-B que atinge a superfície (WMO, 2019).

Figura 2.4 – Camada de ozônio estratosférico.

#### UV Protection by the Stratospheric Ozone Layer

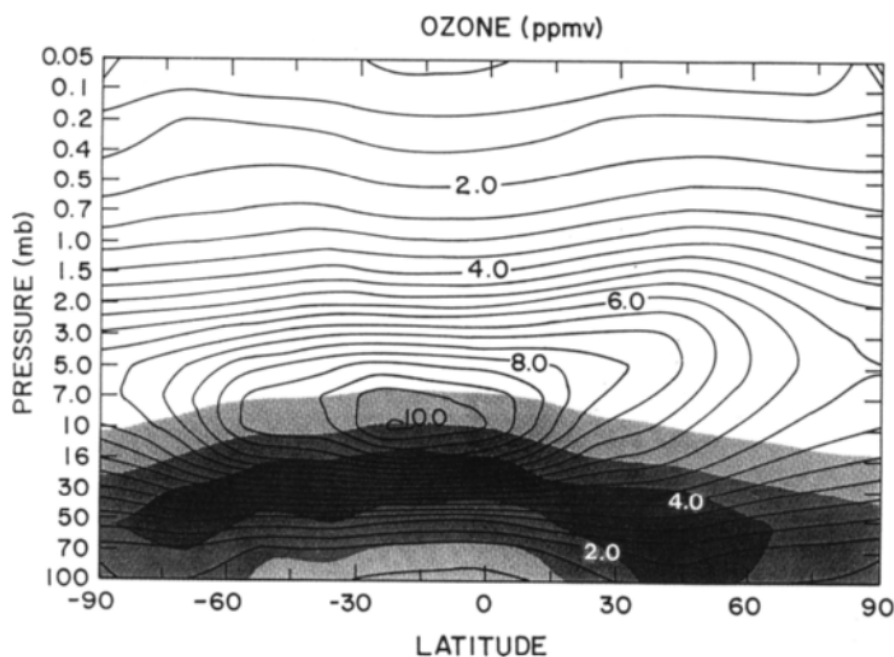


Fonte: WMO (2019).

A distribuição zonal média da razão de mistura de ozônio, como uma função da latitude e da altitude é apresentada na Figura 2.5. Enquanto o vapor de água atmosférico está confinado principalmente à troposfera, o ozônio está concentrado na estratosfera. A razão de mistura de ozônio aumenta acentuadamente acima da tropopausa, atingindo um máximo de cerca de 10 *ppmv* perto de 30 km de altitude (SALBY, 1996). A média zonal da razão de mistura de ozônio é maior nos trópicos, onde a incidência da radiação solar UV e a fotodissociação das moléculas de oxigênio são maiores (SALBY, 1996).

O tempo de residência de uma molécula de ozônio varia drasticamente com a altitude. Na baixa estratosfera, a molécula de ozônio tem um tempo de residência de várias semanas, muito maior que a escala de tempo característica do movimento do ar (de aproximadamente 1 dia), pelo que a razão de mistura de ozônio comporta-se como um traçador dinâmico nessas altitudes e sua distribuição é controlada por influências dinâmicas. O ozônio que chega à troposfera, é rapidamente absorvido por sistemas convectivos, que o

Figura 2.5 – Média zonal da razão de mistura de ozônio (contornos) e da densidade de ozônio (sombreado) em janeiro-fevereiro de 1979, como funções de latitude e pressão. Os níveis sombreados correspondem a 20, 40 e 60 % do valor máximo.



Fonte: Salby (1996).

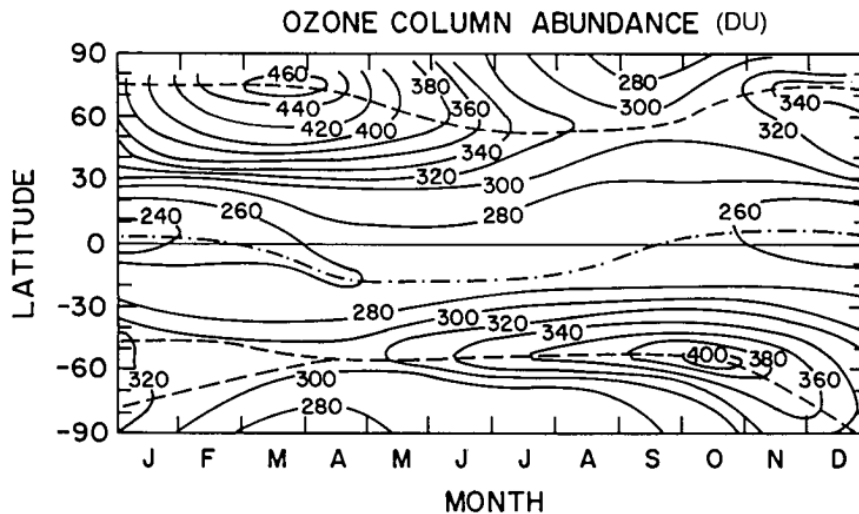
precipitam para a superfície, onde pode ser destruído por uma variedade de processos de oxidação. O tempo de residência fotoquímico do ozônio também diminui nos níveis superiores, da ordem de 1 dia em 30 km e apenas 1 h na estratopausa. Por esta razão, a distribuição do ozônio na alta estratosfera e na mesosfera é controlada principalmente por influências fotoquímicas (SALBY, 1996).

Mesmo que a razão de mistura do ozônio seja máxima perto de 30 km, o ozônio atmosférico está concentrado na estratosfera baixa (Figura 2.5). Como a densidade do ar diminui exponencialmente com a altitude, a maior densidade do ozônio (área sombreada) está concentrada em altitudes de 10 a 20 km. Os maiores valores de densidade são encontrados em uma camada rasa próxima a 30 mb nos trópicos, que desce e se aprofunda nas regiões extratropicais.

A abundância da coluna, ou coluna total de ozônio, é expressa em unidades Dobson (UD), que medem em milésimos de centímetro a profundidade que a coluna de ozônio assumiria se levada à temperatura e pressão padrão. A Figura 2.6 mostra a coluna total de ozônio média zonal em função da latitude e da estação do ano, variando de cerca de 250 UD perto do Equador a mais de 400 UD em altas latitudes. Embora a maior parte do ozônio estratosférico seja produzida nos trópicos, os valores máximos da CTO são encontrados em latitudes médias e altas, ilustrando a importância dos processos dinâmicos na sua distribuição.

No hemisfério sul a distribuição de ozônio pode apresentar valores de CTO inferi-

Figura 2.6 – Coluna total de ozônio (UD) em função da latitude e do mês.



Fonte: Salby (1996).

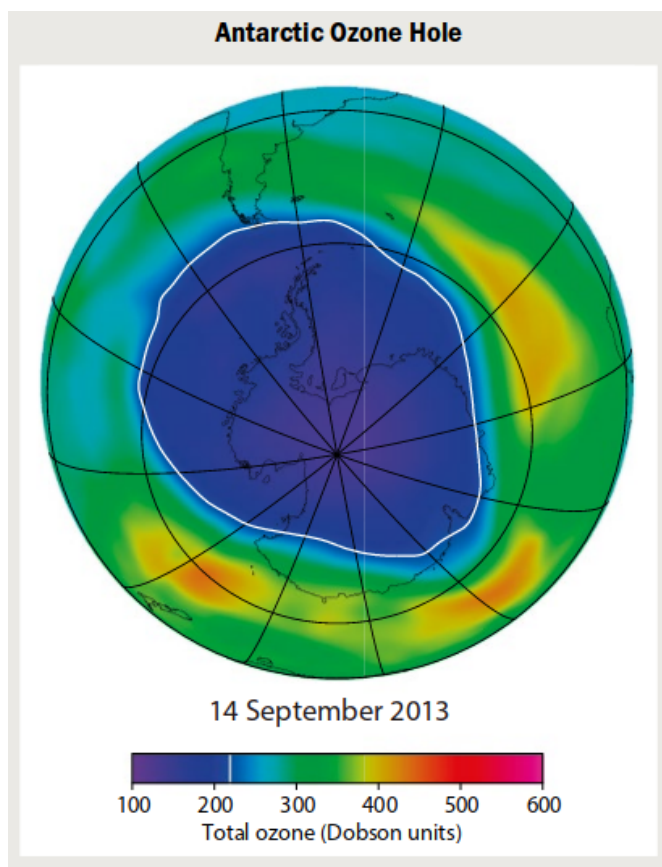
ores a 220 UD, formando o buraco de ozônio antártico que aparece no Polo Sul a cada ano durante a primavera austral e desaparece cerca de dois meses depois (Figura 2.7). A formação do buraco de ozônio, descoberto na década de 1980, é atribuída ao aumento dos níveis de cloro atmosférico (Figura 2.8), mas seu desaparecimento a cada ano ocorre por meio de processos dinâmicos (SALBY, 1996).

### 2.3 CIRCULAÇÃO BREWER-DOBSON

Dobson, Harrison e Lawrence (1929) e Brewer (1949) explicaram as observações de gases traços como o ozônio, pela existência de uma circulação meridional estratosférica de massa, hoje denominada Circulação Brewer-Dobson. O gradiente meridional de temperatura (Figuras 2.2 e 2.3) em combinação com o equilíbrio geostrófico favorece a transferência de calor e o transporte de espécies químicas entre o Equador e os polos (predominantemente zonal, com apenas uma pequena componente meridional). No hemisfério de inverno, o aquecimento produto das reações de formação do ozônio estabelece um gradiente de temperatura em direção ao Equador sobre uma camada profunda que, pelo equilíbrio do vento térmico, produz um forte escoamento de oeste.

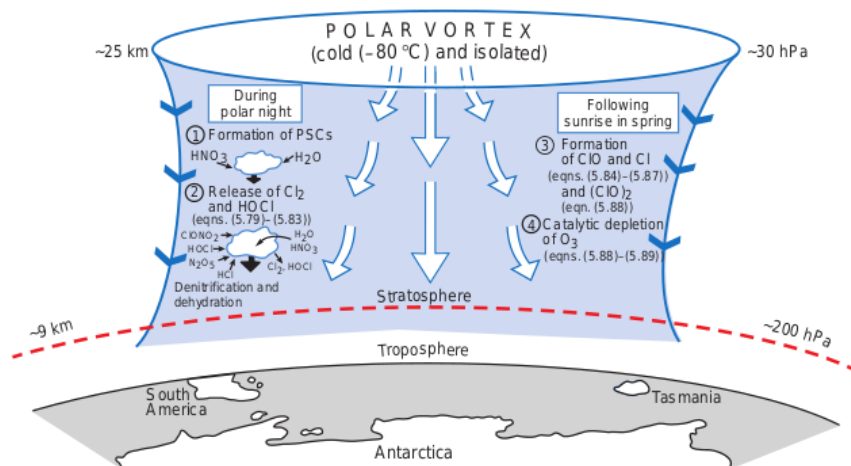
Os ventos de oeste da estratosfera se intensificam para a região polar, onde a absorção de radiação de onda curta desaparece na noite polar, para produzir o jato polar e o vórtice circumpolar (Figura 2.8). No hemisfério de verão, o gradiente de temperatura na direção dos polos, que segue da distribuição da insolação diária, produz um profundo gradiente de temperatura no sentido oposto e um forte escoamento circumpolar de leste (SALBY, 1996).

Figura 2.7 – Buraco de ozônio antártico em 14 de setembro de 2013.



Fonte: WMO (2019).

Figura 2.8 – Esquema do vórtice polar (azul) sobre a Antártica.

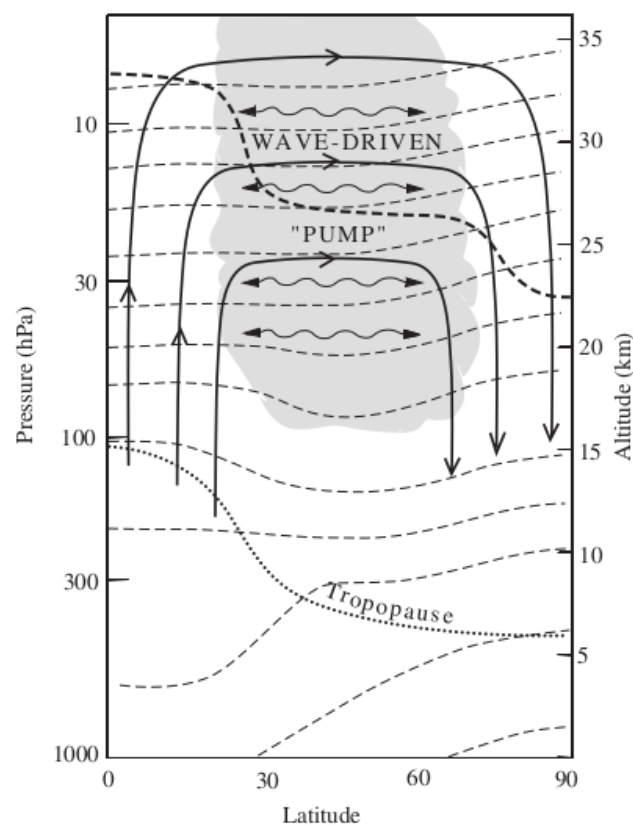


Fonte: Wallace e Hobbs (2006).

Sob o equilíbrio radiativo, a circulação é zonalmente simétrica e sem experimentar aquecimento, e as parcelas de ar não devem cruzar as superfícies isentrópicas, implicando a ausência de movimento vertical e, por continuidade, nenhum movimento meridional re-

sultante. Segundo Holton (2004) os distúrbios mecânicos que levam a circulação para fora do equilíbrio radiativo desempenham um papel fundamental na produção do giro meridional gradual que acompanha o forte movimento zonal na atmosfera média (Figura 2.9).

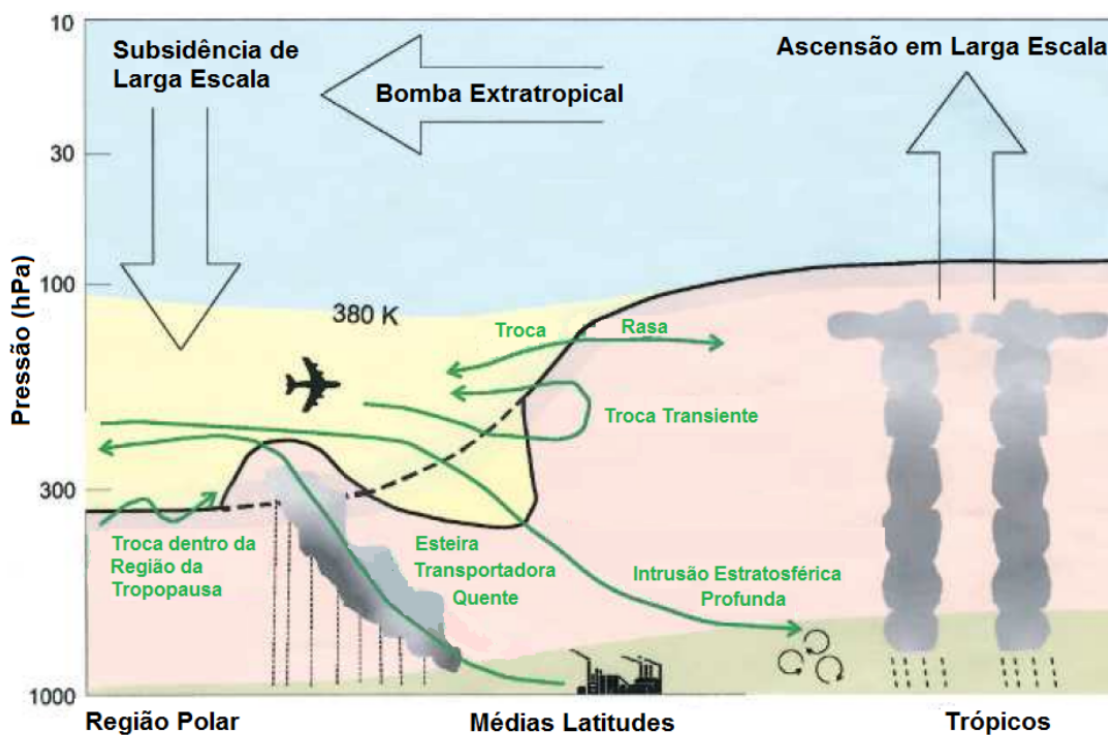
Figura 2.9 – Seção transversal esquemática da circulação impulsionada por ondas na atmosfera média. As linhas finas tracejadas denotam superfícies de temperatura potencial. A linha pontilhada é a tropopausa. As linhas sólidas são os contornos da circulação meridional conduzida pelo forçamento de ondas (região sombreada). Setas onduladas de duas pontas denotam transporte meridional e mistura por movimentos pela ação de vórtices. A linha tracejada grossa mostra uma isopleta de razão de mistura de um gás traço de longa vida.



Fonte: Adaptada de Holton (2004).

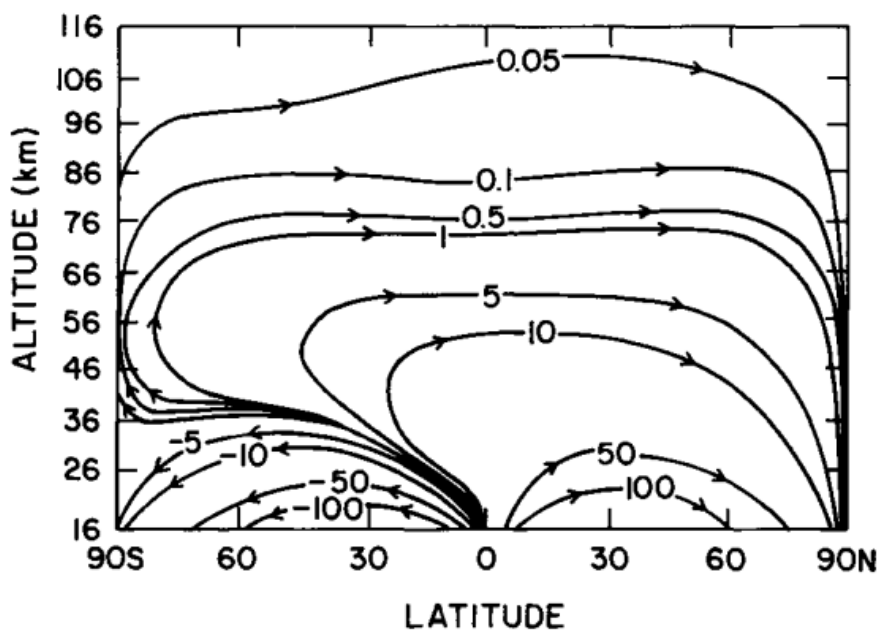
O comportamento de gases traços de longa vida como o ozônio, implica movimentos ascendentes nos trópicos, onde o ar troposférico entra na estratosfera. Os movimentos descendentes em latitudes médias e altas, exigidos pela lei de continuidade, pode então explicar a grande abundância de ozônio observada em regiões extratropicais (Figura 2.10). O ar transportado da região de produção química do ozônio na estratosfera tropical para os polos e para baixo (Figura 2.11) sofre compressão para produzir as maiores concentrações absolutas (Figura 2.5), e portanto, as maiores abundâncias de coluna nas latitudes médias e altas (Figura 2.6).

Figura 2.10 – Esquema da circulação estratosférica e o transporte de massas de ar entre a troposfera e a estratosfera.



Fonte: Adaptada de Stohl et al. (2003).

Figura 2.11 – Linhas de corrente da circulação meridional média da atmosfera média.



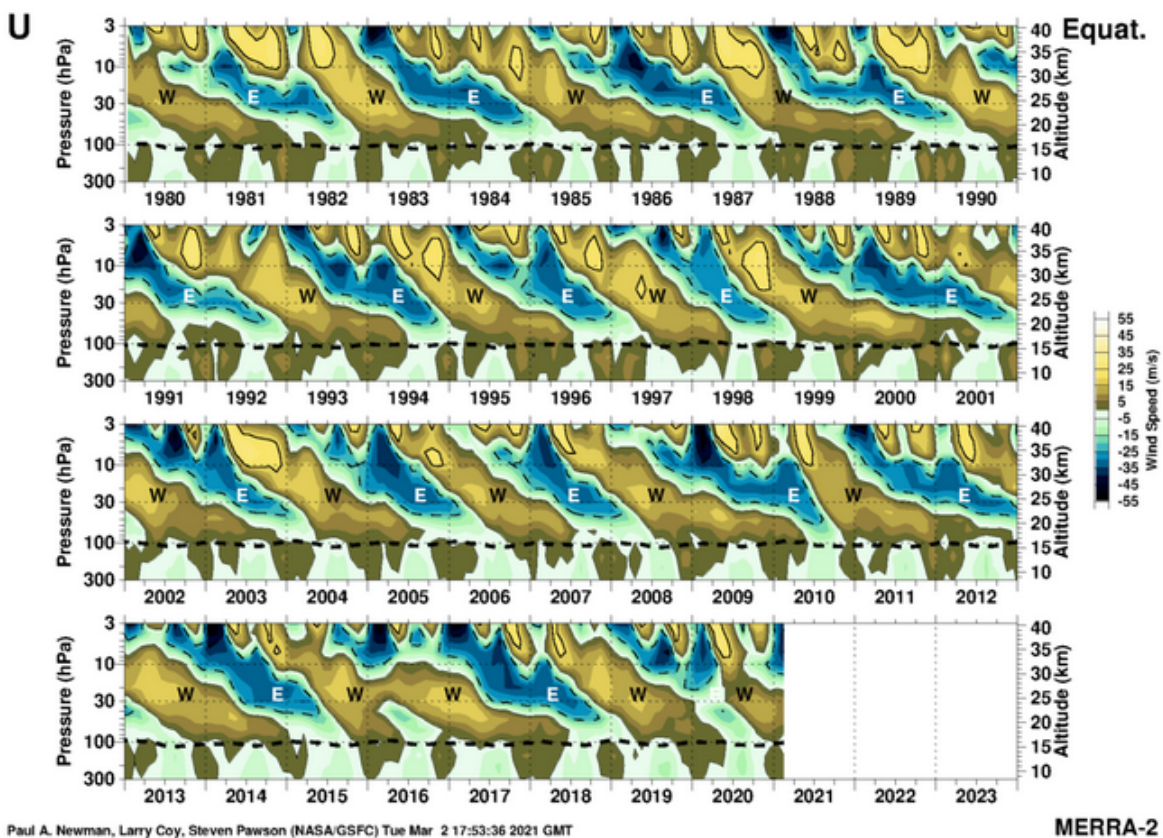
Fonte: Adaptado de Salby (1996).



## 2.4 OSCILAÇÃO QUASE BIENAL

A circulação atmosférica nos trópicos é predominantemente zonal. No entanto, ela é modificada de maneira importante por variações interanuais. Uma oscilação de 26 a 28 meses prevalece sobre as variações sazonais em alturas de 15 a 30 km (Figura 2.12). Conhecida como Oscilação Quase Bienal (QBO, do inglês *Quasi-biennial Oscillation*), esta variação propaga-se com o tempo para os níveis inferiores, alternando ventos de leste e oeste que atingem velocidades de 20 a 30  $m/s$  (Figura 2.12). Em níveis mais altos, a QBO dá lugar à oscilação semestral, que é um harmônico do ciclo sazonal.

Figura 2.12 – Vento zonal médio mensal no Equador, em função do tempo e da altitude.



Fonte: Newman et al. (2016).

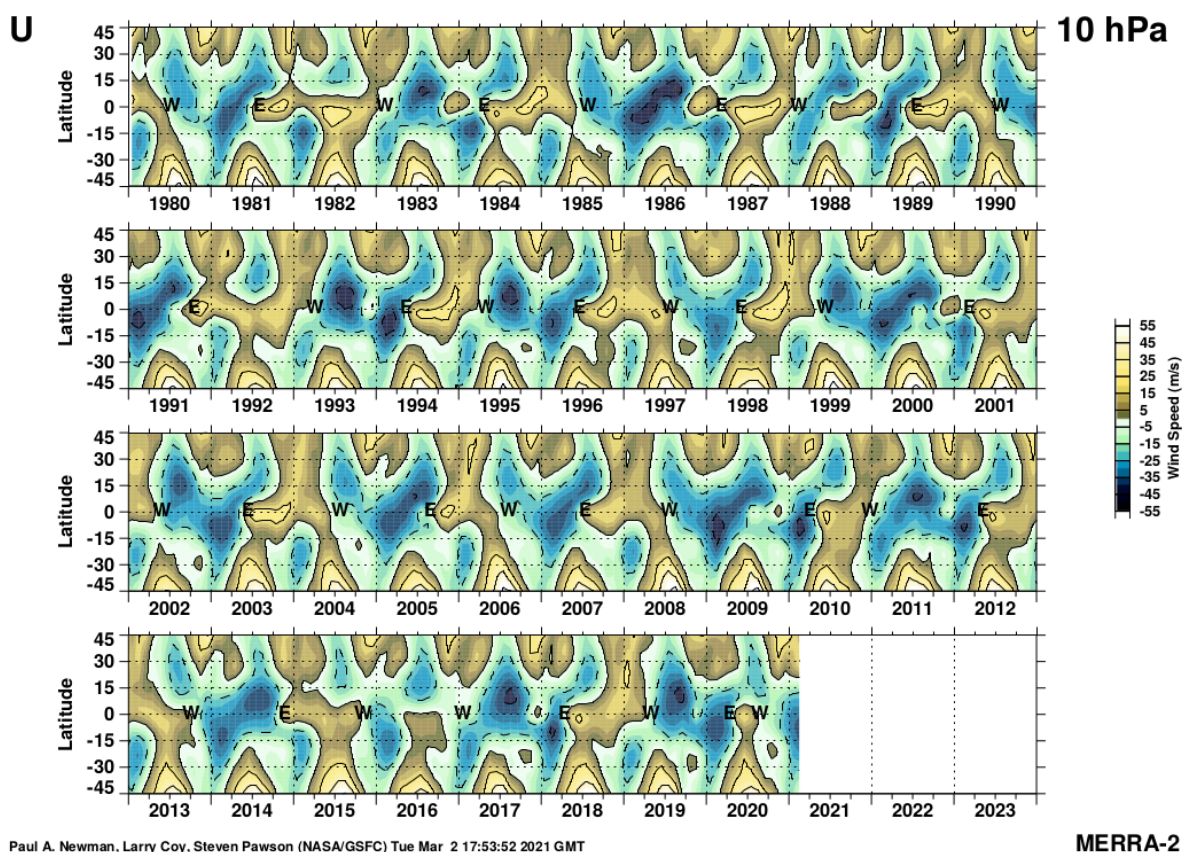
A QBO tropical tem uma contraparte extratropical. Durante os anos em que os ventos equatoriais são de leste, o vórtice da noite polar é mais quente e mais perturbado do que durante os anos em que os ventos equatoriais são de oeste (Figura 2.13). Devido à estreita relação entre o ozônio e as perturbações do vórtice circumpolar, uma variabilidade interanual semelhante se manifesta no total de ozônio em regiões extratropicais. Por exemplo, as variações interanuais do CTO na Antártica estão fortemente correlacionadas com os ventos equatoriais, com valores relativamente baixos (altos) acontecendo na fase oeste (leste) (GARCIA; SOLOMON, 1987). Peres et al. (2017) encontraram que a QBO foi



o principal modo de variabilidade interanual das anomalias da CTO na região central do Rio Grande do Sul.

Durante a fase leste da QBO, a linha crítica das ondas planetárias em relação ao vórtice da noite polar, avança para o hemisfério de inverno, induzindo grandes ondulações no vórtice. Por outro lado, a linha crítica é removida para o hemisfério de verão durante a fase oeste da QBO, deixando o vórtice polar noturno comparativamente isolado. O vórtice polar é, portanto, mais perturbado durante a fase leste, o que implica movimento diabático intensificado, do que durante a fase oeste, quando permanece mais próximo da simetria zonal e do equilíbrio radiativo (SALBY, 1996).

Figura 2.13 – Estrutura latitudinal do vento médio zonal (m/s) em 10 hPa.



Fonte: Newman et al. (2016).

## 2.5 INTERAÇÕES ESTRATOSFERA-TROPOSFERA

A atmosfera média é indiretamente controlada por ondas que se propagam verticalmente, que carregam o impulso da troposfera para níveis superiores. No entanto, o movimento vertical médio implícito na circulação de Brewer-Dobson permite que o ar estra-

tosférico interaja diretamente com o ar troposférico. Observações de traçadores químicos indicam que o ar entra na estratosfera através da tropopausa tropical e por continuidade, esse ar deve eventualmente retornar à troposfera em latitudes médias e altas. Salby (1996) afirmou que as trocas de ar entre a troposfera e a estratosfera eram complexas e não bem descritas. No entanto, as observações dos gases traços apontavam para o envolvimento da convecção tropical e dos distúrbios sinóticos em latitudes médias (SALBY, 1996).

O mínimo na razão de mistura de vapor de água estende-se por cerca de um quilômetro acima da tropopausa local. Essa característica sugere que trata-se de ar troposférico desidratado que entrou na estratosfera por convecção profunda com topos penetrantes, que culmina na mistura de ar troposférico e estratosférico, elevando temporariamente a tropopausa de sua posição habitual (SALBY, 1996). A mistura vertical também está envolvida nas trocas de massa entre a estratosfera e a troposfera, na escala dos distúrbios sinóticos. Embora confinado a uma vizinhança da tropopausa, os sistemas baroclínicos perturbam a circulação estratosférica (SALBY, 1996).

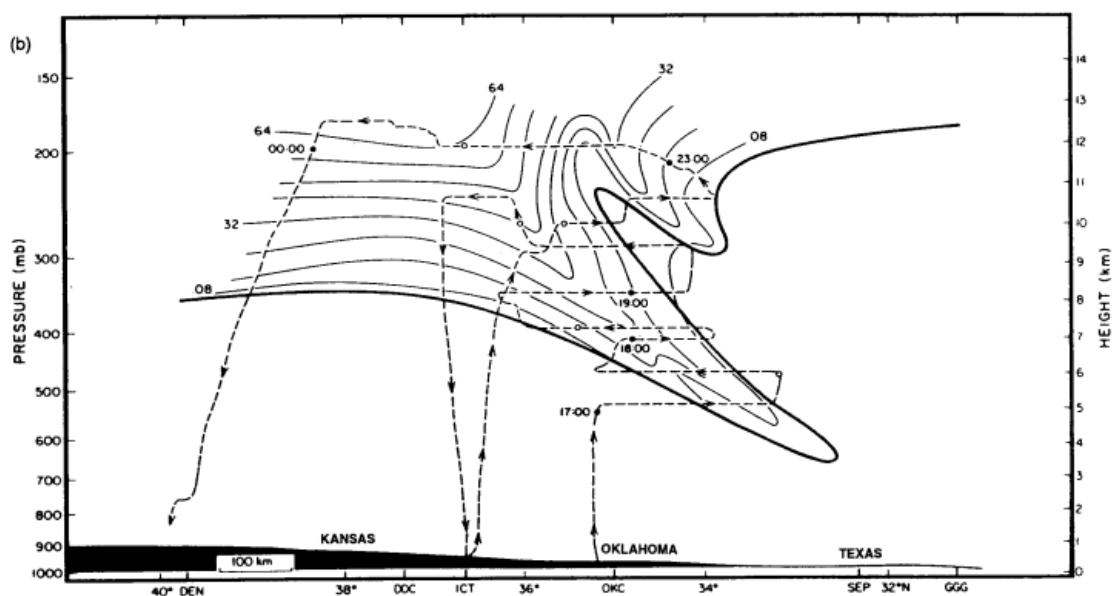
Os ciclones de latitude média coincidem com depressões de superfícies isentrópicas na estratosfera inferior, que são desviadas para baixo aumentando a pressão sobre os sistemas baroclínicos maduros, nos quais a estabilidade estática é reduzida. O ar rico em ozônio que desce ao longo dessas superfícies sofre compressão, o que aumenta a CTO localmente. As superfícies isentrópicas sofrem deflexões verticais de vários quilômetros e concentrações anômalas de espécies estratosféricas podem ser observadas na troposfera baixa (SALBY, 1996). O ar estratosférico entra na troposfera dentro das dobras da tropopausa (Figura 2.14) ao longo de zonas frontais que se intensificam durante o desenvolvimento de sistemas baroclínicos, impactando na razão de mistura de ozônio e aumentando a densidade do ozônio na borda polar do jato subtropical (Figura 2.14).

## 2.6 VORTICIDADE POTENCIAL

A vorticidade potencial (VP) em superfícies isentrópicas (Equação 2.1) é usada como uma coordenada vertical substituta para o estudo de gases traçadores como o ozônio, devido às suas propriedades. Na Equação 2.1 a quantidade VP é a forma da vorticidade potencial de Ertel em coordenadas isentrópicas, onde  $\theta$  é a temperatura potencial,  $p$  é a pressão,  $g$  gravidade,  $\zeta_\theta$  designa a componente vertical da vorticidade relativa avaliada em uma superfície isentrópica e  $f = 2\Omega \sin \phi$  é o parâmetro de Coriolis (HOLTON, 2004). As unidades comumente usadas para a apresentação de VP são  $10^{-6} m^2 s^{-1} K kg^{-1}$  denominada unidade de vorticidade potencial (UVP).

$$PV \equiv (\zeta_\theta + f) \left( -g \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) = Const \quad (2.1)$$

Figura 2.14 – Seção transversal vertical através de uma dobra da tropopausa e distribuição da razão de mistura de ozônio.



Fonte: Salby (1996).

De acordo com a Equação 2.1, a vorticidade potencial é um produto da vorticidade absoluta e da estabilidade estática, e é conservada seguindo o movimento adiabático sem atrito. Em uma atmosfera seca movendo-se adiabaticamente, a conservação da VP permite identificar e rastrear características atmosféricas significativas no espaço e no tempo. Do ponto de vista operacional, a VP fornece uma visão muito poderosa e sucinta da dinâmica atmosférica (SANTURETTE; GEORGIEV, 2005).

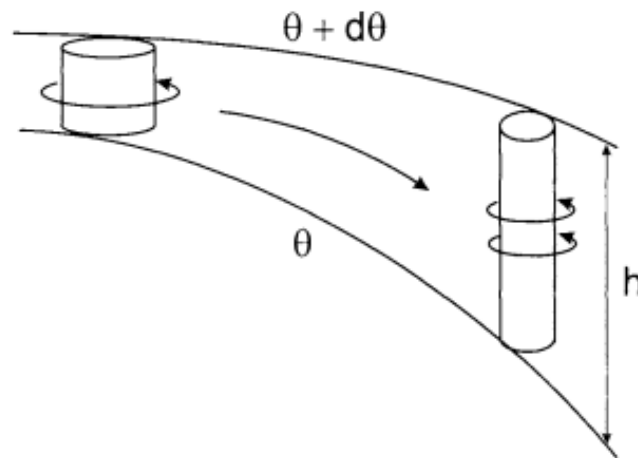
## 2.7 CONSERVAÇÃO DA VORTICIDADE POTENCIAL

A conservação da vorticidade potencial na atmosfera induz mudanças pelo efeito de esticamento e/ou achatamento vertical das parcelas de ar contidas entre duas superfícies isentrópicas (Figura 2.15). O transporte de um máximo de VP afeta o escoamento sinótico e, como consequência, produz movimento vertical das parcelas de ar.

A vorticidade potencial também é útil para identificar a tropopausa dinâmica, a superfície de 1,5 UVP ou 2 UVP (-1,5 UVP ou -2 UVP) no Hemisfério Norte (Hemisfério Sul), que representa a transição entre os baixos valores de VP na troposfera e os altos valores da estratosfera (HOLTON, 2004; SANTURETTE; GEORGIEV, 2005).

Uma queda da tropopausa dinâmica indica uma intrusão de ar estratosférico ou Transporte Estratosfera-Troposfera (TET), que geralmente é caracterizado por um máximo de vorticidade potencial e é responsável por misturar massas de ar estratosférico dentro

Figura 2.15 – Conservação da vorticidade potencial durante o esticamento vertical de uma parcela de ar entre duas superfícies isentrópicas.



Fonte: Adaptado de Santurette e Georgiev (2005).

da troposfera (HOLTON et al., 1995; AKRITIDIS et al., 2018). Os vórtices ciclônicos, baixas desprendidas e as dobras da tropopausa nas proximidades das correntes de jato polares e subtropicais são estruturas importantes para o transporte efetivo de massas de ar estratosférico para a troposfera, devido ao seu grande deslocamento da tropopausa em superfícies isentrópicas (STOHL et al., 2003).

Uma grande anomalia dinâmica da tropopausa interagindo com uma forte corrente de jato levará ao dobramento da tropopausa, a presença de núcleos de jato, e será acompanhada por intenso movimento vertical (SANTURETTE; GEORGIEV, 2005). O resultado dessas interações dependerá do componente predominante das circulações transversais ageostróficas associadas à corrente de jato.

## 2.8 ADVECÇÃO DE VORTICIDADE

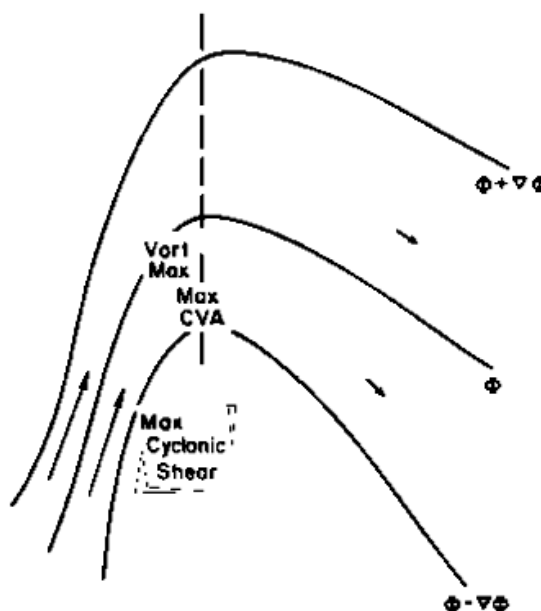
A partir da equação da divergência ( $\delta$ ) em coordenadas naturais (Equação 2.2)

$$\delta = \frac{dV}{dS} + V \frac{d\theta_b}{dn} \quad (2.2)$$

onde  $dV/dS$  representa o esticamento vertical (achatamento) da parcela na direção do vento quando é positivo (negativo) e  $-V(d\theta_b/dn)$  indica a difluência (confluência) do escoamento em relação ao eixo normal quando for positivo (negativo), em um cavado de onda curta, com velocidades máximas do vento corrente acima do eixo da cavado (Figura 2.16) pode-se interpretar que haverá convergência em altos níveis produzido pelo termo de contração e, conseqüentemente, um aprofundamento do escoamento na região do eixo

do cavado (BLUESTEIN, 1992).

Figura 2.16 – Advecção de vorticidade em um cavado de onda curta, com velocidades máximas do vento corrente acima do eixo da cavado (adaptado para o HS). O máximo cisalhamento ciclônico está localizado corrente acima do eixo da cavado (linha tracejada) definido pela máxima curvatura dos contornos da altura geopotencial (linhas contínuas).



Fonte: Adaptado de Bluestein (1992).

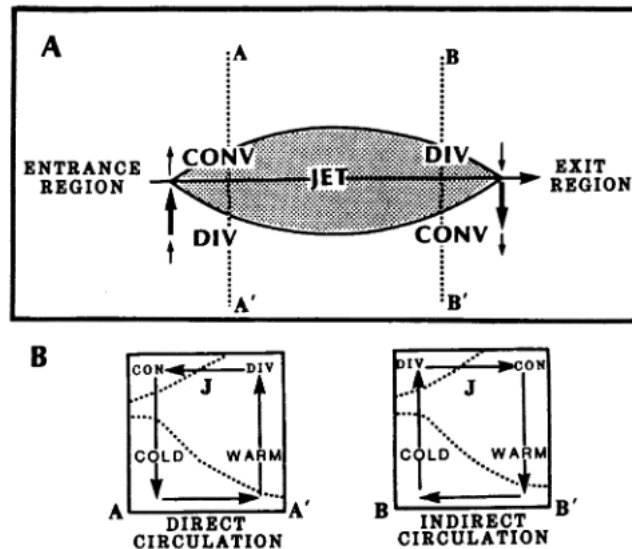
## 2.9 CIRCULAÇÃO AGEOSTRÓFICA TRANSVERSA

A região de entrada de um núcleo de jato idealizado, conforme definida por Bjerknes (1951), é marcada por uma circulação ageostrófica transversal ao escoamento e direcionada para o lado de cisalhamento ciclônico do jato, a circulação direta, que é marcada pelo movimento ascendente (descendente) no lado anticiclônico ou quente (ciclônico ou frio) do jato (UCCELLINI; KOCIN, 1987).

Por outro lado, na região de saída de um núcleo de jato, as componentes ageostróficas na troposfera superior são direcionadas para o lado de cisalhamento anticiclônico do jato, representando o ramo superior de um padrão de circulação transversal (ao núcleo do jato) indireta, caracterizada por movimento ascendente (descendente) no lado ciclônico ou frio (anticiclônico ou quente) do jato (Figura 2.17).

A corrente de jato em altos níveis tem um papel crucial na distribuição de constituintes atmosféricos na sua vizinhança, pois são observados movimentos verticais transversos relacionados ao seu núcleo de máxima velocidade horizontal, em resposta à convergência e divergência das parcelas de ar nesta região (DJURIC, 1994). A Figura 2.18 mostra os

Figura 2.17 – Esquema das componentes transversais do vento ageostrófico e padrões de divergência associados às regiões de entrada e saída de um núcleo do jato, após Bjerknes (1951) para o HN (a). Seção transversal vertical ilustrando circulações diretas e indiretas na região de entrada [ao longo da linha pontilhada A-A' em (a)] e região de saída [ao longo da linha pontilhada B-B' em (a)] de um núcleo de jato (b).



Fonte: Adaptado de Uccellini e Kocin (1987).

sinais de ômega ( $\omega$ ) na média troposfera associados com a convergência e divergência na baixa troposfera. Movimento ascendente ocorre quando há convergência (divergência) em baixos (altos) níveis e movimento descendente acontece quando ocorre convergência (divergência) em altos (baixos) níveis (WALLACE; HOBBS, 2006).

Figura 2.18 – Sinais de ômega na média troposfera associados à convergência e divergência na baixa troposfera.



Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006).

As parcelas de ar na alta troposfera, quando convergem, requerem movimento vertical do ar para baixo para compensar a contração lateral. O contrário ocorre quando existe divergência na alta troposfera, que é uma resposta do movimento vertical ascendente causado por convergência em baixos níveis na troposfera, sendo que o movimento vertical ascendente tende a ser amortecido quando chega próximo da estratosfera (WALLACE; HOBBS, 2006).

## 2.10 INTERAÇÕES ENTRE CIRCULAÇÕES TRANSVERSAIS AGEOSTRÓFICAS

Uccellini e Kocin (1987) mostraram como as circulações transversais associadas a diferentes regiões de entrada e saída dos núcleos do jato próximos entre si, podem se superpor, produzindo movimentos verticais ainda mais intensos nessa região. Uccellini e Kocin (1987) encontraram que a interação de circulações transversais verticais associadas a dois sistemas de núcleos do jato/cavados separados (uma circulação direta localizada na região de entrada confluyente de um núcleo do jato de nível superior e uma circulação indireta na região de saída difluente de um núcleo de jato associada a um cavado) contribuiu para a advecção escalar diferencial de temperatura e umidade e movimentos verticais ascendentes necessários para gerar eventos de forte nevasca. (Figura 2.19).

Figura 2.19 – Esquema tridimensional dos padrões de circulação relacionados ao jato durante tempestades de neve (no HN). As circulações transversais estão associadas a regiões de saída difluente e entrada confluyente de núcleos de jato.



Fonte: Uccellini e Kocin (1987).

Essas interações entre circulações transversais também poderiam reforçar padrões de subsidência, produzindo intrusões de massa estratosférica e o aumento da razão de mistura de ozônio em níveis troposféricos.

## 2.11 TRANSPORTE ESTRATOSFERA-TROPOSFERA

Quando os movimentos descendentes prevalecem, a intrusão de ar estratosférico na tropopausa pode transportar massas de ar com alto teor de ozônio para a troposfera,

aumentando a concentração de ozônio nas camadas inferiores (Figura 2.14) (SOLOMON, 1999). A mistura irreversível de massas de ar estratosféricas e troposféricas resultantes de eventos de transporte estratosfera-troposfera, pode modificar a composição química da troposfera (STOHL et al., 2003).

Vários estudos têm associado o aumento do ozônio troposférico a eventos TET, especialmente a episódios de intrusão estratosférica profunda no Hemisfério Norte (NH) (ZANIS et al., 2003; LIN et al., 2015) e às dobras da tropopausa sobre a Europa (ZANIS et al., 2003; AKRITIDIS et al., 2012; ZANIS et al., 2013; AKRITIDIS et al., 2016; AKRITIDIS et al., 2018) e os Estados Unidos (LIN et al., 2012; YATES et al., 2013). Akritidis et al. (2016) concluíram que o aumento do ozônio na troposfera média sobre o Mediterrâneo oriental durante o verão, foi resultado da atividade das dobras mudando para o sudeste e diminuindo em altitude. Segundo Zanis et al. (2013) o mecanismo dominante responsável pelo reservatório de ozônio da troposfera observado sobre o Mediterrâneo oriental, foi o transporte descendente da troposfera superior e estratosfera inferior, em associação com a subsidência aumentada e a divergência horizontal limitada sobre essa região.

Santos (2016) encontrou que eventos de TET na América do Sul, são uma fonte de ar estratosférico rico em ozônio para o sul do Brasil, especialmente em combinação com uma corrente de jatos de alto níveis. Em 35% dos eventos TET analisados por Santos (2016), foi observada uma diminuição da coluna total de ozônio sobre a região, com maior frequência durante o inverno e primavera e em situações pós-frontais na bacia de La Plata. Santos (2016) também identificou uma relação direta entre valores mais altos da altura da tropopausa e menor conteúdo de ozônio sobre o RS. Cerca de 20% da variabilidade diária do ozônio está relacionada com mudanças na altura da tropopausa (STEINBRECHT; CLAUDE; KÖHLER, 1998).

## 2.12 SISTEMAS METEOROLÓGICOS ATUANTES NA AMÉRICA DO SUL

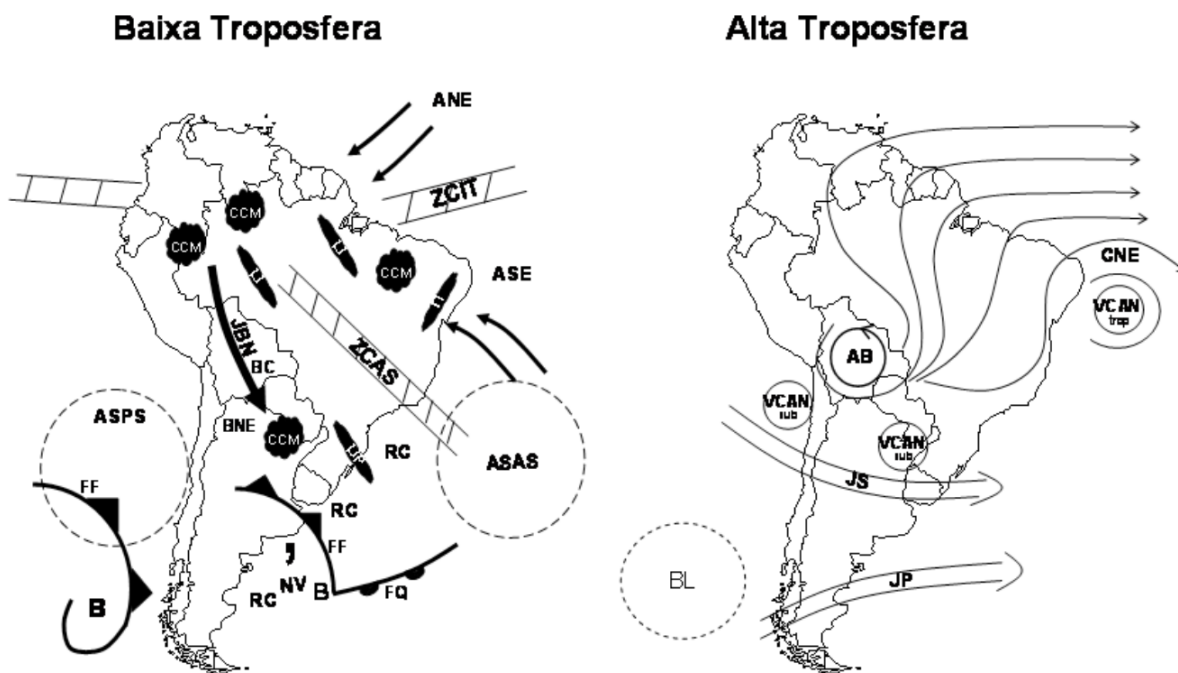
Os principais sistemas meteorológicos atuantes na América do Sul (Figura 2.20) foram resumidos por Reboita et al. (2010). Os principais sistemas na baixa troposfera são: os Ventos Alísios de Nordeste (ANE), Ventos Alísios de Sudeste (ASE), Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul (ASPS), Baixa Pressão (B), Baixa do Chaco (BC), região de Baixas térmicas no Noroeste argentino (BNE), Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), Frentes Frias (FF), Frentes Quentes (FQ), Jatos de Baixos Níveis (JBN) a leste dos Andes, Linhas de Instabilidade (LI) tropical, Linhas de Instabilidade Pré-frontal (LIP), Nuvens Vírgula (NV), Regiões Ciclogénicas (RC), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Na alta troposfera, observa-se: Alta da Bolívia (AB), Região de Bloqueios Atmosféricos (BL), Cavado do Nordeste do Brasil (CNE), Jato Subtropical (JS), Jato Polar (JP),



Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis Subtropicais (VCAN). Estes sistemas, tanto da baixa quanto da alta troposfera, estão apresentados na Figura 2.20. É importante destacar que a AB e o CNE são sistemas que se configuram no verão e desaparecem no inverno. Além disso, no verão o JP e o JS se fundem em apenas um jato (REBOITA et al., 2010).

Figura 2.20 – Sistemas atmosféricos atuantes na América do Sul, na baixa e alta troposfera.



Fonte: Adaptado de Reboita et al. (2010).

### 2.13 DIMINUIÇÃO DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO NO SUL DO BRASIL

A relação entre os eventos de diminuição da CTO no sul do Brasil e o efeito secundário do Buraco de Ozônio Antártico com a presença de línguas de ar estratosférico ou filamentos de origem polar também foi apontada por Peres (2016) e Peres et al. (2017).

Eventos de diminuição do ozônio no sul do Brasil foram documentados e associados à influência ou intrusões de massas de ar de origem polar (PERES, 2013; PERES, 2016; STEFFENEL et al., 2016; BRESCIANI et al., 2018; BITTENCOURT et al., 2018; BITTENCOURT et al., 2019).

Uma grande redução da coluna de ozônio sobre o sul do Brasil e Uruguai em outubro de 2016 foi relatada por Bresciani et al. (2018) a partir de radio-sondagens, satélites e dados de espectrofotômetro Brewer, encontrando a maior redução de ozônio próximo de 24 km de altitude.

Bittencourt et al. (2018) quantificou uma redução de 23% da coluna total de ozônio (em comparação com a média de 1992 a 2016) no Observatório Espacial Sul em São Martinho da Serra, sul do Brasil e identificaram a presença de jato subtropical e valores positivos de ômega a 500 hPa nas proximidades da região de estudo, durante o mesmo evento.

Bittencourt et al. (2019) estudaram 37 situações de diminuição do ozônio no sul do Brasil e observaram que 70% dos casos ocorreram após a passagem de sistemas frontais ou durante padrões de bloqueio atmosférico sobre a região, com a presença de jatos subtropicais ou polares em 92% dos eventos.

Steffenel et al. (2021) empregaram técnicas de "*deep learning*" para estudar e prever os eventos de trocas entre o vórtice polar e latitudes médias, do Efeito Secundário do BOA. Na comparação com dados observacionais, o modelo de previsão apresentou resultados alentadores que podem contribuir para a melhoria da previsão desses eventos, com modelos mais precisos e rápidos.

### 3 MATERIAIS E METODOLOGIA

#### 3.1 REGIÃO DE ESTUDO

O domínio geográfico de estudo abrange toda a América do Sul, mas o interesse principal da pesquisa foram os eventos de diminuição da coluna total de ozônio que afetaram a região Sul do Brasil, detectados por medições na cidade de Santa Maria, Rio Grande do Sul. Como coordenadas de referências de Santa Maria serão utilizadas as coordenadas da Base Aérea de Santa Maria (SBSM) (29, 42<sup>o</sup>S e 53, 41<sup>o</sup>O).

No seguinte, serão referidos como:

- domínio de estudo: a região compreendida entre 0<sup>o</sup> - 60<sup>o</sup>S e 30<sup>o</sup> - 80<sup>o</sup>O
- região de estudo: proximidades da cidade de Santa Maria ou SBSM (29, 42<sup>o</sup>S e 53, 41<sup>o</sup>O)
- perfil vertical meridional: plano vertical-latitudinal na longitude mais próxima de Santa Maria (53.41<sup>o</sup>O)
- perfil vertical: ponto de grade mais próximo das coordenadas de Santa Maria (29, 5<sup>o</sup>S, 53, 5<sup>o</sup>O)
- domínio das simulações com WRF (Figura 3.1)

O domínio de estudo é menor que o domínio das simulações com o modelo WRF. Isso permite desconsiderar nas análises os pontos de grade nas bordas do modelo, para evitar a propagação de erros produtos da interação com as condições iniciais e de contorno.

#### 3.2 DADOS EMPREGADOS

Neste trabalho, para a identificação dos eventos de diminuição de ozônio sobre o sul do Brasil, foram utilizados os dados de coluna total de ozônio (variável *toc3*) das reanálises do ERA-5 (SERVICE, 2019), no período 1979-2019. Para as análises posteriores, os valores de coluna total de ozônio foram convertidos de  $kg/m^2$  para unidades Dobson, considerando que:

$$UD = 2.1415 * 10^{-5} * \frac{kg}{m^2} \quad (3.1)$$

As reanálises do ERA-5 do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) possuem uma resolução horizontal de  $0.25^0 \times 0.25^0$  latitude-longitude e temporal de 1 hora. Na reconstrução do campo de coluna total de ozônio, o ERA-5 considera observações de diversos sensores a bordo de vários satélites da NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e EUMETSAT (*European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*).

No estudo também foram utilizados os dados de razão de mistura de massa de ozônio (variável  $o_3$ ) do ERA-5 (SERVICE, 2019), do mesmo período e também com resolução horizontal de  $0.25^0 \times 0.25^0$  latitude-longitude. A razão de mistura de ozônio está disponível para 37 níveis isobáricos que abrangem da troposfera até a baixa estratosfera (de 1000 hPa até 1 hPa). A razão de mistura de massa de ozônio (MMR, do inglês *mass mixing ratio*) foi convertida de  $kg/kg$  a razão de mistura de volume de ozônio (VMR, do inglês *volume mixing ratio*), em parte por milhão de volume ( $ppmv$ ), considerando que para o ozônio (SERVICE, 2019):

$$VMR = \frac{28.9644}{47.9982} * 10^6 * MMR \quad (3.2)$$

Foram utilizadas também as sondagens (diagramas *skew-T log-P*) lançadas na Base Aérea de Santa Maria, disponíveis no site da *Wyoming University* (Wyoming University/Department of Atmospheric Science, 2019).

As imagens de vapor da água realçadas correspondentes ao canal 3 do satélite GOES-13 foram adquiridas no CPTEC/DSA (CPTEC/INPE, 2019). Outras imagens de satélite dos canais visíveis, infravermelho e vapor da água dos satélites GOES-6, GOES-8, GOES-12 e Meteosat 2, utilizadas no estudo de casos, foram obtidas em Knapp (2008). Foram empregados dados das componentes  $u$  e  $v$  do vento dos 37 níveis isobáricos disponíveis nas reanálise do ERA-5, para o estudo de um caso de interesse.

### 3.3 METODOLOGIA PARA A IDENTIFICAÇÃO DOS EVENTOS

Para a identificação dos eventos de diminuição de ozônio, primeiramente foi analisado o comportamento climatológico da CTO em Santa Maria, no período de estudo. Foram calculados os valores médios mensais da CTO em SM e foram selecionados aqueles dias nos quais a CTO ( $CTO_d$ ) no ponto de grade mais próximo de SM foi inferior ao valor médio mensal ( $\overline{CTO_m}$ ) menos 2.5 vezes o desvio padrão da CTO do mês ( $\sigma_m$ ).

$$CTO_d < \overline{CTO} - 2.5\sigma_m \quad (3.3)$$

Trabalhos anteriores como os de Peres et al. (2017) e Bittencourt et al. (2018) utilizaram um critério de seleção dos eventos de diminuição mais inclusivo, identificando um

maior número de eventos. Para a realização do presente estudo, um outro critério de seleção foi testado utilizando duas vezes o desvio padrão ( $CTO_d < \overline{CTO} - 2\sigma_m$ ). Esse critério levou à identificação de 478 situações de diminuição da CTO na cidade de Santa Maria no período de estudo (149 no verão, 135 no outono, 68 no inverno e 126 na primavera). Com esse número elevado de eventos mostrou-se inviável a ideia de simular todos os eventos de diminuição, e por isso foi empregado o critério explicado inicialmente em 3.3.

A diminuição de ozônio nas datas identificadas foi quantificada em valores absolutos (UD) e por cento (%). O critério de seleção permitiu a identificação de eventos atípicos de diminuição da CTO em todos os meses do ano.

### 3.4 SIMULAÇÃO DOS CASOS DE ESTUDO

Com o objetivo de estudar as condições dinâmicas da troposfera e da baixa estratosfera, foi realizada a simulação numérica dos eventos de diminuição identificados, com o modelo regional *Weather Research and Forecasting* (WRF) (SKAMAROCK et al., 2008) na versão 4.1.2 (SKAMAROCK et al., 2019), um sistema de previsão numérica do tempo de mesoescala.

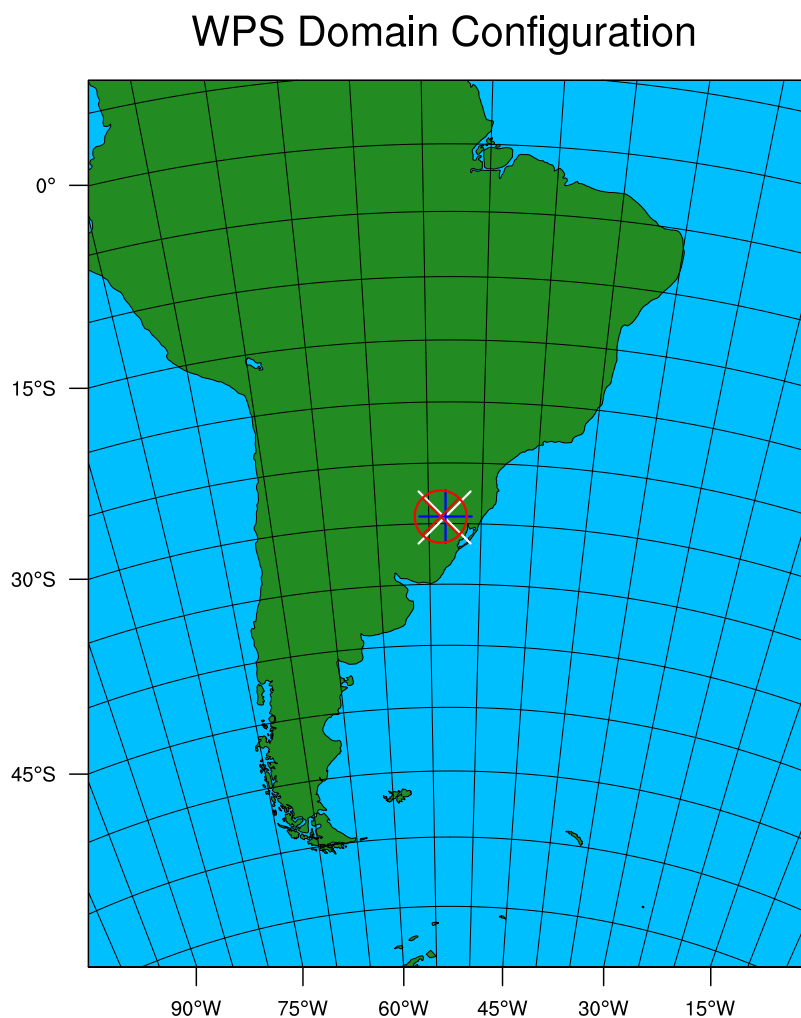
#### 3.4.1 Configuração do modelo *Weather Research and Forecasting*

O WRF foi compilado utilizando a opção de coordenada vertical do tipo híbrida (opção HVC), que combina uma coordenada de pressão hidrostática que acompanha o terreno com uma coordenada vertical do tipo isobárica nos níveis mais altos. O uso da coordenada vertical híbrida, como apontado por Park, Klemp e Kim (2019) diminui a superestimação da turbulência em altos níveis gerada pela coordenada que acompanha o terreno, ao remover as ondas artificiais geradas por barreiras orográficas e propagadas até os níveis superiores nas simulações com essa configuração. O nível para a transição entre ambas coordenadas é definida pelo coeficiente  $\eta_c$  (opção *etac* = 0.2).

Para a simulação do evento foi desenhado um domínio de 24 km de resolução horizontal (Figura 3.1), compreendido entre 2°N - 62°S e 25° - 88°O, com 260 x 320 pontos de grade (oeste-leste e sul-norte, respectivamente), abrangendo o território da América do Sul e parte dos oceanos Pacífico e Atlântico e centrado sobre o Rio Grande do Sul. A pressão no topo do modelo foi definida em 10 hPa e foram estabelecidos 50 níveis verticais para realizar as simulações até esse nível de pressão. As condições iniciais e de contorno foram do ERA-5 (SERVICE, 2019) do ECMWF, com uma resolução espacial de 0.25° x 0.25° e atualização das condições de contorno a cada 6 h.

As parametrizações físicas empregadas na simulação incluíram o esquema de microfísica de Lin, Farley e Orville (1983), os esquemas RRTM (*rapid radiative transfer model* de Mlawer et al. (1997) e Dudhia (DUDHIA, 1989) para radiação de onda longa e curta, respectivamente, e Yonsei University (HONG; NOH; DUDHIA, 2006) na parametrização de camada limite planetária. A parametrização convectiva utilizada foi Kain–Fritsch (KAIN, 2004). As integrações do modelo abrangeram períodos de 72 h, sendo inicializada nos dias anteriores aos eventos às 00Z, para evitar a coincidência do tempo de *spin-up* do modelo com o período de observação. As saídas das simulações foram a cada 3 h.

Figura 3.1 – Domínio das simulações com o modelo WRF.



Fonte: Própria autora.

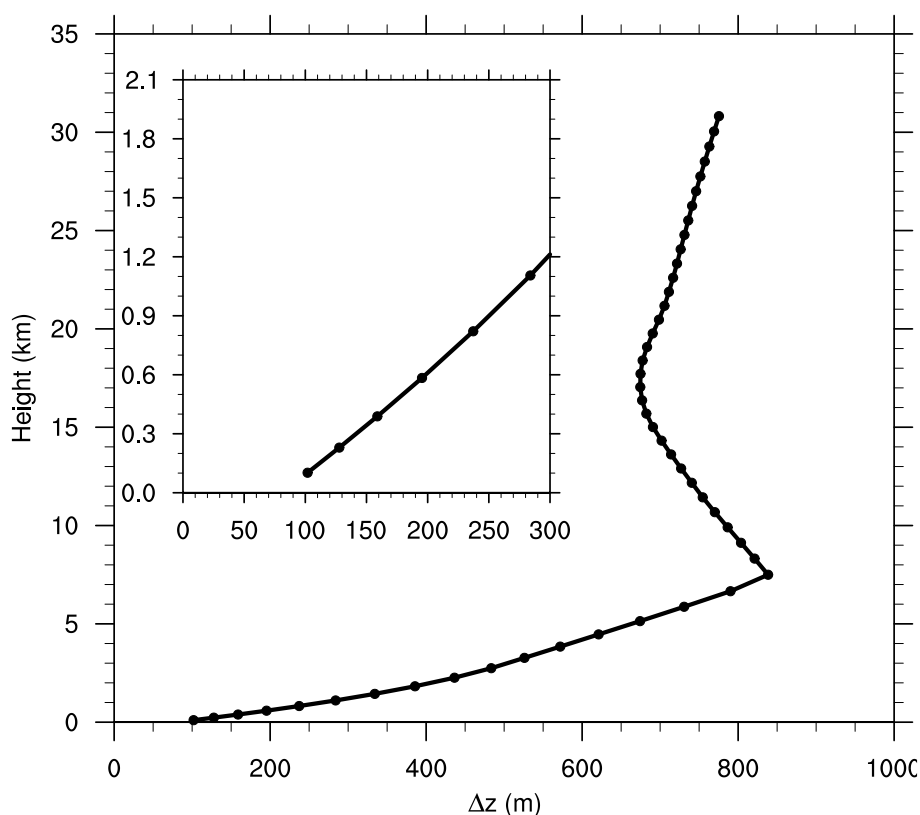
Na Figura 3.1, o "+" azul representa a localização da Base Aérea de Santa Maria ( $29,42^{\circ}\text{S}$ ,  $53,41^{\circ}\text{O}$ ) e o "⊗" vermelho, o Observatório Espacial Sul em São Martinho da Serra ( $29,42^{\circ}\text{S}$ ,  $53,87^{\circ}\text{O}$ ), onde foram realizadas as medições com o espectrofotô-

metro Brewer analisadas por Peres et al. (2017), Bittencourt et al. (2018), Bresciani et al. (2018). O ponto de grade das reanálises do ERA-5 mais próximo de SM ( $29,5^{\circ}\text{S}$ ,  $53,5^{\circ}\text{O}$ ) é representado pelo "×" branco.

As simulações com o modelo WRF foram realizadas com uma resolução horizontal (24 km) muito semelhante à das reanálises do ERA-5 ( $0.25^{\circ}$ ). Devido às dimensões do domínio de simulação, aumentar a resolução do modelo implicaria um maior custo computacional e maior espaço de armazenamento das rodadas. No entanto, embora a utilização do modelo não aparentar um ganho significativo na resolução horizontal, a extensão do limite superior do modelo até 10 hPa, sim representou um importante ganho na representação vertical dos fenômenos na troposfera e na baixa estratosfera. Com a configuração do WRF empregada para simular os processo dinâmicos na baixa estratosfera, totalizando 50 níveis verticais até 10 hPa, teve-se uma ganho de 18 níveis verticais em relação aos 32 níveis verticais das reanálises do ERA-5 até 10 hPa.

A Figura 3.1 mostra a distribuição dos 50 níveis verticais da configuração empregada do modelo WRF, representados pelos pontos pretos, o eixo  $x$  indica o espaçamento vertical ( $\Delta z$ ) entre um nível e outro (m) e o eixo  $y$  a altitude de cada nível (km).

Figura 3.2 – Distribuição dos níveis verticais da configuração HVC do modelo WRF.



Fonte: Própria autora.

### 3.5 CAMPOS METEOROLÓGICOS ANALISADOS

A partir dos resultados das simulações dos eventos com o modelo WRF foram gerados mapas de:

- vorticidade potencial ( $UVP$ ) no nível isentrópico de 620 K;
- linhas de corrente e magnitude do vento ( $m/s$ ) nos níveis isobáricos de 20 hPa, 50 hPa e 200 hPa;
- altura geopotencial ( $dam$ ) e vorticidade relativa ( $10^{-5}s^{-1}$ ) em 500 hPa;
- pressão ao nível médio do mar (hPa) e contornos de espessura entre 1000 hPa-500 hPa ( $dam$ ).

Para uma melhor análise da coluna atmosférica, foram plotados perfis verticais dos campos meteorológicos (de superfície até 10 hPa) da magnitude do vento ( $m/s$ ), vorticidade potencial ( $UVP$ ), superfícies isentrópicas (K), fluxos de massa e linhas de corrente, na longitude de SM.

Na versão utilizada do WRF não são resolvidos os processo químicos da atmosfera, apenas a parte dinâmica, não sendo o ozônio é uma das variáveis de saída do modelo. O topo do modelo em 10 hPa constitui uma limitação para o estudo dos processo dinâmicos em níveis superiores, assim como a ativação de módulo químico WRF-CHEM, que não conseguiria resolver os campos além desse nível. No entanto, a resolução dos processos dinâmicos do modelo até o nível de 10 hPa considera-se suficiente e adequado para o estudo dos mecanismos de interação entre a baixa estratosfera e a troposfera, durante os eventos de diminuição da coluna total de ozônio.

Para complementar a análise do evento foi calculado um vetor fluxo de massa vertical simplificado (Equação 3.4) utilizado por Santos (2016).

$$F_{mass} = \frac{-\omega}{g} \quad (3.4)$$

onde  $\omega$  é ômega e  $g$  a aceleração da gravidade ( $9.8 m/s^2$ ). As unidades do  $F_{mass}$  são  $[kg/m^2s]$ .

### 3.6 CLIMATOLOGIA DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO E DA RAZÃO DE MISTURA DE OZÔNIO NO DOMÍNIO DE ESTUDO

A partir das reanálises do ERA-5 de CTO e RMO, foram elaboradas as climatologias de ambas variáveis, para todo o domínio de estudo no caso da CTO e para a seção vertical-latitudinal na longitude de SM no caso da RMO, no período 1979-2019. Adicionalmente,



foi estudado o comportamento da RMO apenas no ponto de grade mais próximo de Santa Maria.

### 3.7 CAMPOS MÉDIOS SAZONAIS

Para uma melhor análise das características e processos dinâmicos associados aos eventos de diminuição significativa da coluna total de ozônio, os casos de estudo foram agrupados conforme a estação do ano em eventos de: inverno (junho, julho, agosto: JJA) e primavera (setembro, outubro, novembro: SON), verão (dezembro, janeiro, fevereiro: DJF) e outono (março, abril, maio: MAM). Para cada grupo foram calculados os campos médios de diferentes variáveis meteorológicas em níveis estratosféricos y troposféricos de interesse, a partir das saídas das simulações com o modelo WRF, considerando os quatro horários sinóticos de cada data (00 UTC, 06 UTC, 12 UTC, 18 UTC). Os campos médios de CTO, RMO e suas respectivas anomalias médias, foram calculadas a partir das reanálises do ERA-5.

### 3.8 ESTUDO DE CASOS ESPECÍFICOS

O critério de seleção dos eventos permitiu a identificação de situações de diminuição da CTO atípicas, mais intensas do habitual. Basear toda a análise dos campos meteorológicos apenas em valores médios resultantes dos agrupamentos, implicaria o efeito suavizador da média aritmética, diluindo características importantes dos processos e incluso representando estruturas irreais em alguns casos. Todos os eventos foram analisados de forma independente e alguns deles foram escolhidos para seu estudo neste trabalho, com a intenção de mostrar as características mais importantes relacionadas aos eventos de diminuição atípica da CTO em Santa Maria. Os campos analisados nos casos de estudos (menos os do evento de 2016), correspondem ao horário das 12 UTC do dia de diminuição da CTO e hora 36 da simulação. O evento de diminuição identificado em 20/10/2016 foi estudado com uma resolução horária maior, com campos a cada 12 h, para acompanhar a evolução dos sistemas presentes.



## 4 RESULTADOS

### 4.1 CLIMATOLOGIA DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO E DA RAZÃO DE MISTURA DE OZÔNIO EM SANTA MARIA NO PERÍODO 1979-2019

#### 4.1.1 Coluna total de ozônio em Santa Maria

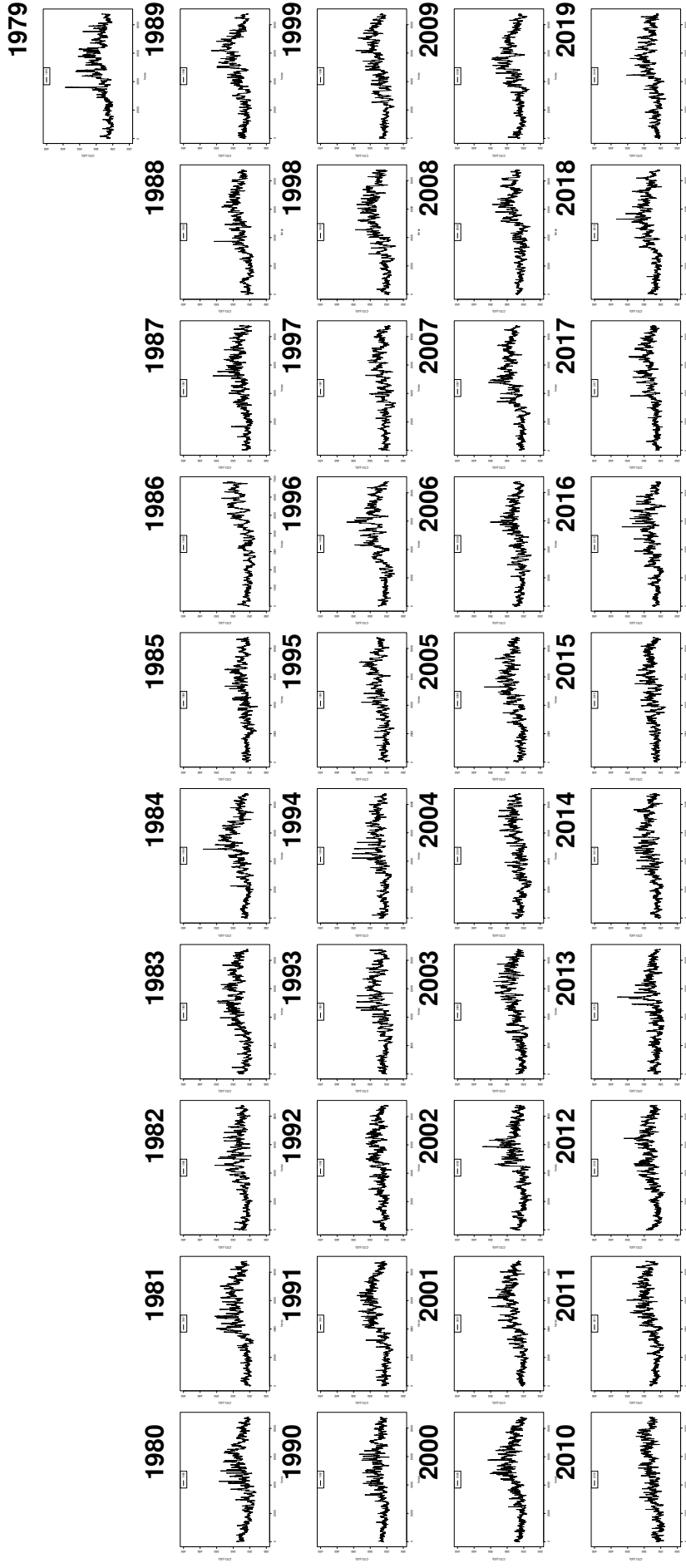
A evolução temporal da CTO em Santa Maria, no período 1979-2019, foi estudada a partir dos dados de reanálise do ERA-5. O comportamento da CTO nos anos estudados a partir dos dados com resolução horária é apresentado na Figura 4.1. Nas séries anuais da Figura 4.1 é apreciável a variabilidade sazonal da CTO sobre a região central do Rio Grande do Sul, com valores mínimos em verão e outono e máximos em inverno e primavera. Essa sazonalidade é confirmada pelos diagramas de caixa da Figura 4.2, que sintetizam o comportamento da série completa agrupada por meses, identificando também os eventos atípicos (círculos pretos).

Os meses de inverno (JJA) e primavera (SON) apresentaram os valores médios mais elevados da CTO, porém essas estações foram as de maior variabilidade e registraram um elevado número de eventos atípicos positivos e negativos, representados pelos círculos pretos da Figura 4.2. Setembro e abril foram os meses de maior e menor média mensal da CTO em Santa Maria, com valores de 293 UD e 256 UD, respectivamente. O tamanho da caixa e dos bigodes do diagrama na Figura 4.2, sugere que no mês de julho houve uma maior dispersão dos valores de CTO. Outubro foi o mês de maior número de eventos atípicos de diminuição da CTO, enquanto os mínimos e máximos absolutos corresponderam ao mês de maio.

Esses resultados são semelhantes aos obtidos por Peres et al. (2017) na intercomparação do espectrofotômetro Brewer com os sensores TOMS (*Total Ozone Mapping Spectrometer*) e OMI (*Ozone Monitoring Instrument*) no período 1992-2014. Esses autores identificaram comportamentos climatológicos semelhantes de ambas séries, com ciclos sazonais com mínimo da CTO de 260 DU em abril e máximo de 295 DU em setembro.

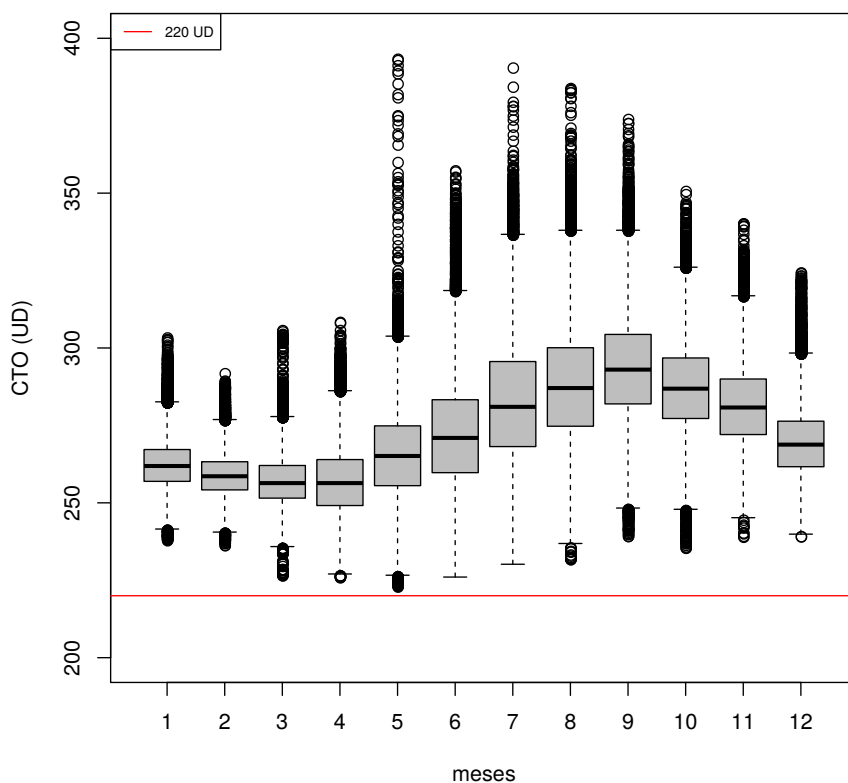
A variabilidade interanual do ozônio no período de estudo, observada na Figura 4.1, foi também identificada nos diagramas de caixa da Figura 4.3 que sumarizam o comportamento da série da CTO por anos. Considerando períodos de 1 ano, em Santa Maria os eventos atípicos de aumento da CTO foram mais comuns que os mínimos atípicos no período estudado (Figura 4.3). Eventos atípicos de aumento da CTO apenas não foram observados nos anos 1991 e 1998, enquanto eventos atípicos de diminuição da CTO foram registrados em 1985 e 1997. O ano 1997 foi o de menor média anual da CTO e dos

Figura 4.1 – Séries anuais da coluna total de ozônio em Santa Maria, no período 1979-2019.



Fonte: Própria autora.

Figura 4.2 – Diagramas de caixa da coluna total de ozônio por meses em Santa Maria.

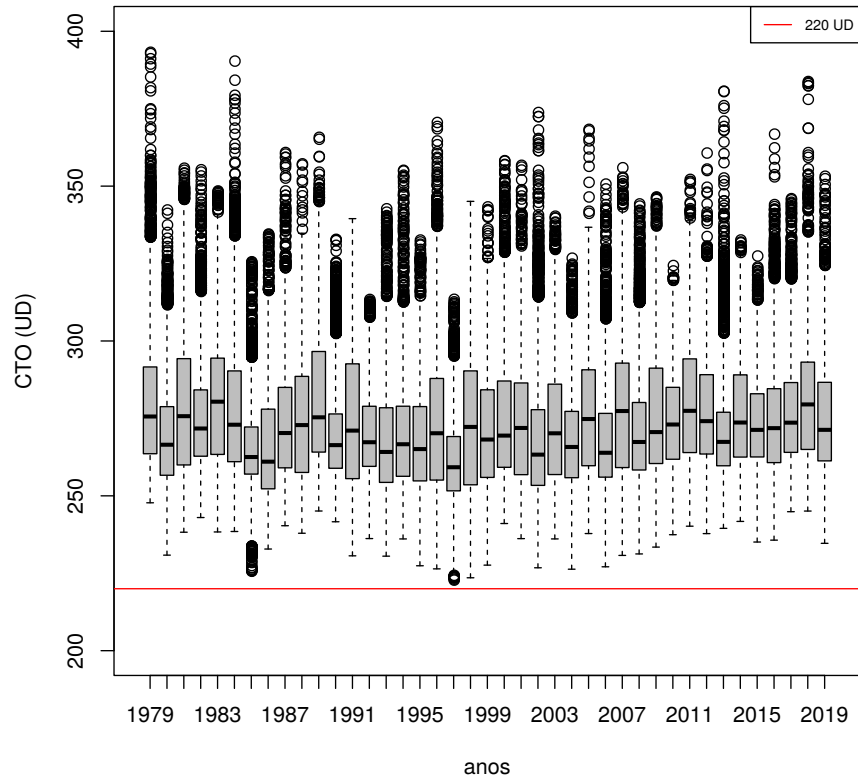


Fonte: Própria autora.

menores valores mínimos e máximos, raramente superando as 300 UD. Os extremos inferiores dos bigodes dos diagramas de caixa das séries anuais da Figura 4.3 mostram uma maior diminuição da CTO na década de 1990 que permanece com alternância no início dos anos 2000, mostrando sinais de uma leve recuperação a partir de 2010.

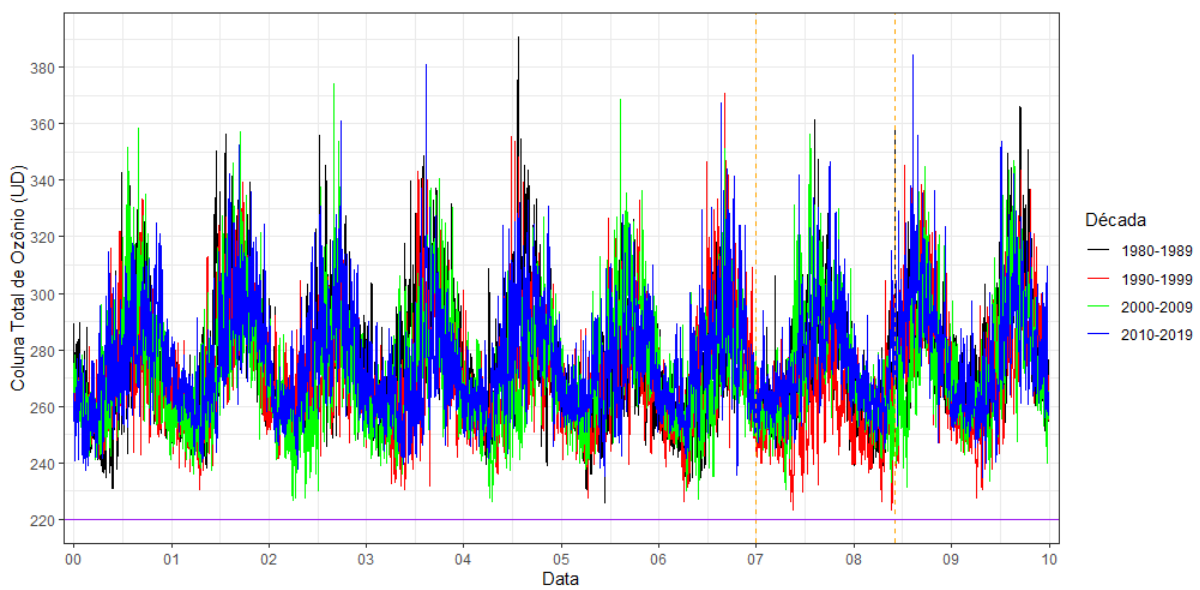
Uma comparação entre as décadas estudadas é mostrada na Figura 4.4, onde o período 1980-1989 é representado na cor preta, 1990-1999 em vermelho, 2000-2009 em verde, 2010-2019 em azul e a linha de 220 UD em roxo. Esses dados também possuem resolução horária. As linhas coloridas da Figura 4.4, além de destacar a variação sazonal dos máximos e mínimos da CTO, também mostram os baixos valores de CTO em Santa Maria no ano 1997 (destacado entre linhas laranjas), com valores inferiores a 250 UD em períodos prolongados do ano. A linha na cor verde destaca os baixos valores de CTO em Santa Maria, na década 2000-2009. De forma geral, a década de 2010-2019 na cor azul, mostrou sinais de uma leve recuperação da CTO na região de estudo.

Figura 4.3 – Diagramas de caixa da coluna total de ozônio por anos em Santa Maria.



Fonte: Própria autora.

Figura 4.4 – Comportamento por décadas da coluna total de ozônio em Santa Maria.



Fonte: Própria autora.

#### 4.1.2 Perfil vertical da razão de mistura de ozônio em Santa Maria

O comportamento do perfil vertical da razão de mistura de ozônio nas coordenadas de Santa Maria no período estudado foi analisado considerando os 37 níveis isobáricos disponíveis das reanálises do ERA-5. A Figura 4.5 mostra a RMO nos níveis isobáricos estratosféricos de 1 hPa até 100 hPa. Na estratosfera a razão de mistura do ozônio (da ordem de  $10^{-6}$  *kg/kg* ou *ppmv*) é muito maior que na troposfera (da ordem de  $10^{-9}$  *kg/kg* ou *ppbv*), tendo um maior impacto no total de ozônio da coluna atmosférica (SALBY, 1996). Na Figura 4.5 os níveis representados são 1, 2, 3, 5, 7, 10, 20, 30, 50, 70 e 100 hPa e os valores de RMO de 0-10 *ppmv*, com intervalos de 2 *ppmv*.

Na Figura 4.5 também é possível identificar um ciclo sazonal da RMO. Os maiores valores de RMO (6-8 *ppmv*) são observados entre 7-10 hPa no verão, período que coincide com o de diminuição climatológica de CTO na região de estudo (PERES et al., 2017). Nesses níveis acima de 30 km de altitude, são principalmente os processos fotoquímicos os que controlam a variabilidade e distribuição do ozônio (SALBY, 1996; HOLTON, 2004). Conforme os meses se sucedem, os valores máximos vão se deslocando para níveis superiores, ao tempo que diminui a razão de mistura ozônio em níveis inferiores. Valores de RMO de 2-4 *ppmv* são observadas até 100 hPa, principalmente no período de inverno, o que pode ser um indicativo de intrusões estratosféricas na região de estudo (SALBY, 1996; SOLOMON, 1999; HOLTON; HAKIM, 2013; AKRITIDIS et al., 2018), estimuladas pela intensidade e posição da corrente de jato.

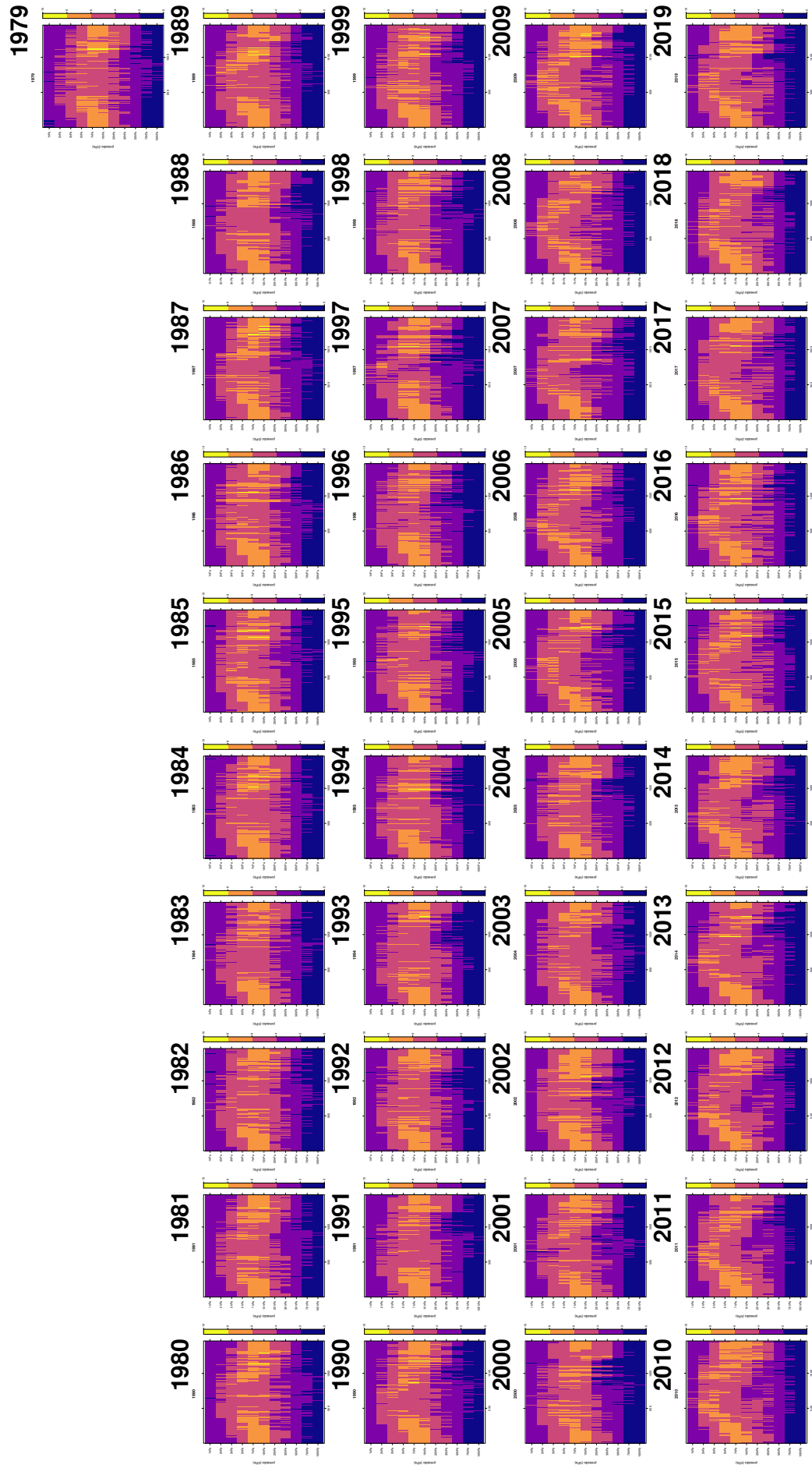
O perfil vertical médio da razão de mistura de ozônio em *ppmv* (Figura 4.6(a)) e o seu desvio padrão em *ppmv* e percentual (Figuras 4.6(b) e 4.6(c)) em SM ao longo do ano, confirma o ciclo sazonal observado na Figura 4.5. A RMO foi maior em níveis estratosféricos, entre 7 hPa e 10 hPa, com os maiores valores nos meses de verão (DJF).

Na troposfera baixa e média (abaixo de 300 hPa), o valor médio da RMO foi inferior a 1 *ppmv* ao longo do ano. Na troposfera alta e na baixa estratosfera (entre 20 hPa e 150 hPa) foi apreciável o aumento da RMO em JJA, seguido pela diminuição na primavera (Figura 4.6a). O maior desvio padrão da RMO ( $> 1.5$  *ppmv*) aconteceu de setembro a novembro, entre 10 hPa e 70 hPa (Figura 4.6b). No entanto, a variação percentual foi maior na troposfera alta (próximo de 250 hPa) de maio a outubro, e entre 50 hPa e 100 hPa em setembro e outubro, com variações da RMO superiores ao 60% em ambos casos.

Essa variação percentual da RMO na alta troposfera principalmente nos meses de inverno pode estar associada à presença e intensidade do jato subtropical e à influência de sistemas transientes com advecção de vortacidade potencial ciclônica que interagem com os jatos intensificando os movimentos verticais e as trocas de massa entre a estratosfera e a troposfera, associadas à circulação ageostrofica transversa (SANTURETTE; GEORGIEV, 2005).

Os resultados da Figura 4.6 indicam quais os níveis de maior importância na variabilidade da RMO em diferentes período do ano. Em DJF variações percentuais de 30%-50%

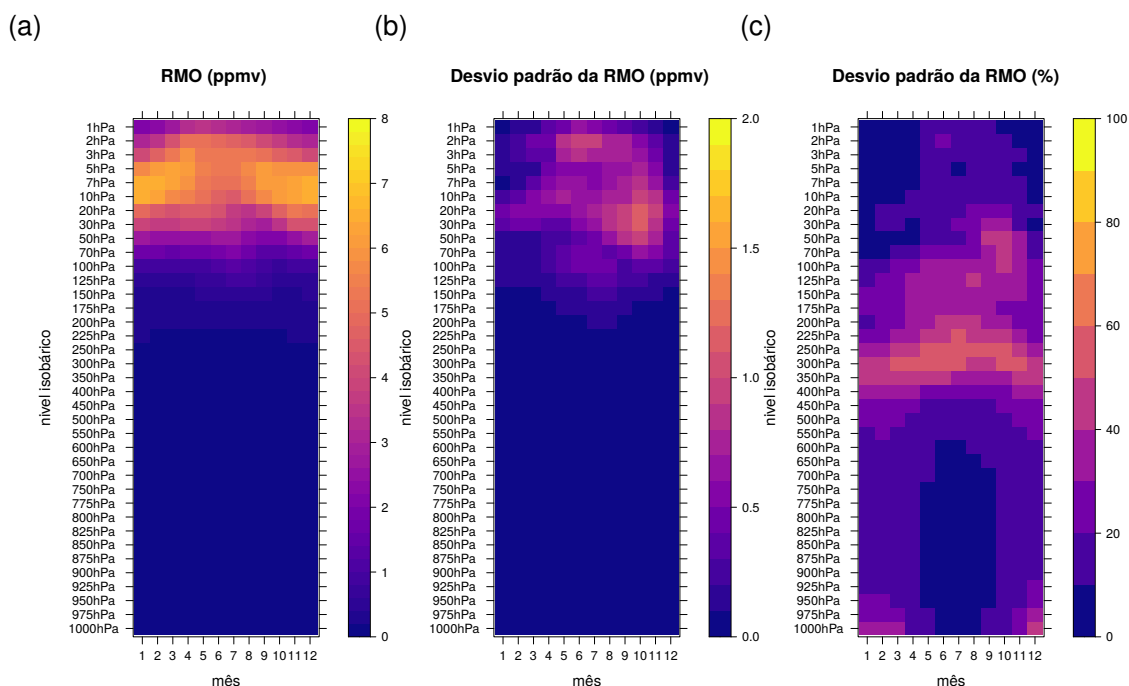
Figura 4.5 – Séries anuais do perfil vertical da razão de mistura de ozônio (em *ppmv*) em níveis estratosféricos (1-100 hPa) em Santa Maria, no período 1979-2019.



Fonte: Própria autora.



Figura 4.6 – Perfil vertical da razão de mistura de ozônio em níveis isobáricos, em Santa Maria: (a) média mensal em *ppmv*, (b) desvio padrão em *ppmv* e (c) desvio padrão em percentual (%).



Fonte: Própria autora.

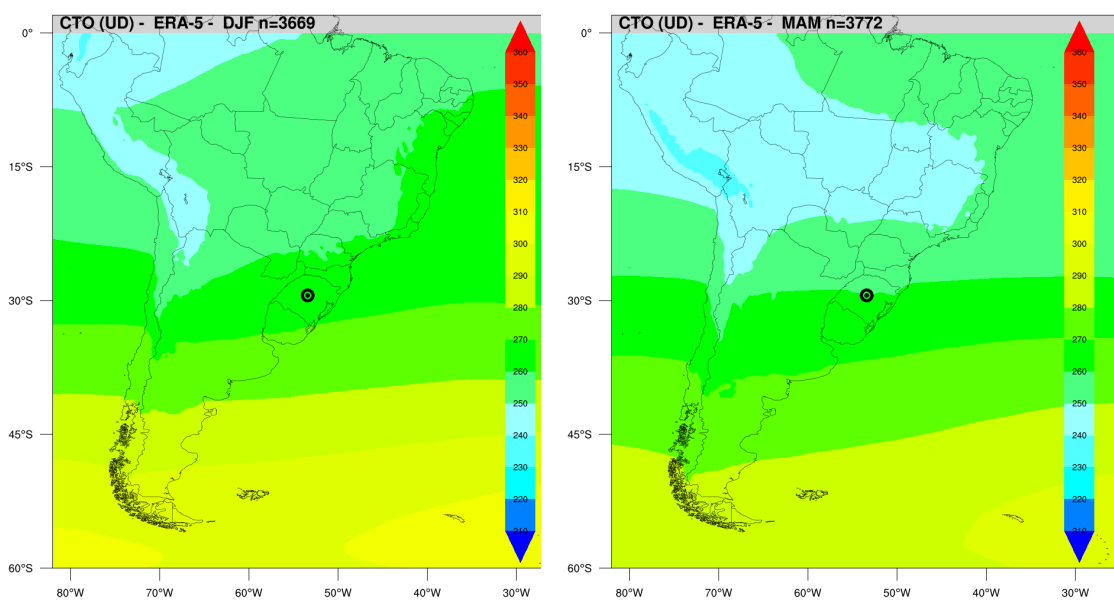
da RMO acontecem entre 600 hPa e 70 hPa, com variações inferiores a 10% em níveis estratosféricos superiores. Durante MAM, há um aumento da variação percentual da RMO para os níveis superiores, superando o 60% em 300 hPa. Em JJA a maior variação percentual aumenta em níveis superiores, com valores que superam os 40% entre 350 hPa e 70 hPa.

Na primavera (SON) dois núcleos principais de variabilidade são observados na coluna atmosférica até 1 hPa: um entre 30 hPa e 100 hPa, e outro entre 200 hPa e 350 hPa. A localização do primeiro deles se corresponde com os níveis de maior diminuição de ozônio na região do BOA, e onde este é tipicamente monitorado (WALLACE; HOBBS, 2006). A segunda região com grande variação percentual da RMO está localizada na região de maiores intensidades dos jatos subtropicais são observadas e portanto, onde os movimentos verticais associados à circulação transversa, que intensificam os processo de transporte entre a estratosfera e a troposfera, costumam ser mais intensos. Em termos absolutos, o maior desvio padrão da RMO ( $> 1 \text{ ppmv}$ ) acontece entre 20 hPa e 50 hPa, em SON, nos níveis onde uma diminuição do valor médio da RMO é registrada nessa estação. Isso sugere que a diminuição dos valores médios da RMO está associado ao transporte isentrópico de origem polar ou até ao próprio efeito secundário do BOA.

### 4.1.3 Valores médios sazonais da coluna total de ozônio no domínio de estudo

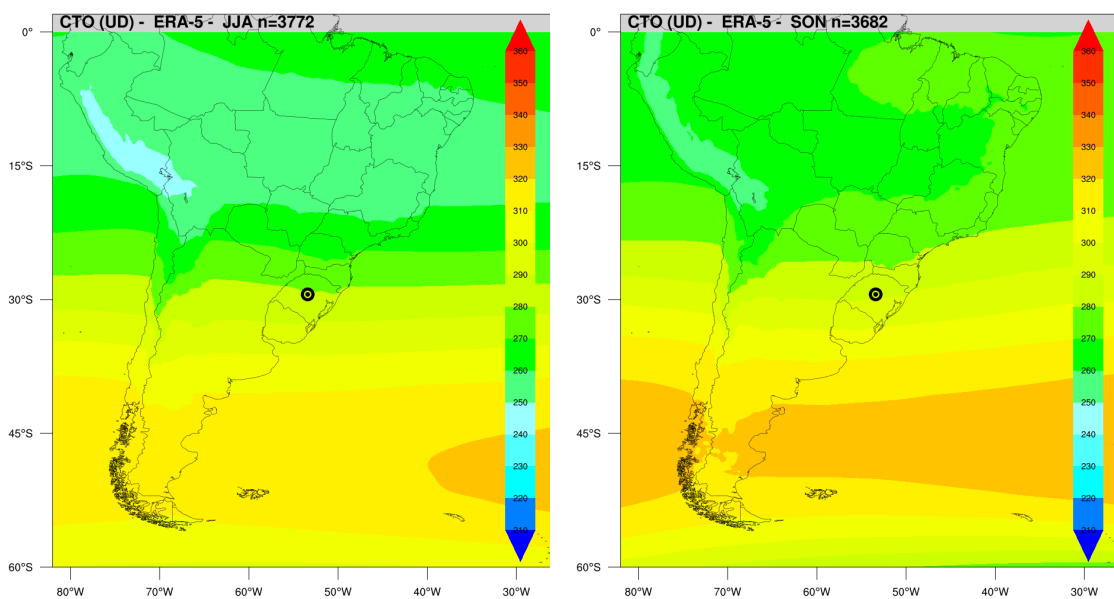
Os valores médios da CTO em todo o domínio de estudo e para cada estação do ano, foram calculados considerando o período 1979-2019 e são apresentados na Figura 4.7, onde o ponto preto no centro do domínio representa a localização de Santa Maria. Os valores médios para cada mês também foram calculados e podem ser encontrados no Anexo B.1.

Figura 4.7 – Valores médios da coluna total de ozônio (UD) no domínio de estudo correspondentes aos períodos de (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera.



(a) Verão.

(b) Outono.



(c) Inverno.

(d) Primavera.

Fonte: Própria autora.

Os menores valores médios da CTO no centro do Rio Grande do Sul correspondem aos meses de outono (MAM) e verão (DJF), com 260 UD (Figura 4.7(b)) a 264 UD (Figura 4.7(a)), respectivamente. Em DJF, a CTO diminui meridionalmente dos 60°S para o Equador (Figura 4.7(a)). Em MAM, uma ampla região com valores de CTO inferiores a 250 UD, aparece sobre a América do Sul em latitudes tropicais, afetando principalmente as regiões Norte, Centro-oeste e Sudeste do Brasil (Figura 4.7(b)).

No inverno, é apreciável a recuperação da CTO sobre todo o domínio, com um valor médio em Santa Maria de 281 UD (Figura 4.7(c)). A região de máximo da CTO se intensifica zonalmente entorno de 50°S. Na primavera esse padrão de valores máximos de CTO em latitudes médias é reforçado, deslocando-se levemente para norte. O valor médio da CTO em SM aproxima-se às 290 UD (com 287 UD) e o valor máximo entorno de 45°S supera as 320 UD (Figura 4.7(d)). Porém, uma diminuição da CTO é observada no extremo sul do domínio (próximo de 60°S). Isso pode sugerir um maior transporte de massas de ar com menos ozônio vindo da região polar na estação onde há um incremento da atividade de ondas planetárias e uma desestabilização do vórtice polar que age como barreira dinâmica para o escoamento meridional.

Uma característica comum das quatro estações analisadas é a região de menor CTO sobre a cordilheira dos Andes, acompanhando o mesmo ciclo sazonal, de mínimo em outono e máximo em primavera (Figura 4.7(a), 4.7(b), 4.7(c), 4.7(d)).

#### 4.1.4 Médias sazonais do perfil vertical meridional da razão de mistura de ozônio

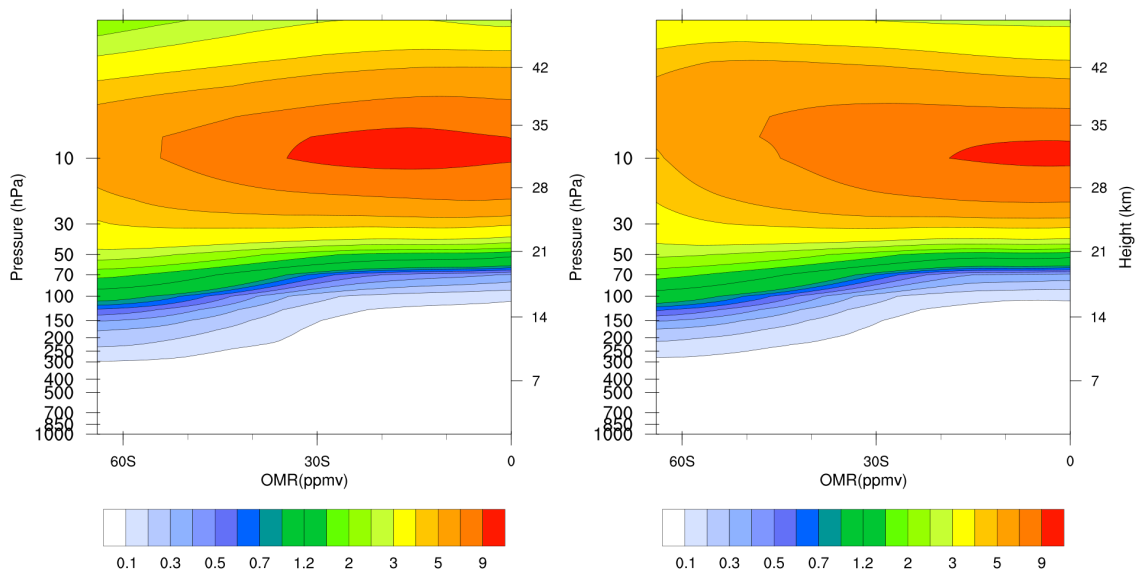
As médias sazonais da razão de mistura de ozônio do perfil vertical meridional em 53.5°O são apresentadas na Figura 4.8. Os valores médios mensais da RMO podem ser encontrados no Anexo C.1.

A RMO é maior na estratosfera, principalmente acima de 100 hPa, com um máximo em latitudes tropicais próximo de 10 hPa e valores que diminuem em direção ao polo (Figura 4.8). Embora o máximo da RMO diminua em direção ao polo, a camada com valores da ordem de *ppmv* também sofre uma expansão vertical (aprofundamento), nessa direção.

Nos meses de verão, próximo de 30°S (e de SM), a RMO é maior em 10 hPa, com valores que superam 9 *ppmv*, entre 30 km e 35 km de altitude. Esses valores são semelhantes aos reportados por Salby (1996). A RMO diminui em níveis mais altos e baixos, com o menor contorno de RMO (de 0.1 *ppmv*) representado acima de 14 km de altitude (Figura 4.8(a)). No outono, o máximo da RMO recua em direção ao Equador, deixando sobre SM valores inferiores a 9 *ppmv* em 10 hPa, ao tempo que uma diminuição da RMO é observada em 60°S, entorno de 30 hPa (Figura 4.8(b)).

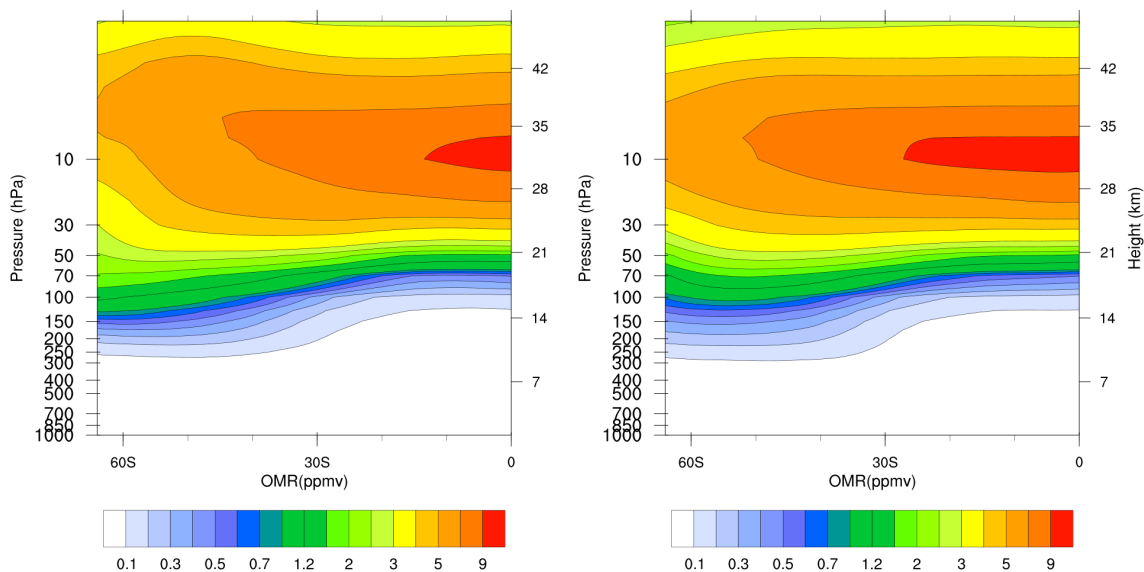
Nos meses de inverno, a diminuição sobre latitudes médias aumenta e avança sobre 60°S (Figura 4.8(c)). Sobre SM, ainda não havendo uma grande variação nos valores

Figura 4.8 – Valores médios da RMO ( $ppmv$ ) no perfil vertical meridional em  $53.5^{\circ}\text{O}$ , correspondentes aos períodos de (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera.



(a) Verão (DJF)

(b) Outono (MAM)



(c) Inverno (JJA)

(d) Primavera (SON)

Fonte: Própria autora.

de RMO estratosféricos comparado à estação anterior, os menores contornos de RMO (até  $1\text{ ppmv}$ ) aparecem em menor altitude (abaixo de  $14\text{ km}$ ), o que poderia ser consequência dos processos de transporte de massa da estratosfera para a troposfera nessa região, incentivados pela posição e intensidade do jato subtropical. Considerando que nos demais níveis não há grandes variações da RMO, essas intrusões de ozônio desde níveis superiores, observadas na troposfera alta e na baixa estratosfera (entre  $250\text{ hPa}$  e  $100\text{ hPa}$ ), parecem ser as principais responsáveis pelo aumento da CTO próximo de  $30^{\circ}\text{S}$ , observado

na Figura 4.7(c).

Na primavera (Figura 4.8(d)) há um aumento do deficit de ozônio próximo de  $60^{\circ}\text{S}$  evidenciado pela contração (achatamento) dos contornos da RMO na cor verde ( $1 - 3 \text{ ppmv}$ ) e uma expansão (esticamento vertical) dos contornos azuis ( $0.1 - 1 \text{ ppmv}$ ), confirmando a diminuição da CTO observada na (Figura 4.7(d)). Uma recuperação dos valores máximos de RMO é visível na região tropical, e próximo de  $30^{\circ}\text{S}$ , que conjuntamente com o padrão de intrusão estratosférica ou trocas estratosfera-troposfera na alta troposfera podem ser responsáveis pelo aumento do valor climatológico da CTO nessa estação (Figura 4.7(d)).

## 4.2 EVENTOS DE DIMINUIÇÃO ATÍPICA DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO EM SANTA MARIA

Foram identificados um total de 116 eventos de diminuição atípica da coluna total de ozônio em Santa Maria, no período 1979-2019 (Tabela 4.1), satisfazendo o critério de seleção da seção 3.3. Uma relação completa dos casos, detalhando os valores percentuais e absolutos da diminuição da CTO em cada data, pode ser encontrada na Tabela A.1.

O painel superior da Figura 4.9 contém a série contínua da CTO em SM (em cinza) e o valor da média mensal climatológica (em azul); o painel central representa a anomalia percentual de cada registro horário respeito ao valor médio mensal, com pontos vermelhos sinalizando os eventos nos quais o critério de seleção foi satisfeito. No painel inferior, são apresentadas as anomalias negativas da CTO (em UD) desses casos identificados.

O painel superior da Figura 4.9, mostra a variabilidade da CTO em SM ao longo dos 41 anos estudados, com seu marcado ciclo sazonal, mas também a ocorrência de eventos com valores extremos, tanto máximos como mínimos da CTO. Em alguns eventos atípicos de máximo, os valores de CTO superaram as 335 UD. Os mínimos foram mais frequentes entre os anos 1995 e 2000. A CTO em SM apresentou valores inferiores a 230 UD nos anos 1985, de 1995-1999, 2002, 2004 e 2006 (Figura 4.9, painel superior) e o mínimo absoluto aconteceu o 19/05/1997, com CTO de 223 UD (42 UD abaixo do valor médio climatológico do mês, uma redução do 15,9%).

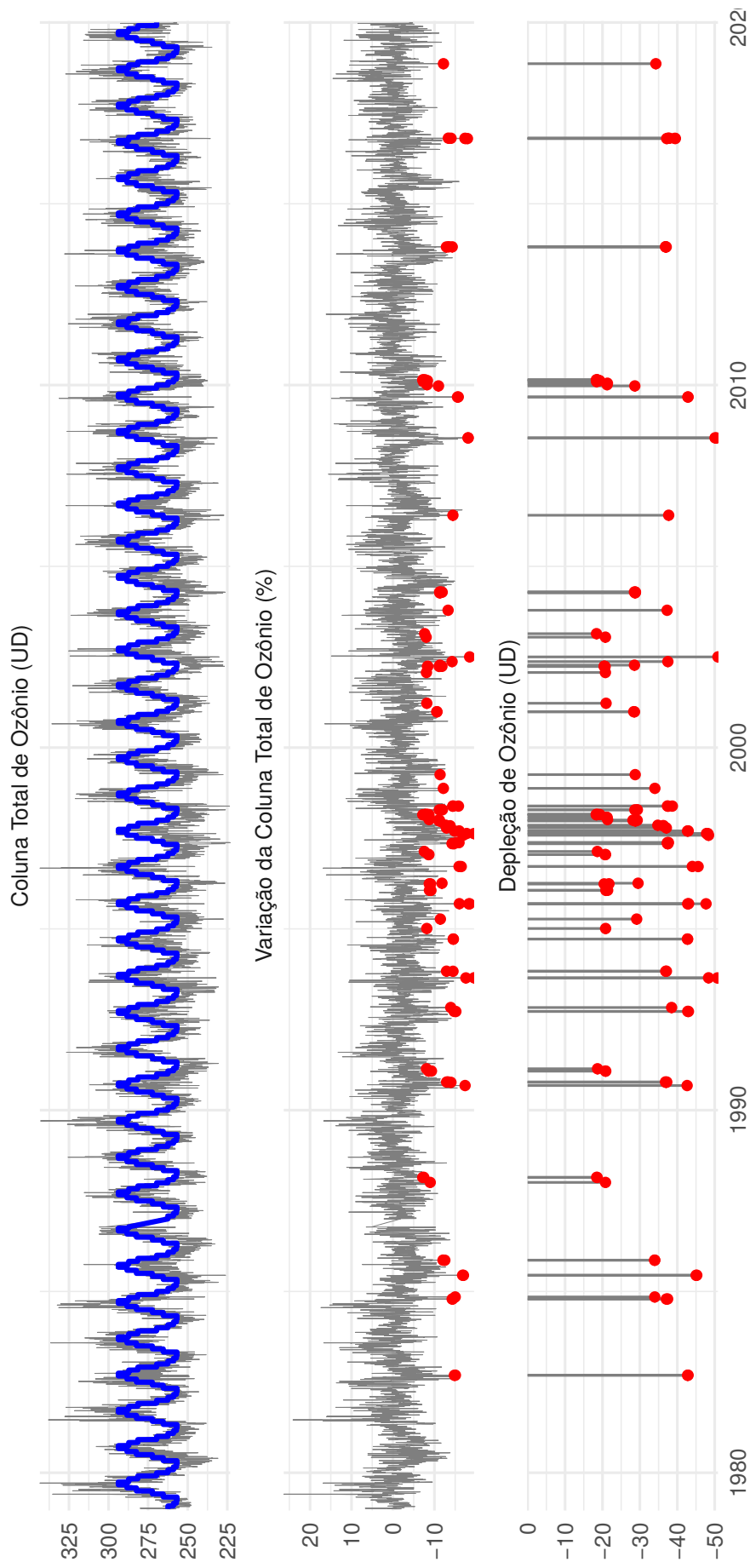
Apenas no início do período, os máximos atípicos da CTO em SM representaram uma variação maior de 20%. Nos maiores eventos de diminuição da CTO, as variações ficaram próximas aos 20%, mas nunca atingiram esse valor percentual, como mostra o painel central da Figura 4.9.

As maiores diminuições da CTO, percentuais e absolutas, aconteceram no período do inverno: em 26/08/1993 com 231.9 UD (19.6% e 56.4 UD abaixo da média mensal de 288.3 UD) e em 18/08/1997 com 232 UD (19.5% e 56.3 UD de diminuição em relação à média).

Tabela 4.1 – Relação dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio identificados.

<b>Id.</b>	<b>Ano</b>	<b>Mês</b>	<b>Dia</b>	<b>Id.</b>	<b>Ano</b>	<b>Mês</b>	<b>Dia</b>	<b>Id.</b>	<b>Ano</b>	<b>Mês</b>	<b>Dia</b>
1	1982	9	9	41	1997	1	19	81	2002	3	28
2	1984	10	16	42	1997	2	19	82	2002	3	29
3	1984	10	17	43	1997	5	7	83	2002	3	30
4	1984	11	5	44	1997	5	8	84	2002	3	31
5	1984	11	6	45	1997	5	9	85	2002	4	11
6	1985	6	12	46	1997	5	10	86	2002	5	17
7	1985	11	11	47	1997	5	18	87	2002	7	3
8	1988	1	3	48	1997	5	19	88	2003	1	18
9	1988	1	4	49	1997	5	20	89	<b>2003</b>	<b>2</b>	<b>22</b>
10	1988	2	23	50	1997	8	1	90	2003	10	16
11	1988	2	24	51	1997	8	18	91	2004	4	7
12	1990	9	5	52	1997	8	19	92	2004	4	8
13	1990	9	6	53	1997	9	13	93	2004	4	15
14	1990	10	8	54	1997	9	14	94	2004	4	16
15	1990	10	11	55	1997	10	14	95	2004	4	17
16	1990	10	12	56	1997	11	5	96	2006	5	30
17	1991	1	29	57	1997	11	10	97	2008	7	17
18	1991	1	30	58	1997	12	22	98	2008	7	18
19	1991	2	21	59	1997	12	23	99	2009	9	2
20	1991	2	22	60	1997	12	30	100	2009	9	3
21	1992	9	21	61	1997	12	31	101	2009	12	23
22	1992	9	22	62	<b>1998</b>	<b>1</b>	<b>6</b>	102	2010	1	4
23	1992	10	30	63	1998	1	28	103	2010	1	19
24	<b>1992</b>	<b>10</b>	<b>31</b>	64	1998	1	29	104	2010	2	4
25	1993	8	25	65	1998	2	24	105	2010	2	14
26	1993	8	26	66	1998	2	25	106	2010	2	21
27	1993	10	30	67	1998	2	26	107	2010	2	23
28	1993	10	31	68	1998	2	27	108	2013	10	23
29	1994	9	20	69	1998	4	14	109	2013	10	24
30	1995	1	5	70	1998	4	15	110	2013	10	25
31	1995	4	10	71	1998	5	21	111	2016	10	19
32	1995	9	10	72	1998	5	22	112	2016	10	20
33	1995	9	11	73	1998	5	23	113	2016	10	21
34	1995	9	12	74	1998	11	17	114	2016	10	22
35	1996	1	24	75	1999	4	3	115	2016	10	23
36	1996	1	25	76	1999	4	4	116	2018	11	12
37	1996	3	29	77	2000	12	27				
38	1996	4	5	78	2000	12	28				
39	1996	9	20	79	2001	3	23				
40	1997	1	18	80	2002	1	27				

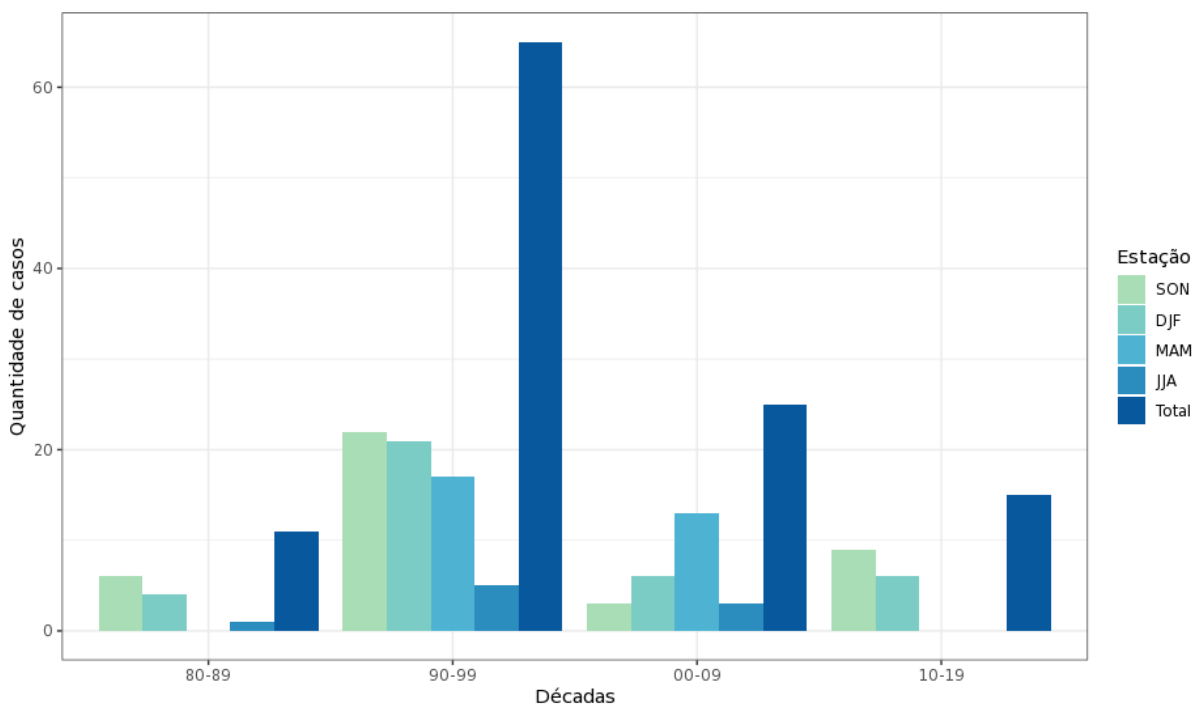
Figura 4.9 – Série completa da coluna total de ozônio em Santa Maria (linha cinza) e sua média mensal climatológica (linha azul) (painel superior); anomalia (linha cinza) da cada registro horário em relação à média mensal (UD) e datas (pontos vermelhos) que satisfizeram o critério de seleção dos eventos (painel central); anomalias negativas (barras) da coluna total de ozônio dos eventos (%) (painel inferior).



Fonte: Própria autora.

Dos 116 dias identificados com diminuição atípica da CTO em SM, 11 (9%) foram entre 1980-1989, 65 (56%) entre 1990-1999, 25 (22%) entre 2000-2009 e 15 (13%) entre 2010-2019 (Figura 4.10). O período 1990-1999 concentrou mais da metade dos eventos, sendo em SON o 34% deles, em DJF o 32%, em MAM 26% e apenas 8% em JJA.

Figura 4.10 – Distribuição sazonal dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio.



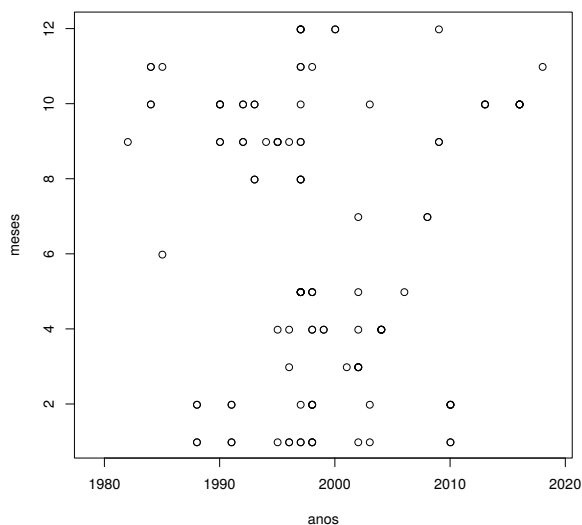
Fonte: Própria autora.

A primavera e o verão foram as estações com maior quantidade de diminuições atípicas da CTO em todas as décadas. Nas décadas de 1990-1999 e de 2000-2009, o outono destacou-se com um número elevado de eventos (17 e 13, respectivamente), revelando a situação crítica dos valores de CTO nesse período (Figura 4.10).

Os meses com maior frequência absoluta de eventos de diminuição da CTO foram outubro (19 eventos) e janeiro (16 eventos), seguidos por setembro e fevereiro (ambos com 14 eventos). Já os meses com menos eventos detectados foram os do inverno: junho (1 evento), julho (3 eventos) e agosto (5 eventos), totalizando 9 eventos. Com isso, as estações com maior frequência foram a primavera (40 eventos), o verão (37 eventos) e o outono (30 eventos) (Figuras 4.12). A distribuição dos eventos de diminuição da CTO por ano e dia do ano pode ser encontrada no Anexo 4.11.

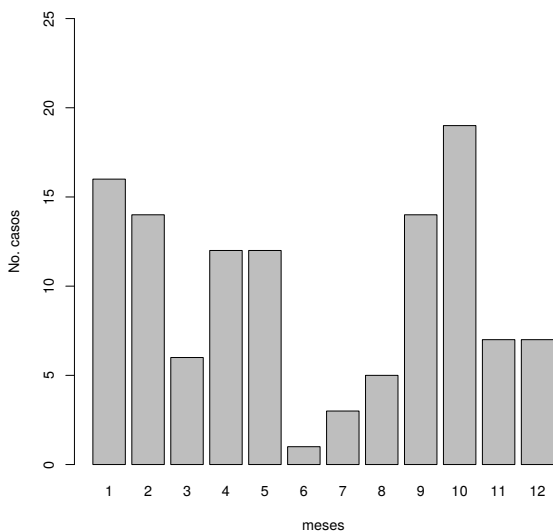


Figura 4.11 – Eventos de diminuição da coluna total de ozônio por anos.



Fonte: Própria autora.

Figura 4.12 – Distribuição dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio por meses.

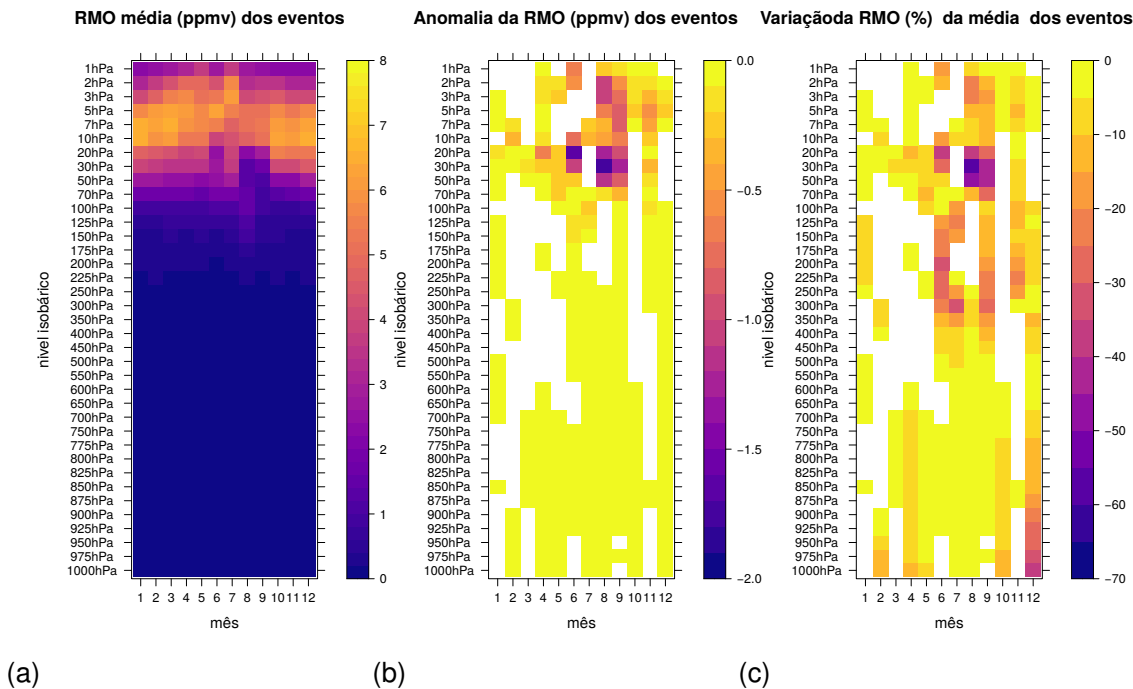


Fonte: Própria autora.

#### 4.2.1 Variação da razão de mistura de ozônio em eventos de diminuição atípica da coluna total de ozônio

Os valores médios mensais do perfil vertical da RMO em SM durante eventos de diminuição atípica da CTO, foram analisados. As anomalias negativas (em *ppmv*) e a redução (em %) médias da razão da RMO nos eventos de diminuição, em relação aos valores médios mensais (da Figura 4.6), aparecem nas Figuras 4.13(b) e 4.13(c), respectivamente.

Figura 4.13 – Valores mensais médios da razão de mistura de ozônio (em *ppmv*) (a), anomalias negativas médias da RMO em *ppmv* (b) e em %, dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio em Santa Maria (c).



Fonte: Própria autora.

Uma diminuição da razão de mistura de ozônio em níveis estratosféricos entre 20 hPa e 70 hPa (Figura 4.13(a)), foi observada a partir do mês de agosto, no fim do inverno, pela instabilidade do vórtice polar que favorece as excursões de ar da região polar e do BOA e o transporte isentrópico de massas pobres em ozônio para regiões de latitudes médias e tropicais (MARCHAND et al., 2005; FARMAN; GARDINER; SHANKLIN, 1985). Essas anomalias negativas da razão de mistura de ozônio foram mais intensas em 30 hPa (diminuição de  $-1.5 \text{ ppmv}$ ), atingindo uma variação de  $-50\%$  (Figuras 4.13(b) e 4.13(c)).

A propagação de anomalias negativas da RMO para os níveis superiores é indicativo da advecção de VP ciclônica pelo transporte isentrópico. Para conservar a vorticidade, os núcleos de VP ciclônica esticam verticalmente as superfícies isentrópicas, ajudando na mistura de massas de ar nessa região. Se o transporte isentrópico é proveniente de uma região de diminuição de ozônio ou de menor RMO, a mistura das parcelas de ar em níveis estratosféricos superiores pode reduzir localmente a RMO.

Anomalias negativas da RMO, mais intensas a partir de agosto, também foram identificadas acima de 3 hPa (Figura 4.13(b)). Nos meses de inverno e primavera, há variações percentuais negativas da RMO entre 100 hPa e 300 hPa (Figura 4.13(c)). Uma possível explicação para isso é a maior atividade da circulação ageostrófica transversal ao jato subtropical sobre a região de estudo, considerando sua maior extensão vertical e seus núcleos mais intensos pelo forte gradiente térmico meridional, característicos dessas estações. Na

primavera também há um aumento da incidência de CCM na região de estudo, com grandes áreas de convecção profunda, que podem contribuir para o deslocamento vertical da tropopausa pelo topos penetrantes, e com uma maior mistura de ar troposférico pobre em ozônio nos níveis baixos da estratosfera.

Durante o verão e o outono as anomalias da RMO são menores que as do resto do ano, em termos absolutos e percentuais, mas tratando-se dos meses nos quais a CTO é menor na região de estudo, qualquer diminuição dos valores da CTO pode incrementar a incidência da radiação solar UV-B.

#### 4.3 CARACTERÍSTICAS SAZONAIS DOS EVENTOS DE DIMINUIÇÃO DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO

Para uma melhor análise das características e processos dinâmicos associados aos eventos de diminuição significativa da coluna total de ozônio, os casos de estudo foram agrupados conforme a estação do ano, em eventos de: inverno (JJA), primavera (SON), verão (DJF) e outono (MAM). Para cada grupo foram calculados os campos médios de diferentes variáveis meteorológicas em níveis estratosféricos e troposféricos de interesse, a partir das simulações com o modelo WRF, assim como os campos médios de CTO, RMO e suas respectivas anomalias médias, a partir das reanálises do ERA-5. Esses resultados são apresentados nas Figuras 4.14, 4.15, 4.16 e 4.17. Os campos médios mensais das mesmas variáveis e níveis podem ser encontradas no Anexo E.1.

As Figuras 4.14, 4.15, 4.16 e 4.17 contém os valores médios para os quatro períodos dos seguintes campos: (a) vorticidade potencial (UVP) no nível isentrópico de 620 K; (b, c, f) linhas de corrente e magnitude do vento ( $m/s$ ) nos níveis isobáricos de 20 hPa, 50 hPa e 200 hPa, respectivamente; (d, e) coluna total de ozônio e suas anomalias (UD); (g, h) perfil meridional da razão de mistura de ozônio (de 1000 hPa até 1 hPa), e suas anomalias ( $ppmv$ ); (i) altura geopotencial ( $dam$ ) e vorticidade relativa ( $10^{-5} s^{-1}$ ) em 500 hPa; (j) perfil meridional (de superfície até 10 hPa) da magnitude do vento ( $m/s$ ), vorticidade potencial (UVP) em contornos coloridos, superfícies isentrópicas (K) e fluxos de massa ( $[kg/m^2 s]$ ) ascendentes (cor azul) e descendentes (cor rosa); (k) perfil meridional (de superfície até 10 hPa) da magnitude do vento ( $m/s$ ), vorticidade potencial (UVP) em contornos coloridos, linhas de corrente e superfícies isentrópicas (K) e (l) pressão ao nível médio do mar (hPa) e contornos de espessura 1000 hPa-500 hPa ( $dam$ ).

### 4.3.1 Padrões sinóticos médios associados a eventos de diminuição da coluna total de ozônio no Sul do Brasil no período de inverno

Os campos médios correspondentes (descrição em 4.3.) aos 8 eventos de diminuição no período de inverno da Figura 4.14 mostram a presença de um cavado pouco pronunciado da vorticidade potencial em 620 K. As linhas de correntes indicam um escoamento com componente meridional de origem polar chegando sobre a região de estudo nesse nível, onde o valor médio da vorticidade potencial próximo de SM, encontrava-se entre -40 e -60 UVP (Figura 4.14(a)). As linhas de corrente em 20 hPa foram muito semelhantes às de 620 K por tratarem-se de níveis muito próximos, principalmente em latitudes médias, ao tempo que uma região com magnitude do vento característica de corrente em jato, foi observada dos 60°S, até o sul do Rio Grande do Sul (Figura 4.14(b)). Em 50 hPa as linhas de corrente foram semelhantes às de 20 hPa, mas a estrutura da corrente de jato na estratosfera, localizou-se ao sul de 45°S (Figura 4.14(c)).

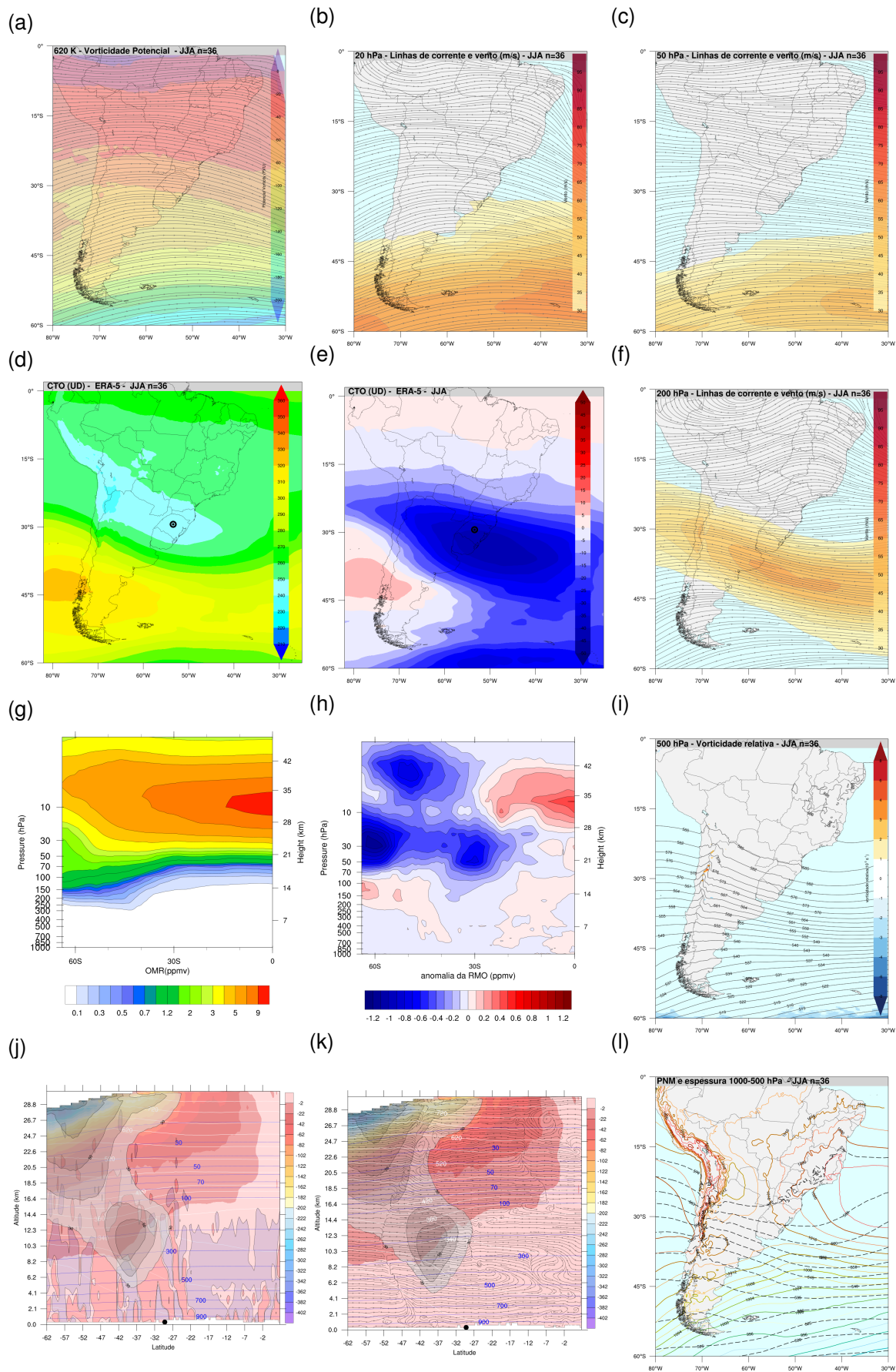
A média da CTO dos eventos de inverno mostrou uma região de menores valores com orientação NO-SE, estendendo-se da região tropical ao norte da cordilheira dos Andes, pelo sul da Bolívia, norte da Argentina, Paraguai e região sul do Brasil, com uma região de máximos em 45°S, a oeste de 70°S (Figura 4.14(d)). As anomalias negativas da CTO em relação ao valor climatológico (Figura 4.14(e)) prevaleceram em quase todo o domínio de estudo. As regiões de maiores anomalias coincidiram com as de menores valores de VP na região do cavado estratosférico de origem polar, mas também parecem estar influenciadas pela localização do jato subtropical.

A região de transição entre as anomalias negativas mais intensas e as anomalias positivas entre 30°S e 45°S, parece delimitada pela região da entrada polar do jato em 200 hPa, onde conforme ao modelo de quatro quadrantes de Uccellini e Kocin (1987), há predominância de movimentos subsidentes que provocam dobras da tropopausa e intrusões de ar estratosféricos em níveis troposféricos (STOHL et al., 2003). A região de anomalias negativas da CTO entre 55°S e 60°S coincide com os maiores módulos da VP e parece ter mais relação com a diminuição do ozônio na estratosfera em altas latitudes, como confirmam os perfis meridionais da RMO (Figura 4.14(g)) e sua anomalia (Figura 4.14(h)).

Os valores da RMO de 2 *ppmv* entre 70 hPa e 30 hPa (Figura 4.14(g)), representam uma anomalia negativa de até 1 *ppmv* do valor climatológico em 60°S (Figura 4.14(h)). A presença do cavado polar ou jato estratosférico é confirmada nos perfis meridionais, chegando até 30°S (Figuras 4.14(j), 4.14(k)). A isógona de 30 *m/s* aparece unindo verticalmente o jato estratosférico com o jato troposférico, criando uma barreira dinâmica para o escoamento meridional na estratosfera. As anomalias positivas da RMO, parecem comprovar que o transporte de ozônio da região tropical para latitudes médias é barrado pela presença do jato estratosférico que, por sua vez, fica delimitando uma região de anomalias negativas da RMO acima de 10 hPa (Figura 4.14(h)).

O núcleo do jato subtropical localizou-se ao sul de 30°S, influenciando nas dobras

Figura 4.14 – Padrões sinóticos médios associados a eventos de diminuição da coluna total de ozônio no Sul do Brasil no período de inverno.



Fonte: Própria autora.

da tropopausa e na altura da tropopausa dinâmica sobre a região de SM (Figuras 4.14(j), 4.14(k)). Ao norte do núcleo do jato prevaleceram os movimentos ascendentes, confirmados pelas linhas de corrente e fluxos de massa ascendentes. Essa condição é favorável para a mistura de ar troposférico com baixa RMO acima da tropopausa dinâmica, contribuindo para a diminuição da coluna total do ozônio. Ao sul do jato, que coincide com a entrada polar do mesmo, a dobra da tropopausa foi significativa e os fluxos de massa e movimentos descendentes predominaram (Figuras 4.14(g), 4.14(h)), provocando anomalias positivas de RMO na troposfera alta e média nessa região e a distribuição dos contornos de RMO (Figuras 4.14(j), 4.14(k)). A baixa altura da tropopausa e as intrusões de ar estratosféricos que acontecem na região ao sul do núcleo do jato, justificam que embora tendo diminuição importante da RMO acima de 70 hPa, os valores de CTO apresentem um máximo nessas latitudes (Figura 4.14(d)).

Em 500 hPa, valores de vorticidade relativa positiva e negativa, alternam-se a sotavento dos Andes (Figura 4.14(i)), abaixo do núcleo do jato em 200 hPa (Figura 4.14(f)). Em média, o escoamento sobre o sul do Brasil foi zonal e sem perturbações significativas. Já em superfície (Figura 4.14(l)), um cavado de onda curta na borda de um sistema de alta pressão com centro sobre o oceano e um cavado sobre o NO da Argentina e outro ao SE do Uruguai, sugerem um situação pré-frontal, com SM na região de advecção quente mostrada pelas linhas de espessura.

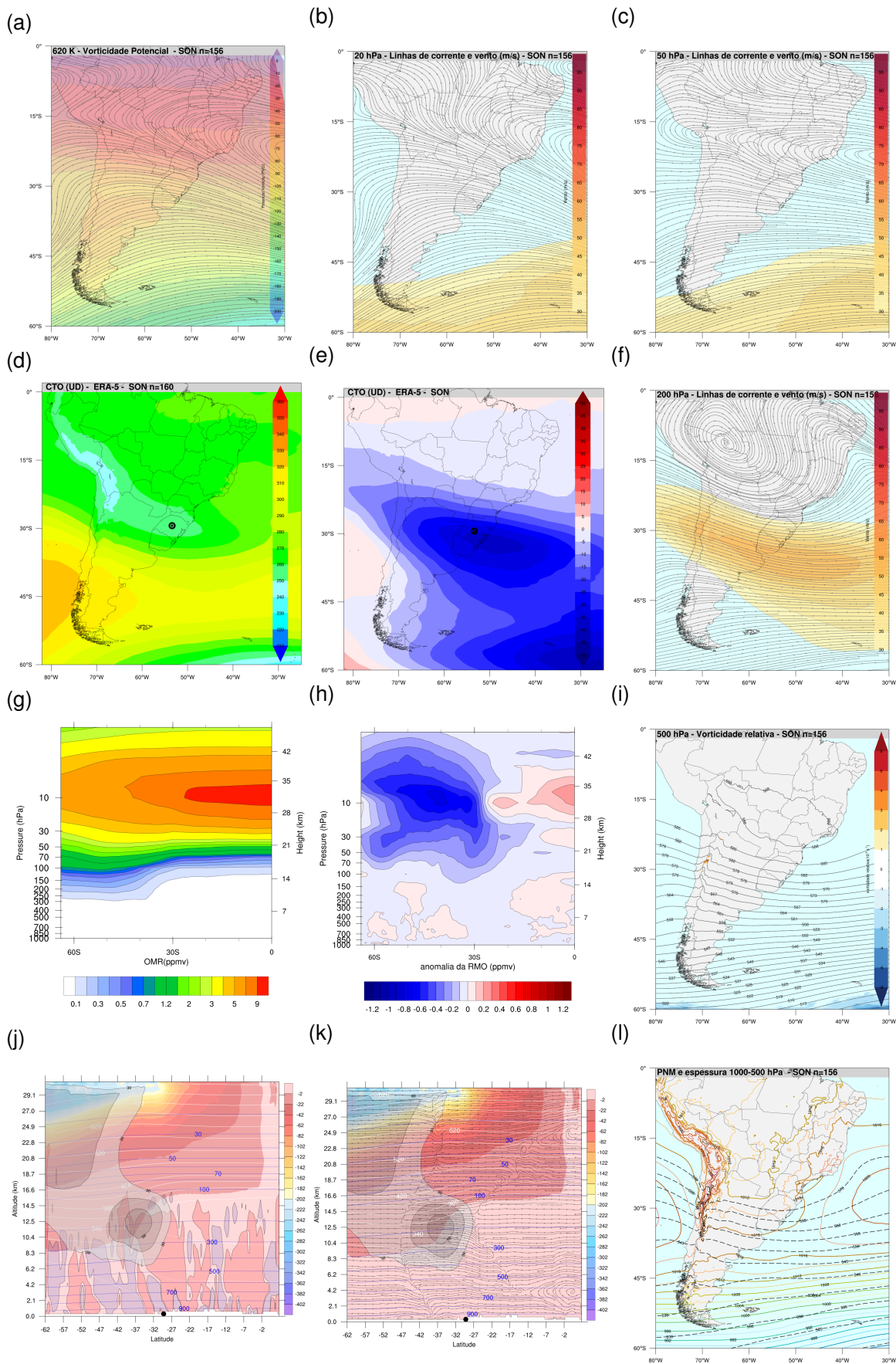
#### **4.3.2 Padrões sinóticos médios associados a eventos de diminuição da coluna total de ozônio no Sul do Brasil no período de primavera**

Os campos médios correspondentes aos 38 eventos de diminuição da CTO identificados no período de primavera, são apresentados na Figura 4.15 (semelhante à Figura 4.14). Os padrões médios dos eventos de primavera são muito semelhante aos dos eventos de inverno. Um cavado mais acentuado no campo da VP, foi identificando chegando até o norte de  $30^{\circ}\text{S}$  e impondo um escoamento levemente confluyente sobre o centro do RS com valores de VP próximos de -100 UVP (Figura 4.15(a)). O escoamento em 20 hPa (Figura 4.15(b)) foi semelhante, confluyente sobre SM e com uma região de jato estratosférico no sul do domínio de estudo (ao sul de  $45^{\circ}\text{S}$ ). O núcleo do jato estratosférico foi menos intenso que no inverno mas com uma configuração semelhante. Em 50 hPa, o escoamento sobre SM também foi zonal e levemente confluyente (Figura 4.15(c)).

A CTO média dos eventos de primavera (Figura 4.15(d)) teve uma configuração muito parecida à do inverno, com mínimos sobre o continente, da cordilheira dos Andes até o sul do Brasil com orientação NO-SE e valores de 260 UD, levemente superiores aos do inverno. O máximo da CTO foi próximo de  $45^{\circ}\text{S}$ . No limite sul do domínio, uma segunda região de mínimos com valores de CTO inferiores a 240 UD foi identificada, coincidindo



Figura 4.15 – Padrões sinóticos médios associados a eventos de diminuição da coluna total de ozônio no Sul do Brasil no período de primavera.



Fonte: Própria autora.

com a região de maior módulo da VP em 620 K, delimitada pelos núcleos do jato estratosférico em 20 hPa e 50 hPa.

As anomalias negativas da CTO sobre SM (Figura 4.15(e)) foram em média de 35 UD, chegando até 40 UD no extremo SE do domínio (na região do BOA). Em geral, a configuração das anomalias negativas foi semelhante à do cavado estratosférico, com exceção do núcleo de anomalias positivas entre  $30^{\circ}\text{S}$  e  $45^{\circ}\text{S}$ , a oeste de  $70^{\circ}\text{O}$ , que coincidiu com a entrada polar do jato troposférico em 200 hPa (Figura 4.15(f)), região confluyente e onde movimentos descendentes associados à circulação transversal (ao núcleo do jato) direta, são esperados (UCCELLINI; KOCIN, 1987).

Comparando o campo médio de 200 hPa com o da CTO, é possível observar como a faixa de máximos da última, começa justo ao sul do núcleo do jato subtropical (entre  $35^{\circ}\text{S}$  e  $40^{\circ}\text{S}$ ), favorecido pelas dobras da tropopausa geradoras de eventos de intrusão de massa estratosférica na troposfera. Isso é representado na curvatura dos contornos de RMO no perfil vertical (Figura 4.15(g)), onde os contornos em verde e azul (de 0.1 *ppmv* até 3 *ppmv*) que abrangiam uma espessura entre 15 km e 22 km de altitude ao norte do núcleo do jato subtropical, são esticados verticalmente para a superfície ao sul do núcleo, ocupando toda a camada entre 9 km e 22 km e acompanhando a dobra da tropopausa dinâmica nos perfis da simulação (Figura 4.15(j), Figura 4.15(k)).

As anomalias médias da RMO dos eventos de primavera abrangeram toda a estratosfera acima de 100 hPa e ao sul de  $30^{\circ}\text{S}$  (Figura 4.15(h)). Uma transição para as anomalias positivas ao norte de  $30^{\circ}\text{S}$  foi observadas em 10 hPa, na região de encontro dos escoamentos tropical e polar e de maior gradiente da VP.

Os perfis verticais médios das simulações do eventos de primavera foram muito semelhantes aos de inverno, com uma estrutura vertical do vento unindo o jato estratosférico e o jato troposférico subtropical (Figura 4.15(j), Figura 4.15(k)). O núcleo do jato na estratosfera foi menos intenso que no período de inverno e um pouco mais ao sul acima de 50 hPa. O jato subtropical foi menos profundo, chegando até 400 hPa. Os fluxos de massa ascendentes ao norte do núcleo do jato e descendentes ao sul, na região de maior curvatura da tropopausa (Figura 4.15(j)), acompanharam a configuração das linhas de correntes nessas regiões (Figura 4.15(k)). O campo médio de superfície novamente representou um cavado invertido e a curvatura da espessura indicando uma região de advecção quente sobre SM (Figura 4.15(l)).

### **4.3.3 Padrões sinóticos médios associados a eventos de diminuição da coluna total de ozônio no Sul do Brasil no período de verão**

Os eventos de diminuição da CTO identificados no período de verão (27), apresentaram condições sinóticas e dinâmicas muito diferentes aos do inverno e primavera, como



mostram os campos médios da Figura 4.16. Em níveis estratosféricos foi identificado um escoamento quase zonal de leste para oeste, devido à inversão do escoamento planetário característico da estação. Os valores de VP (Figura 4.16(a)) em 620 K sobre o sul do Brasil foram de -50 UVP e não foram observados núcleos de magnitude do vento de jato em 20 hPa (Figura 4.16(b)). Já no perfil médio de 50 hPa uma circulação anticiclônica com centro na costa leste do RS, foi observada atuando sobre o Sul do Brasil, norte da Argentina, Paraguai e Uruguai (Figura 4.16(c)).

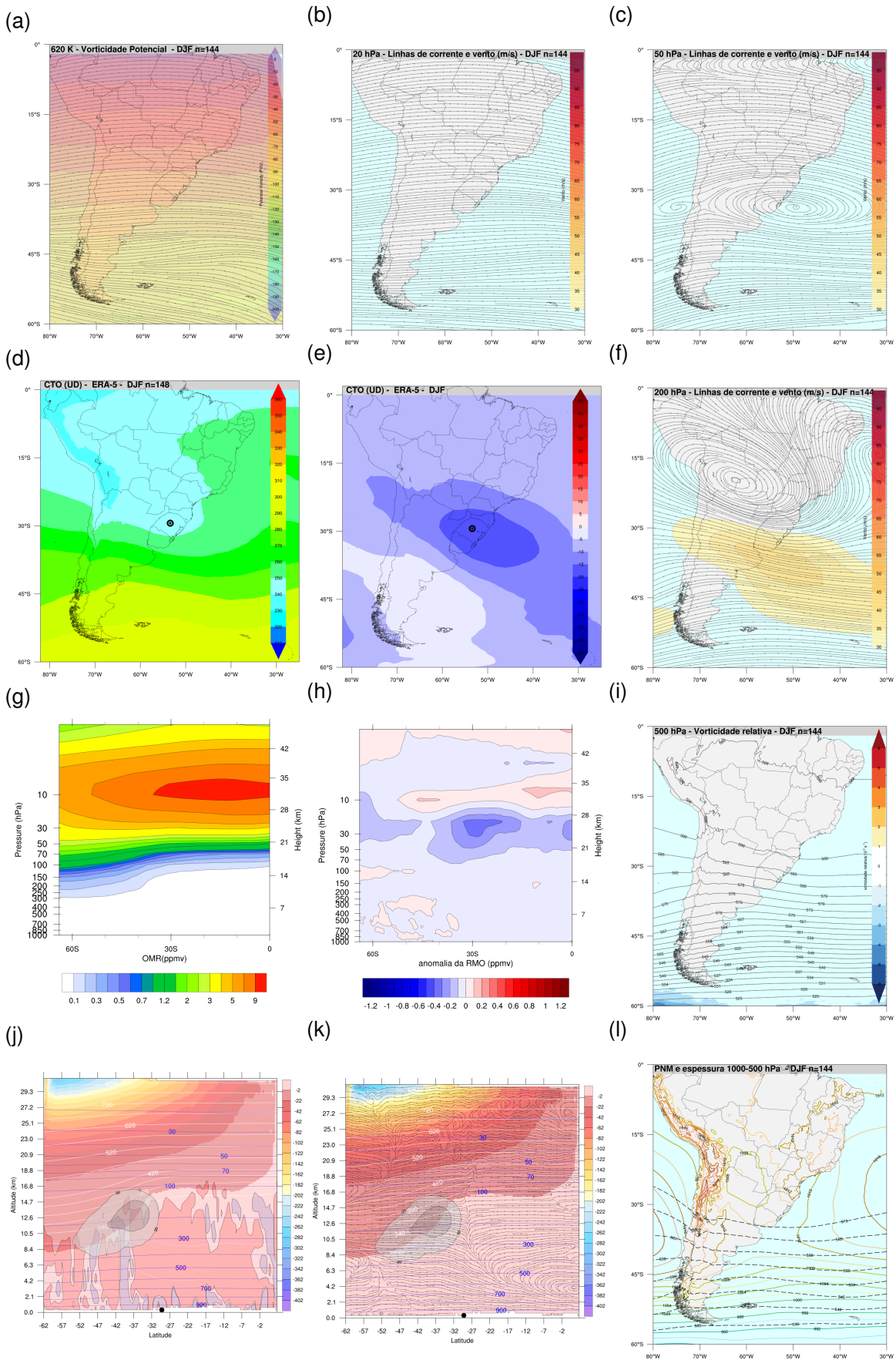
No campo médio da CTO os menores valores também foram em regiões tropicais, aumentando nas latitudes médias, com uma faixa de máximo em  $60^{\circ}\text{S}$  (Figura 4.16(d)). Os valores mínimos da CTO foram observados sobre o norte dos Andes chegando no sul do Brasil com valores inferiores a 250 UD (semelhante ao valor de CTO dos eventos de inverno). As maiores anomalias negativas da CTO (Figura 4.16(e)) foram em média de 15 UD sobre o RS, com uma orientação NO-SE coincidindo com a entrada equatorial do núcleo do jato subtropical em 200 hPa (Figura 4.16(f)), região de difluência e movimentos ascendentes, ao sul da intensa circulação anticiclônica correspondente à Alta da Bolívia. Anomalias menores da CTO foram registradas na entrada polar do núcleo, onde há um aumento da confluência e subsidência e marcadas dobras da tropopausa. O núcleo do jato, localizado ao sul de SM foi menos intenso ( $60\text{ m/s}$ ), o que pode ter influenciado em dobras da tropopausa menos acentuadas.

A RMO foi maior de  $9\text{ ppmv}$  sobre SM, entre 30 e 35 km de altitude, com predomínio das anomalias positivas nessa camada da atmosfera (Figura 4.16(g)). Anomalias negativas da RMO predominaram no restante do perfil meridional (Figura 4.16(f)), porém foram muito menores se comparadas com as dos eventos de inverno e primavera. A maior anomalia negativa da RMO sobre SM ( $0.4\text{ ppmv}$ ), foi observada entre 30 hPa e 50 hPa. Sem presença de cavados estratosféricos, no perfil meridional da VP, os valores mais ciclônicos de VP ficaram mais distantes dos  $30^{\circ}\text{S}$ . Com uma posição mais ao sul e uma menor abrangência vertical do jato subtropical, a dobra da tropopausa dinâmica e a deformação das superfícies isentrópicas na troposfera alta foi menos acentuada (Figura 4.16(j), Figura 4.16(k)). Ao norte do jato, uma grande região com fluxos de massa ascendentes (Figura 4.16(j)) coincidiu com o escoamento médio ascendente, que adentrou-se também na baixa estratosfera (Figura 4.16(k)).

#### **4.3.4 Padrões sinóticos médios associados a eventos de diminuição da coluna total de ozônio no Sul do Brasil no período de outono**

Os campos médios dos 30 eventos de diminuição da CTO em Santa Maria identificados nos meses de outono são apresentados na Figura 4.17. O escoamento estratosférico médio em 620 K exibiu características da estação de transição, com um ponto de colo sobre

Figura 4.16 – Padrões sinóticos médios associados a eventos de diminuição da coluna total de ozônio no Sul do Brasil no período de verão.



Fonte: Própria autora.

o norte da Argentina e uma confluência dos escoamentos da região tropical e de latitudes médias próximo de SM, com -60 UVP sobre essa região (Figura 4.17(a)). O escoamento em 20 hPa confirmou esse padrão (Figura 4.17(b)), com uma circulação anticiclônica sobre o sudeste e sul do Brasil, confluindo com o escoamento de um cavado pouco profundo sobre o norte da Argentina. Em 50 hPa uma intensa circulação anticiclônica entre 15<sup>0</sup>S e 35<sup>0</sup>S, centrada sobre o norte do RS, impôs sobre SM influência do escoamento zonal levemente confluyente (Figura 4.17(c)). Nesses níveis estratosféricos não foram achadas evidências de jatos no padrão médio.

O valor médio da CTO dos eventos de outono mostrou valores inferiores a 240 UD sobre o norte da Argentina e o Sul do Brasil (Figura 4.17(d)), que representam anomalias médias de até -30 UD sobre o RS (Figura 4.17(e)), na região de difluência na entrada equatorial do núcleo (de 45 *m/s*) do jato em 200 hPa (Figura 4.17(f)).

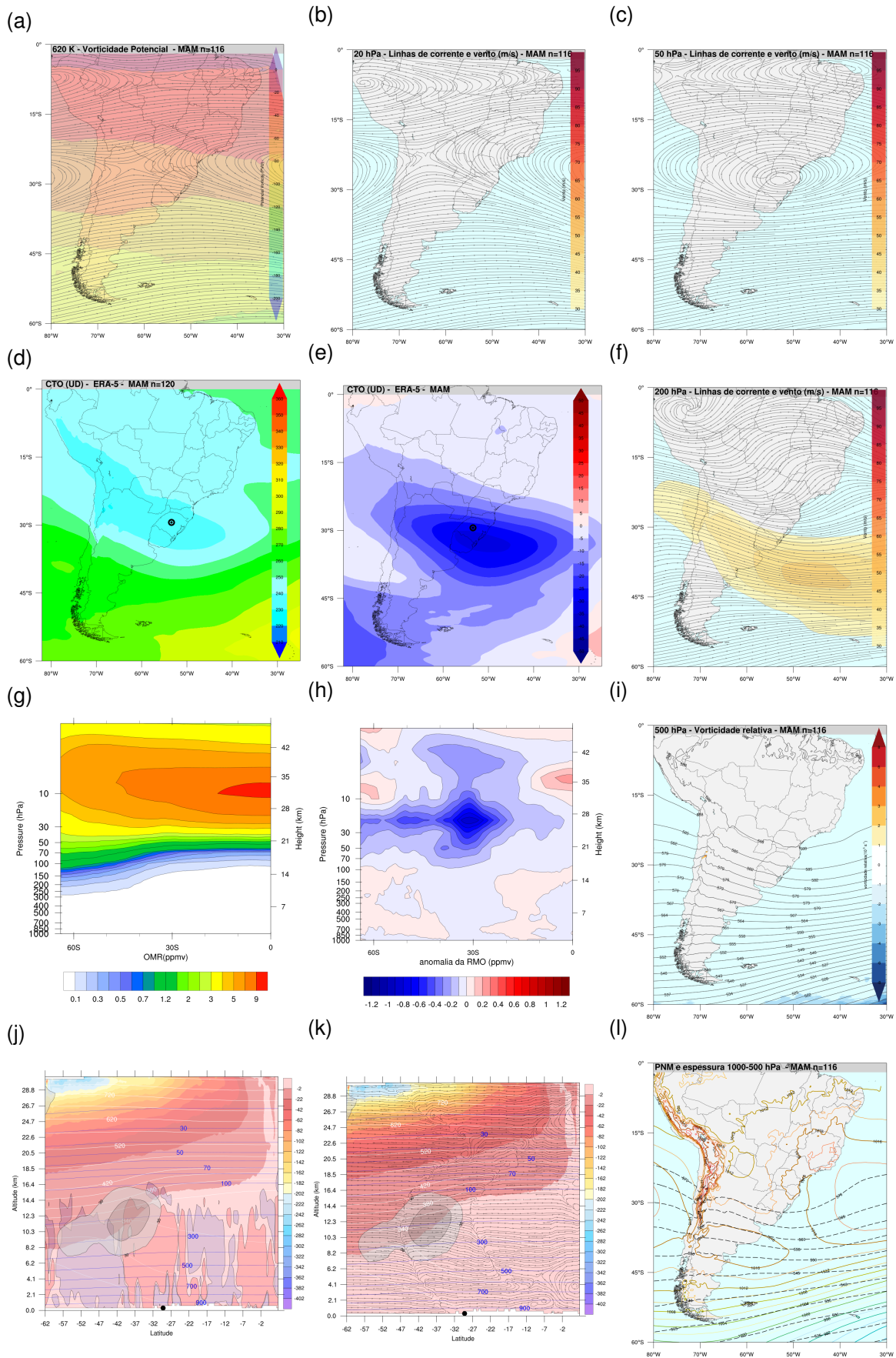
No perfil meridional da razão de mistura, o valor máximo acima de 30<sup>0</sup>S foi inferior a 9 *ppmv* (Figura 4.17(g)). Uma curvatura dos contornos de RMO foi observada no perfil médio entre 50 hPa e 10 hPa, indicando uma diminuição do ozônio nesses níveis. Isso foi confirmado no perfil meridional das anomalias médias da RMO (Figura 4.17(h)), pelas anomalias negativas de até 0.9 *ppmv* na mesma região onde um aumento da VP ciclônica foi identificado acima de 20 hPa no perfil meridional da simulação e onde as linhas de corrente mostraram uma região de mistura. Em geral, as anomalias negativas da RMO próximo de 30<sup>0</sup>S, abrangeram toda a coluna atmosférica analisada, diferentemente dos eventos de verão.

A estrutura vertical do jato subtropical foi semelhante à do verão (Figura 4.17(j), Figura 4.17(k)), porém um pouco mais profundo e com uma extensão para sul que poderia ser reflexo do núcleo do jato polar ou da junção de ambos (REBOITA et al., 2010). Ao norte do jato subtropical predominaram linhas de corrente e fluxos de massa ascendentes, enquanto que na entrada polar os fluxos de massa descendentes foram dominantes.

A anomalia negativa média da CTO (40 UD) entorno de 30<sup>0</sup>S (Figura 4.17(e)) foi maior que a observada nos eventos de verão (20 UD). As maiores anomalias da RMO (-0.9 *ppmv*) foram entorno de 20 hPa, mas abrangeram níveis superiores também (Figura 4.17(h)). O padrão da Alta da Bolívia não apareceu no campo médio em 200 hPa dos eventos de outono (Figura 4.17(f)), mas foi apreciável um escoamento de origem tropical, muito difluente sobre SM na entrada equatorial do jato subtropical. Todos os eventos de diminuição atípica da CTO em Santa Maria, identificados no outono, aconteceram dentro do período de maior diminuição da camada de ozônio (1995-2006) na região de estudo. As anomalias da RMO em vários níveis estratosféricos fornecem evidências da grande diminuição de ozônio.

Alguns dos eventos apresentaram padrões sinóticos semelhantes aos eventos de verão, com SM na região de maior difluência da entrada equatorial do jato subtropical ao sul da Alta da Bolívia. Houve vários eventos identificados em dias consecutivos (de dois

Figura 4.17 – Padrões sinóticos médios associados a eventos de diminuição da coluna total de ozônio no Sul do Brasil no período de outono.



Fonte: Própria autora.

até quatro dias).

Uma combinação de anomalia ciclônica na baixa estratosfera (620 K e 20 hPa) e anomalia anticiclônica em níveis inferiores (50 hPa) foi observada em vários dos eventos, produzindo importante diminuição da CTO sobre a América do Sul e SM. Essas condições são semelhantes às propostas por James e Peters (2002) para explicar a formação de mini-buracos da camada de ozônio sobre a Europa no período de verão.

#### **4.3.5 Discussão das características sazonais dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio**

A região de diminuição da CTO nos eventos identificados parece ser determinada por vários fatores. Um deles é a posição relativa ao jato subtropical. O ramo descendente da circulação transversa ao jato (na entrada polar) é geralmente a fronteira sul da região de maior diminuição, embora as anomalias da CTO aconteçam também muito mais no sul. Isso é uma consequência das dobras da tropopausa associadas à própria circulação transversal ao núcleo do jato. O jato provoca o deslocamento vertical ou dobra da tropopausa dinâmica (ao sul do núcleo do jato) e com isto favorece as intrusões de ozônio nessa região, até níveis médios da troposfera, tanto que essa região é caracterizada por anomalias positivas da RMO.

Já na estratosfera, há um domínio do escoamento ou transporte isentrópico. Quando o escoamento tem origem na região do BOA, como na maioria dos eventos da primavera, ele contribui para a diminuição da CTO, com um papel importante dos núcleos de VP ciclônica advectados pelo escoamento isentrópico estratosférico de origem polar que implicam o esticamento vertical das superfícies isentrópicas. Assim, as parcelas com pouco ozônio provenientes da região do BOA entre 30 hPa e 50 hPa, são esticadas para níveis superiores e inferiores diminuindo e aumentando localmente a RMO, respectivamente.

Há situações nas quais o transporte de parcelas de ar pobres em ozônio não é evidente, mas nas quais, anomalias de VP ciclônica são observadas em níveis de baixa RMO, favorecendo a separação (esticamento vertical) das superfícies isentrópicas e a mistura de massas de ar em níveis próximos, que podem resultar em diminuições locais da RMO e finalmente da CTO.

No escoamento isentrópico, estruturas menores de VP ciclônica/anticiclônica levam ao esticamento ou achatamento das superfícies isentrópicas. Com isto, parcelas de ar com determinada RMO que se movimentam no escoamento isentrópico são esticadas/achatadas, modificando sua abrangência vertical na atmosfera.

No inverno e na primavera, quando uma importante diminuição de ozônio acontece na região do BOA e o escoamento estratosférico é predominantemente da região polar, os eventos de diminuição da CTO parecem estar mais associados ao transporte isentrópico

associado aos cavados de origem polar. O jato subtropical: ele pode contribuir para acentuar a diminuição da CTO quando a entrada polar do núcleo do mesmo encontra-se ao sul e próximo da região de interesse, dado que prevalecem os movimentos ascendentes da circulação transversa, elevando a posição da tropopausa dinâmica e ajudando na mistura do ar troposférico com baixa RMO na estratosfera.

Pelo contrário, se o núcleo do jato encontra-se numa posição de forma tal que sobre a região de interesse prevaleçam os movimentos descendentes, a intrusão de ozônio estratosférico nessa região da troposfera, opõe-se à diminuição em níveis estratosféricos, resultando numa menor diminuição da CTO.

No verão e no outono, sem transporte isentrópico de origem polar, além dos processos químicos da atmosfera média que controlam o balanço de ozônio, a dinâmica da baixa estratosfera e da alta troposfera, determinam os eventos de diminuição da CTO. Nessas estações e difluência na entrada equatorial do núcleo do jato subtropical e a superposição de anomalias ciclônicas e anticiclônicas em 20 hPa e 50 hPa, parecem ser os mecanismos principais na geração de eventos de diminuição atípica da CTO em SM.

#### 4.4 ESTUDO DE CASOS

Dos 116 eventos identificados de diminuição da CTO em SM, 113 foram simulados satisfatoriamente com o modelo WRF. Três eventos geraram instabilidades numéricas na simulação e foram excluídos da análise (as datas desses eventos aparecem destacadas na Tabela 4.1). Cada evento simulado foi analisado individualmente e neste trabalho serão discutidos 5 eventos que resultaram de interesse por suas características particulares e pelos mecanismos observados que levaram ao evento de diminuição da CTO. Os eventos correspondem às 4 estações do ano e 12 UTC foi o horário escolhido para as análises.

Os campos analisados são os mesmos dos padrões médios sazonais. As Figuras 4.18, 4.20, 4.22 e 4.24 contêm os valores médios para os quatro períodos dos seguintes campos: (a) vorticidade potencial (UVP) no nível isentrópico de 620 K; (b, c, f) linhas de corrente e magnitude do vento ( $m/s$ ) nos níveis isobáricos de 20 hPa, 50 hPa e 200 hPa, respectivamente; (d, e) coluna total de ozônio e suas anomalias (UD); (g, h) perfil meridional da razão de mistura de ozônio (de 1000 hPa até 1 hPa), e suas anomalias ( $ppmv$ ); (i) altura geopotencial ( $dam$ ) e vorticidade relativa ( $10^{-5}s^{-1}$ ) em 500 hPa; (j) perfil meridional (de superfície até 10 hPa) da magnitude do vento ( $m/s$ ), vorticidade potencial (UVP) em contornos coloridos, superfícies isentrópicas (K) e fluxos de massa ( $kg/m^2s$ ) ascendentes (cor azul) e descendentes (cor rosa); (k) perfil meridional (de superfície até 10 hPa) da magnitude do vento ( $m/s$ ), vorticidade potencial (UVP) em contornos coloridos, linhas de corrente e superfícies isentrópicas (K) e (l) pressão ao nível médio do mar (hPa) e contornos de espessura 1000 hPa-500 hPa ( $dam$ ).

#### 4.4.1 Análise sinótica de um evento de diminuição da coluna total de ozônio de verão: 21/02/2010

Uma grande diminuição da CTO sobre o sul do Brasil foi observada no dia 21 de fevereiro de 2010. Nesse dia, às 12 UTC, anomalias negativas da CTO de 20 UD a 30 UD, foram observadas entre 20<sup>0</sup>S e 40<sup>0</sup>S (Figura 4.18(e)). Sobre SM a CTO foi de 240 UD (Figura 4.18(d)). Anomalias positivas da CTO foram registradas ao sul de 40<sup>0</sup>S e sobre o sudeste do Brasil.

No nível isentrópico de 620 K o escoamento ao norte de 40<sup>0</sup>S foi de leste (Figura 4.18(a)). Os valores de VP sobre o centro do RS estiveram entre -40 UVP e -60 UVP. Alguns núcleos de VP ciclônica foram observados sobre o sudeste do Brasil, na região de anomalias positivas da CTO. Em 20 hPa o padrão do escoamento foi semelhante ao de 620 K, com linhas de corrente zonalmente orientadas, de região leste (Figura 4.18(b)). Magnitudes do vento entre 35 e 40 *m/s*, predominaram na faixa compreendida entre o Equador e 15<sup>0</sup>S, sinalizando a fase leste da QBO.

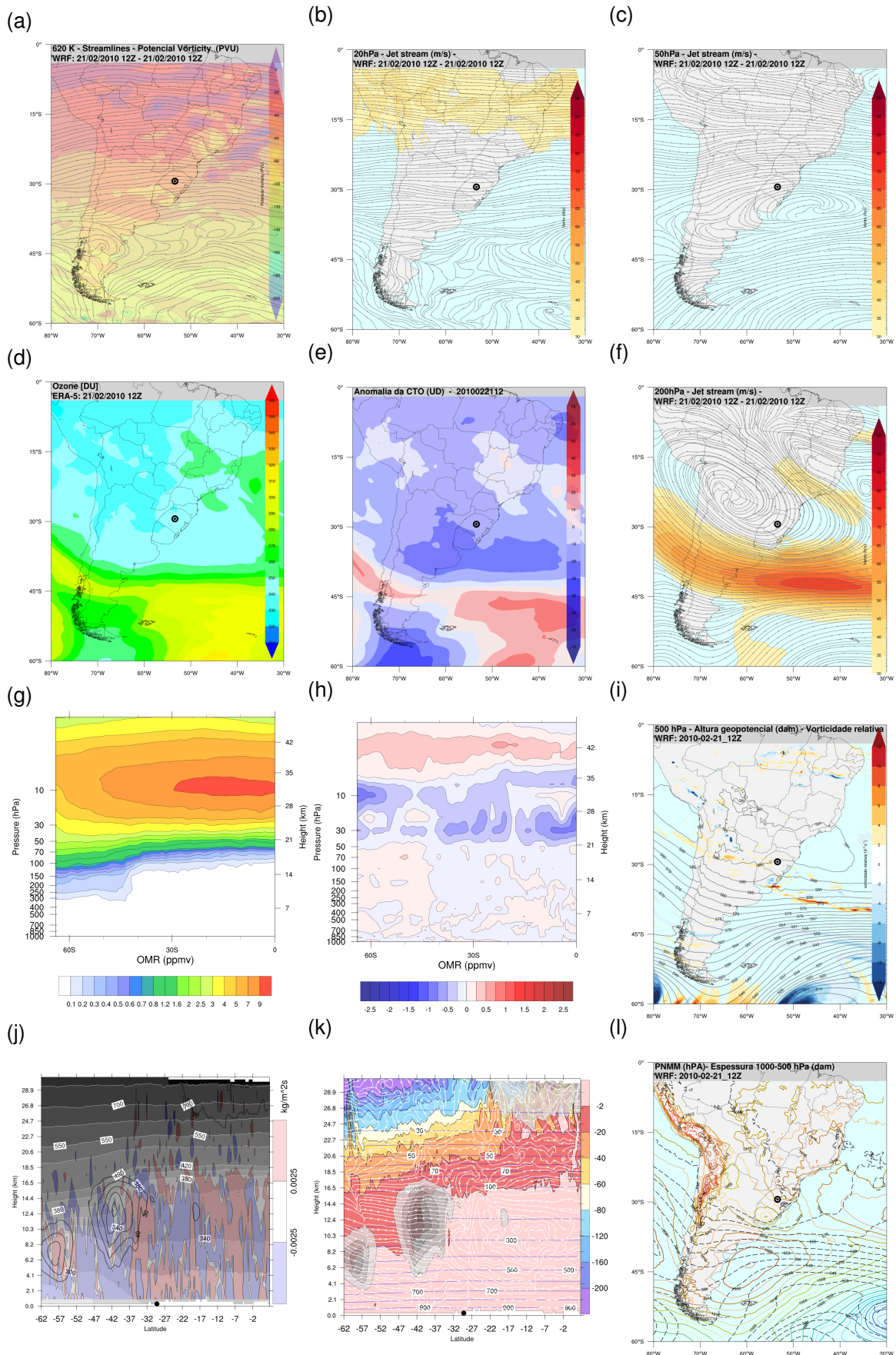
No nível de 50 hPa o escoamento em toda a metade norte do domínio também foi de leste (Figura 4.18(c)). Uma marcada circulação ciclônica estendeu-se entre 30<sup>0</sup>S e 40<sup>0</sup>S, centrada sobre a região de maior difluência na entrada equatorial do núcleo do jato (75 *m/s*) em 200 hPa (Figura 4.18(f)). Nesse nível o centro de circulação da Alta da Bolívia localizou-se sobre o norte da Argentina, oeste do Paraguai e sul da Bolívia. Um escoamento acelerado (com velocidades de vento de 40 *m/s*) com orientação SE-NO foi identificado sobre o Sudeste do Brasil. SM encontrava-se em uma região de advecção quente associada a um sistema de baixas pressões em superfície, com centro no Uruguai (Figura 4.18(l)).

No perfil meridional, os contornos de RMO abaixo de 30 hPa apresentaram uma orientação quase horizontal (Figura 4.18(g)), do Equador até 40<sup>0</sup>S, onde experimentaram uma curvatura associada às dobras da tropopausa e intrusões estratosféricas produzidas pela circulação transversal ao núcleo do jato. Com anomalias positivas da RMO acima de 40 km de altitude e, predominantemente negativas entre 21 e 40 km de altitude, as anomalias observadas abaixo de 50 hPa parecem ser as determinantes dos valores de CTO no domínio de estudo, sendo positivas ao sul do núcleo do jato (Figura 4.18(h)). Uma região de anomalias positivas próximo de 30 km de altitude (ao norte de 10<sup>0</sup>S), coincidindo com a curvatura do contorno de 7 *ppmv*, foi observado na região de mistura das linhas de corrente e ventos de leste (Figura 4.18(k)).

As linhas de corrente e os fluxos de massa (Figura 4.18(k), Figura 4.18(j)) confirmaram os movimentos ascendentes na entrada equatorial do jato e descendentes na entrada polar (ao sul do núcleo do jato). Essa última, coincidindo com a região de maiores anomalias positivas da RMO e da CTO, confirmou o papel do jato como fronteira dinâmica entre regiões de diminuição e aumento da CTO. A intrusão de ozônio estratosférico na troposfera parece capaz de diminuir o efeito de diminuições estratosféricas. A rampa frontal



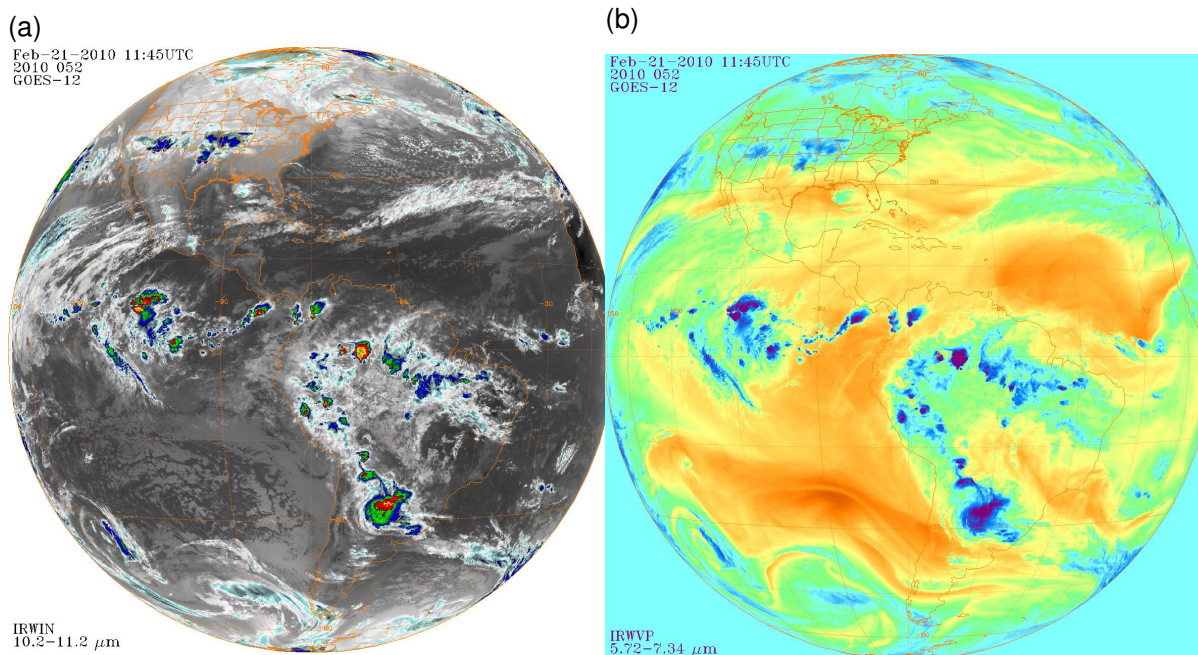
Figura 4.18 – Padrões sinóticos associados ao evento de diminuição da CTO em Santa Maria de 21/02/2010.



Fonte: Própria autora.



Figura 4.19 – Imagens dos canais infravermelho e vapor de água do satélite GOES-12, correspondentes às 12UTC do 21/02/2010.



Fonte: Knapp (2008).

acentuada pelo núcleo do jato subtropical foi tão íngreme nesse caso de estudo, que a tropopausa dinâmica foi de 15 km de altitude em  $40^{\circ}\text{S}$ , para 7 km em  $43^{\circ}\text{S}$  (Figura 4.18(k), Figura 4.18(j)). Ao sul de SM, a tropopausa dinâmica ficou acima do nível de 100 hPa, a 16.5 km de altitude, na região de linhas de corrente ascendentes (Figura 4.18(k)).

Sobre o sudeste do Brasil, uma região de anomalias positivas da CTO e um núcleo de VP ciclônica coincidiu com a região de jato SE-NO em 200 hPa, na mesma região de desaceleração do vento em 20 hPa. As imagens de satélite (Figura 4.19) mostraram uma região de convecção no norte da Argentina e padrões de ressecamento associado a intrusões estratosférica ao sul do jato.

Sem transporte isentrópico de massas de ar desde uma região de diminuição de ozônio, neste evento estudado a posição e intensidade do jato subtropical e os fluxos de massa e movimentos verticais relacionados a ele e às dobras da tropopausa dinâmica, parecem ter determinado as anomalias negativas da RMO e da CTO, característicos de grande diminuição. Também foi observado o papel dos núcleos ou estruturas menores de vortacidade potencial ciclônica no esticamento vertical das superfícies isentrópicas, coincidindo com a região de convecção profunda identificada nas imagens de satélite.

#### 4.4.2 Análise sinótica de um evento de diminuição da coluna total de ozônio de outono: 7/05/1997

Um evento de grande diminuição da CTO sobre o continente da América do Sul foi observado no outono de 1997. Os campos correspondentes às 12 UTC do dia 7 de maio de 1997, são apresentados na Figura 4.20. Nesse dia, as anomalias negativas da CTO de 40 UD (Figura 4.20(e)) foram observadas sobre toda América do Sul, ao sul de 30°S, chegando até 80 UD em 43°S entre 60°O e 65°O, onde o valor da CTO foi inferior a 210 UD (Figura 4.20(d)). Sobre SM, a anomalia negativa da CTO foi de 40 UD em relação ao valor climatológico do mês, registrando 227 UD de CTO.

No nível isentrópico de 620 K (Figura 4.20(a)), um cavado na VP, estendia-se entre 45°S e 15°S, delimitando a fronteira norte das maiores anomalias da CTO. A região central do RS encontrava-se corrente abaixo do eixo do cavado estratosférico, no escoamento levemente confluyente e com valores de VP entre -60 UVP e -80 UVP. Um padrão de escoamento semelhante foi identificado no nível isobárico de 20 hPa, onde não foram observados núcleos de ventos intensos característicos de jatos estratosféricos (Figura 4.20(b)).

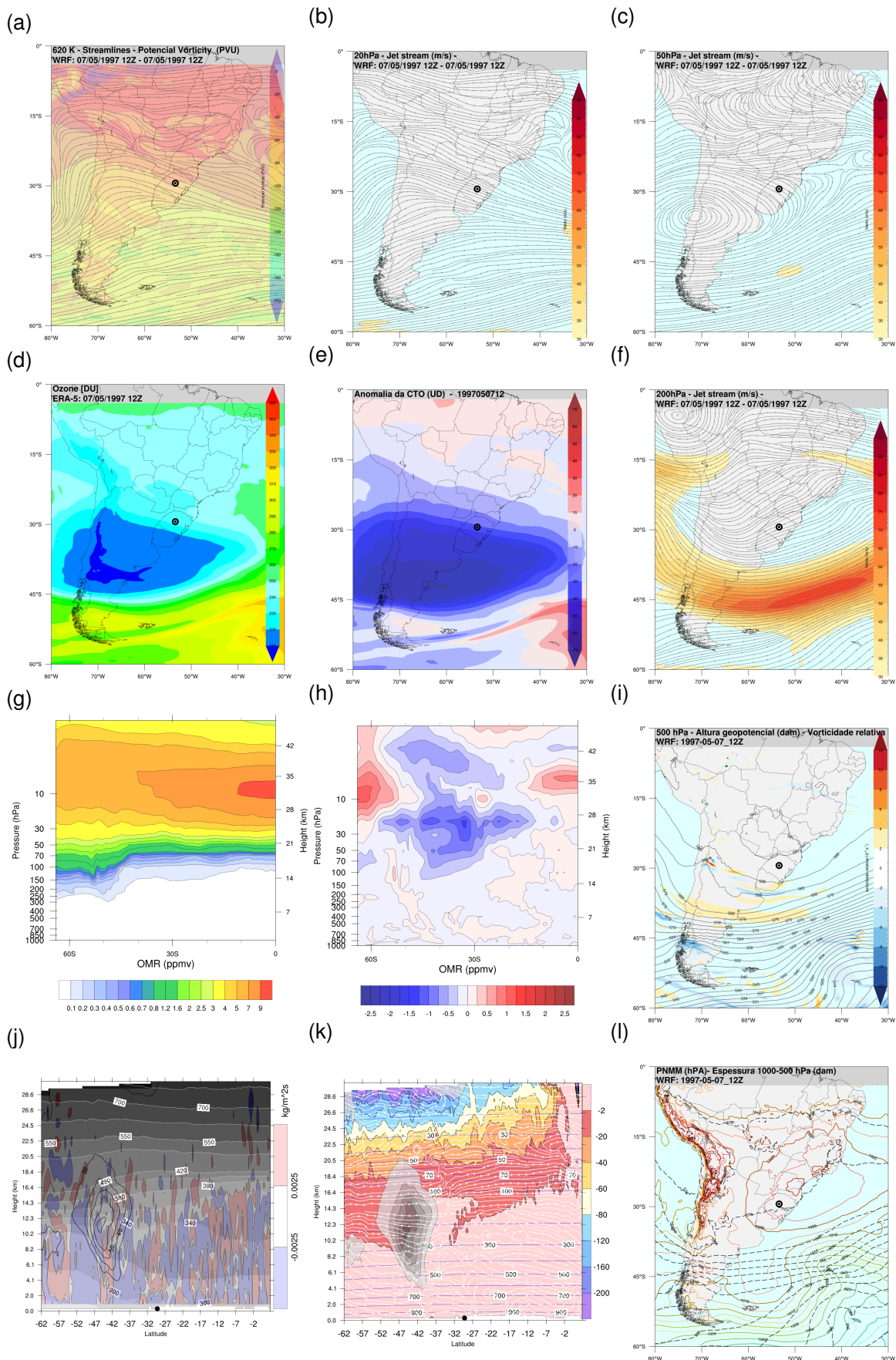
Uma intensa circulação anticiclônica foi identificada em 50 hPa, na região das maiores anomalias negativas da CTO (entre 30°S e 45°S, a oeste de 50°O) (Figura 4.20(c)). Em 200 hPa (Figura 4.20(f)), um ramo da corrente de jato estendeu-se, dos 25°S até 45°S com forte componente meridional, apresentando um núcleo (de 60 m/s), a leste de 60°O, próximo da região de anomalias positivas da CTO. Sobre SM o escoamento não acelerado e levemente difluente em 200 hPa, acompanhou a influência anticiclônica em superfície e sem advecção significativa de vorticidade relativa na troposfera média.

A curvatura dos contornos da RMO no perfil meridional (Figura 4.20(g)), acompanhou a alternância das anomalias ou núcleos de VP em 620 K, ao sul de SM. Isso favoreceu o esticamento vertical das superfícies isentrópicas (Figura 4.20(j)) e contornos de RMO nas regiões de anomalias ciclônicas de VP, alternando com achatamento dos contornos nas regiões de núcleos de VP menos ciclônica (Figura 4.20(k)). A difluência das linhas de corrente acima de 30°S entre 30 e 200 hPa (Figura 4.20(k)), foi observada no perfil vertical, coincidindo com a região de maiores anomalias negativas da RMO, e onde as superfícies isentrópicas atingiram maiores altitudes .

A situação da dinâmica estratosférica neste caso de estudo foi semelhante à superposição de anomalias ciclônica em níveis mais altos e anticiclônica na baixa estratosfera, identificado por James e Peters (2002) como responsável pela formação de mini-buracos da camada de ozônio sobre a Europa.

As grandes anomalias negativas da CTO sobre o continente, com valores de CTO próximos aos do BOA, prolongaram-se nos três dias seguintes, diminuindo na medida que desapareceu o padrão anômalo de circulação estratosférica. As imagens de satélite (Figura 4.21) mostraram condições de pouca nebulosidade associado ao padrão subsidente do anticiclone em superfície e regiões de intrusão estratosférica associadas à posição dos

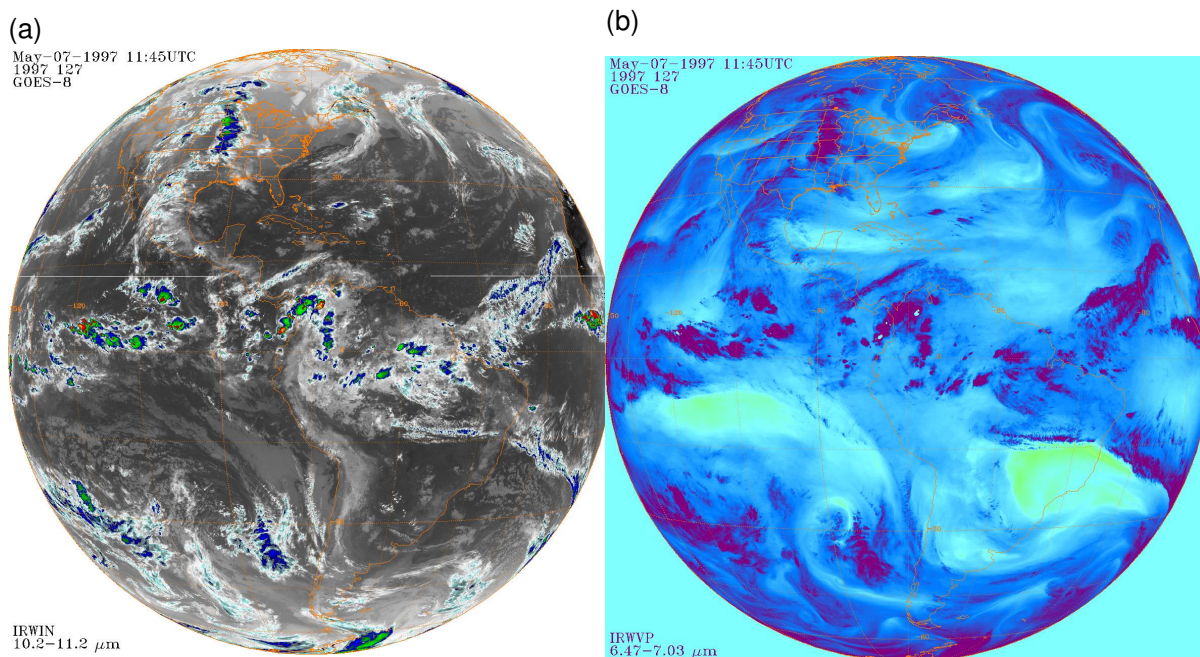
Figura 4.20 – Padrões sinóticos associados ao evento de diminuição da CTO em Santa Maria de 7/05/1997.



Fonte: Própria autora.



Figura 4.21 – Imagens dos canais infravermelho e vapor de água do satélite GOES-8, correspondentes às 12UTC do 7/05/1997.



Fonte: Knapp (2008).

ramos do jato.

Neste caso de estudo, a região de maior anomalia negativa e menor CTO foi delimitada ao norte pela posição do cavado estratosférico da VP ou anomalia ciclônica no escoamento em 20 hPa, e ao sul pelo jato subtropical.

#### 4.4.3 Análise sinótica de um evento de diminuição da coluna total de ozônio de inverno: 18/08/1997

Um evento de diminuição atípica da CTO em Santa Maria foi observado no dia 18 de agosto de 1997. Nesse dia às 12 UTC, a CTO sobre SM foi inferior a 240 UD (Figura 4.22(d)), representando uma anomalia negativa de 60 UD em relação ao valor médio mensal da CTO (Figura 4.22(e)). Em 620 K um escoamento de origem polar associado a um cavado no campo da VP, foi identificado sobre a região de estudo, com -60 UVP sobre SM (Figura 4.22(a)). A estrutura do cavado e os valores da magnitude do vento caracterizando um jato estratosférico foram observados no nível isobárico de 20 hPa (Figura 4.22(b)), agindo até ao norte de  $30^{\circ}\text{S}$ , e até  $37^{\circ}\text{S}$  no nível de 50 hPa (Figura 4.22(c)).

As maiores anomalias negativas da CTO (Figura 4.22(e)) no domínio e uma parte das áreas com menor CTO (Figura 4.22(d)), foram identificados corrente abaixo do eixo do cavado estratosférico, limitadas ao sul pela posição do jato troposférico em 200 hPa (Figura 4.22(f)). A entrada equatorial do núcleo do jato, localizou-se ao sul do RS. Nesse

nível isobárico o escoamento difluente afetou a metade sul do RS (Figura 4.22).

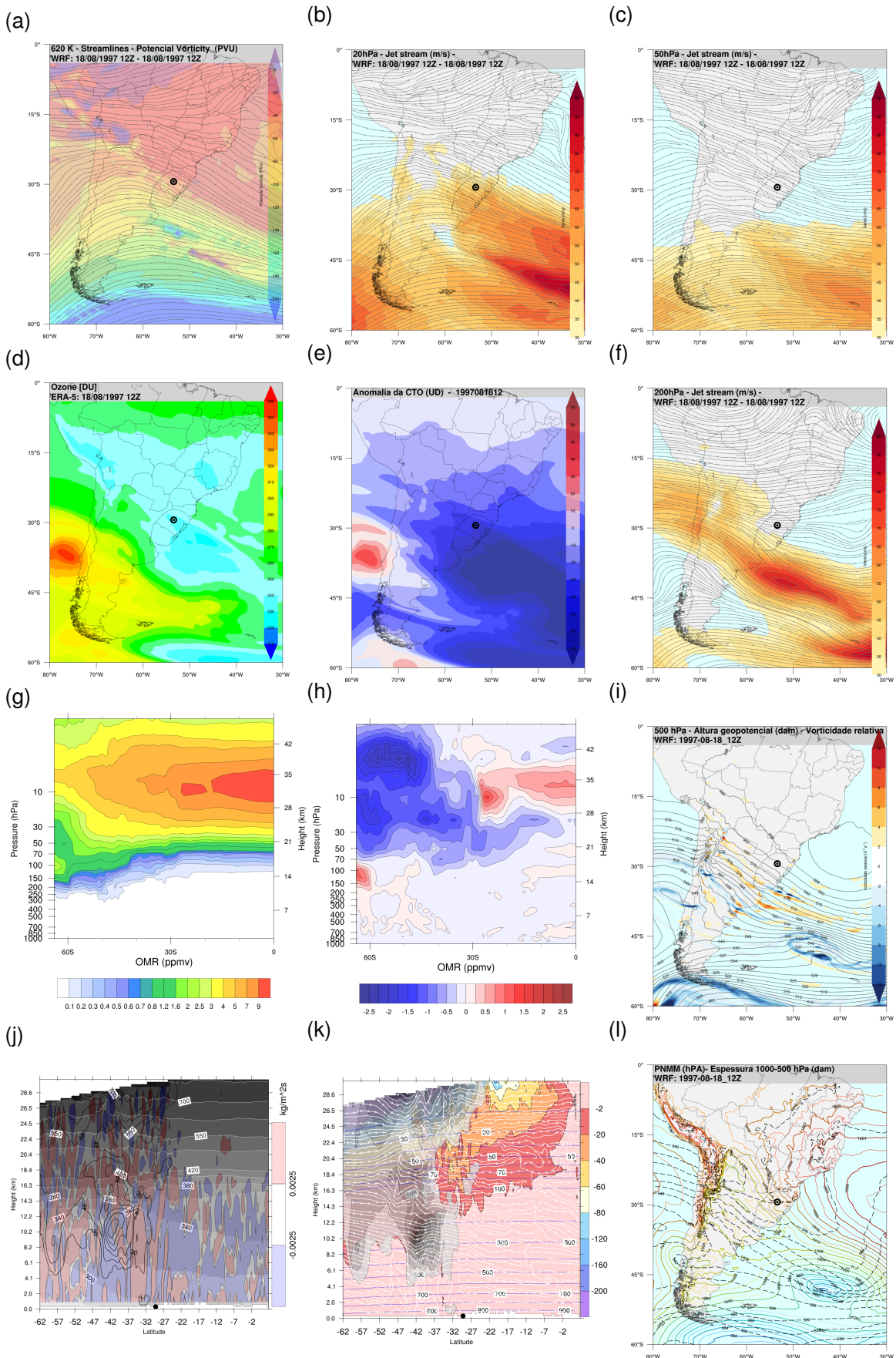
No perfil meridional da RMO o esticamento vertical dos contornos foi observado (Figura 4.22(g)), coincidindo com as regiões de maior VP ciclônica, até pouco mais ao norte de 30°S. Uma região de diminuição da RMO foi identificada próximo de 60°S, entre 20 hPa e 70 hPa, coincidindo com a região de maiores anomalias negativas da RMO (Figura 4.22(h)). A maior RMO foi observada acima de 28 km de altitude, um pouco mais ao norte de 30°S, na região de anomalias positivas de RMO que pode ter sido provocada pelo represamento do escoamento tropical nesses níveis, devido à presença do jato estratosférico ou cavado estratosférico polar. As linhas de corrente de origem polar e as de origem tropical, confluíram precisamente na barreira meridional imposta pelas estruturas do cavado estratosférico e do jato subtropical, favorecendo a mistura de massas de ar de diferente procedência e RMO (Figura 4.22(k)). A alternância de regiões com fluxos de massa ascendentes e descendentes na estratosfera confirmam essa ideia (Figura 4.22(j)). A confluência dos escoamentos parece ainda melhor definida no perfil das anomalias da RMO, no qual as anomalias positivas são interceptadas pelas grandes anomalias negativas em regiões com forte gradiente horizontal de VP (Figura 4.22(k)) que esticam as superfícies isentrópicas (Figura 4.22(j)), resultando na variação da RMO em diferentes altitudes. As imagens de satélite (Figura 4.23) lamentavelmente não mostraram a região de estudo.

O núcleo do jato subtropical em 200 hPa foi observado na mesma região de anomalias da VP ciclônica. As anomalias positivas da VP ciclônica induzem uma resposta (aumento) na magnitude do vento e na altura da tropopausa, intensificando os movimentos verticais (SANTURETTE; GEORGIEV, 2005). O evento de diminuição atípica persistiu no dia 19, com pouca variação na posição e intensidade dos sistemas atuantes na estratosfera e na troposfera.

Neste evento de inverno o cavado polar e jato subtropical foram os responsáveis pela delimitação das anomalias e da CTO. Igualmente foi ilustrado como as anomalias da VP esticam as superfícies isentrópicas, favorecendo a mistura das massas de ar, alterando localmente a RMO. As anomalias negativas da RMO na região do BOA são propagadas para cima pelas estruturas de VP ciclônica, diminuindo localmente a RMO. O impacto final dessas anomalias negativas de RMO na CTO dependerá da posição relativa aos núcleos dos jatos troposféricos. Se a região de anomalia negativa da RMO coincidir com a região subsidente da circulação transversal ao jato, o aumento da RMO em níveis troposféricos se contrapõe à diminuição em níveis estratosféricos, sem gerar grandes anomalias da CTO.

Se a região de anomalias negativas da RMO na estratosfera, coincide com a região difluente da circulação transversal ao jato, então a diminuição da RMO na baixa estratosfera e alta troposfera, produzida pelos movimentos e fluxos de massa ascendentes, que elevam a tropopausa dinâmica, somada a diminuição estratosférica, ambas contribuirão para gerar uma diminuição da CTO nessa região.

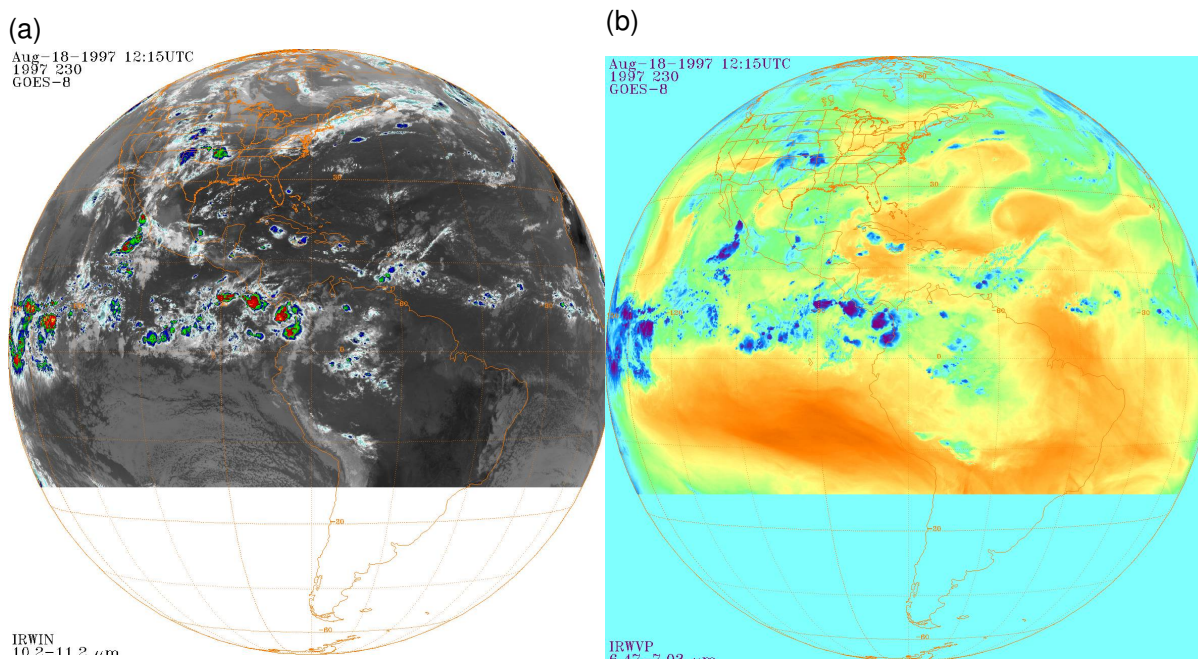
Figura 4.22 – Padrões sinóticos associados ao evento de diminuição da CTO em Santa Maria de 18/08/1997.



Fonte: Própria autora.



Figura 4.23 – Imagens dos canais infravermelho e vapor de água do satélite GOES-8, correspondentes às 12UTC do 18/08/1997.



Fonte: Knapp (2008).

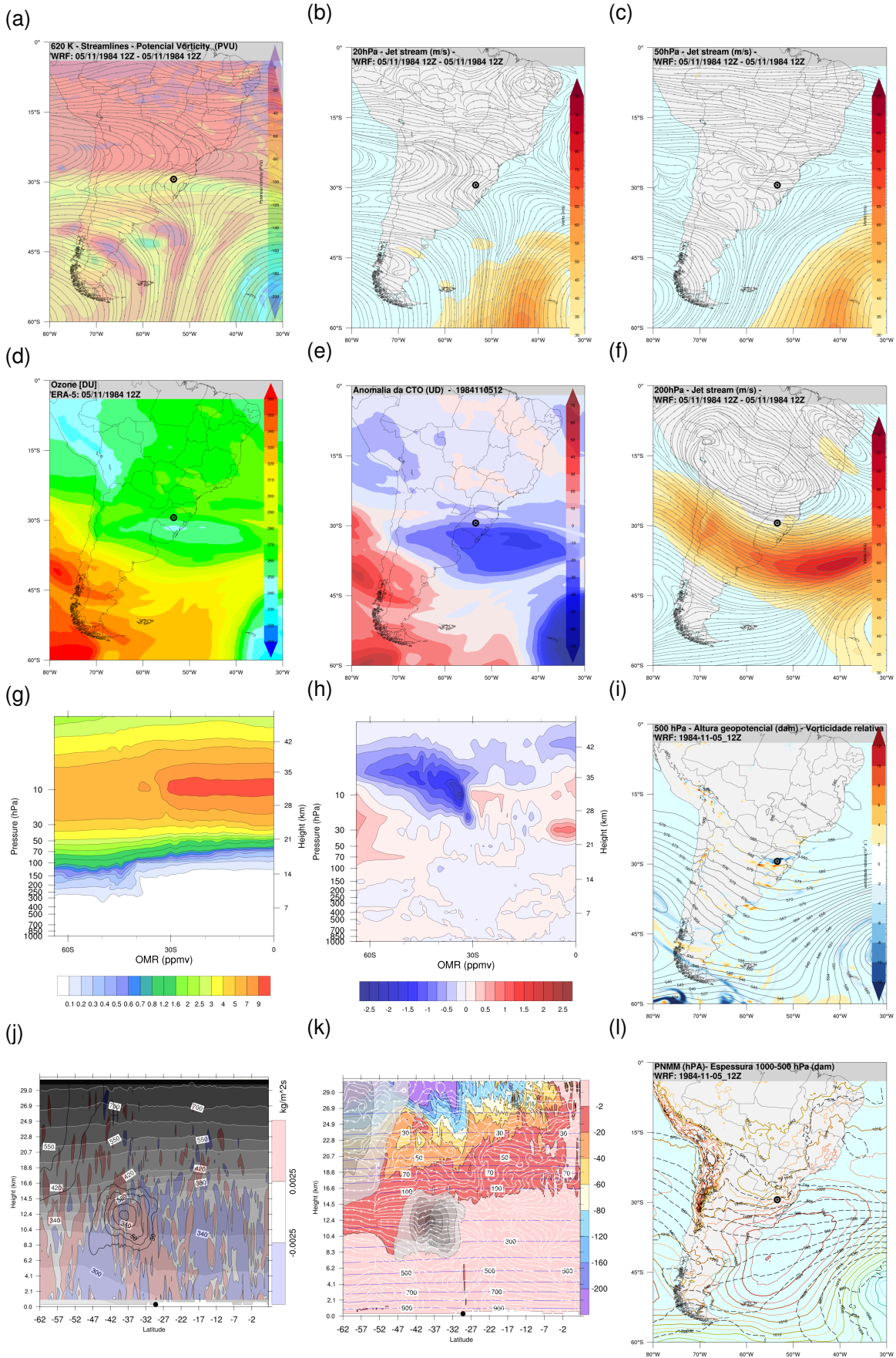
#### 4.4.4 Análise sinótica de um evento de diminuição da coluna total de ozônio de primavera: 5/11/1984

A diminuição da CTO dos dias 5 e 6 de novembro de 1984, mostra o impacto das anomalias das VP ciclônica nesses eventos. No dia 5, uma região de CTO inferior a 250 UD foi identificada sobre o sul do RS (Figura 4.24(d)), onde anomalias negativas de 40 UD e 50 UD foram observadas (Figura 4.24(e)), orientadas zonalmente entre  $30^{\circ}\text{S}$  e  $45^{\circ}\text{S}$ . Em 620 K, uma região de escoamento difluente e VP ciclônica, na região de curvatura ciclônica no escoamento meridional de origem polar (Figura 4.24(a)).

Em 20 hPa, o jato estratosférico orientado meridionalmente foi observado ao sul de  $45^{\circ}\text{S}$  e a leste de  $60^{\circ}\text{O}$  (Figura 4.24(b)). Nesse nível, pequenos núcleos de vento meridionalmente orientados na região de escoamento anticiclônico difluente ( $45^{\circ}\text{S}$ ,  $65^{\circ}\text{O}$  e  $40^{\circ}\text{S}$ ,  $50^{\circ}\text{O}$ ), coincidiram com núcleos de VP ciclônica. Já em 50 hPa, uma circulação anticiclônica influenciava o norte da Argentina, Paraguai e sul do Brasil (Figura 4.24(c)). A entrada equatorial do núcleo do jato em 200 hPa, e levemente difluente na borda da circulação da alta (Figura 4.24(f)), ficou acima de SM, potencializando os movimentos ascendentes na troposfera nessa região. SM ficou na borda de um sistema de alta pressão em superfície (Figura 4.24(l)) centrada ao sul, cavada por um centro de baixas pressões sobre o Paraguai, norte da Argentina e RS (Figura 4.24).

No perfil meridional da RMO (Figura 4.24(g)) não foi identificada a região de mínimo em latitudes mais ao sul que corresponderia ao BOA. A curvatura dos contornos,

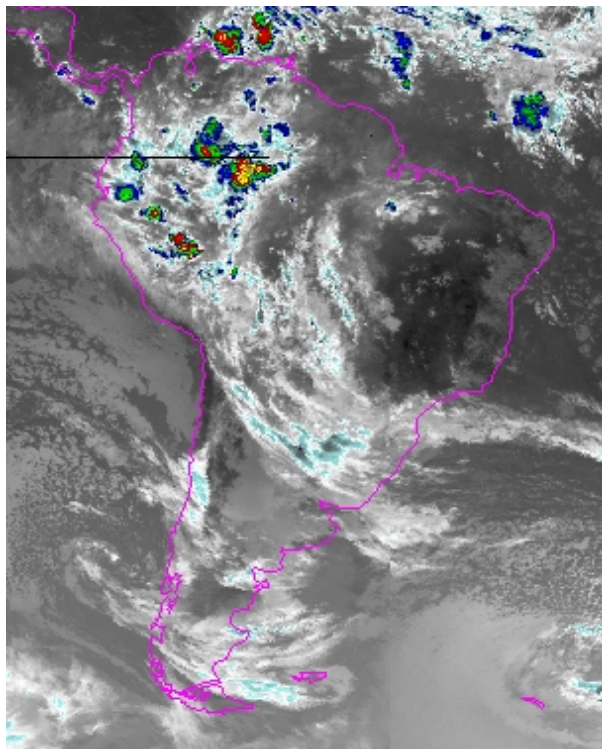
Figura 4.24 – Padrões sinóticos associados ao evento de diminuição da CTO em Santa Maria de 5/11/1984.



Fonte: Própria autora.



Figura 4.25 – Imagens dos canais infravermelho e vapor de água do satélite GOES-6, correspondentes às 12UTC do 5/11/1984.



Fonte: Knapp (2008).

mostrando o esticamento vertical das parcelas em regiões com núcleos de VP ciclônica entre 30 hPa e 70 hPa, foi observada ao sul de  $30^{\circ}\text{S}$ . As maiores anomalias negativas da RMO foram registradas acima de 10 hPa (Figura 4.24(h)). Uma língua de anomalia negativa estendeu-se para níveis inferiores coincidindo com a posição do núcleo de VP ciclônica em 620 K (Figura 4.24). A imagem de satélite (Figura 4.25) mostrou nebulosidade sobre o RS, coincidindo com uma região de vorticidade relativa negativa favorável para movimentos ascendentes em níveis médios da troposfera.

#### 4.4.5 Análise sinótica do evento de diminuição da coluna total de ozônio de 20/10/2016

O presente caso de estudo teve como objetivo examinar de perto os mecanismos que levam aos processos de conexão e transporte dinâmicos entre a estratosfera e a troposfera e a troca de massa entre as duas camadas, durante um evento de diminuição da CTO em latitudes médias, na primavera da América do Sul.

#### 4.4.5.1 19 de outubro, 12 UTC

No dia 19 de outubro de 2016, às 12 UTC, uma região com valores de CTO inferiores a 220 UD, correspondente ao BOA, foi identificada ao sul de  $45^{\circ}\text{S}$  e a leste de  $65^{\circ}\text{O}$  (Figura 4.26(a1)), ao tempo que uma área secundária de diminuição do ozônio, estendia-se do norte da Argentina até o sul do Brasil. O campo da VP e as linhas de corrente no nível isentrópico 620 K (Figura 4.26(b1)) mostraram um cavado de origem polar sobre o sul da América do Sul, alcançando a região sul do Brasil.

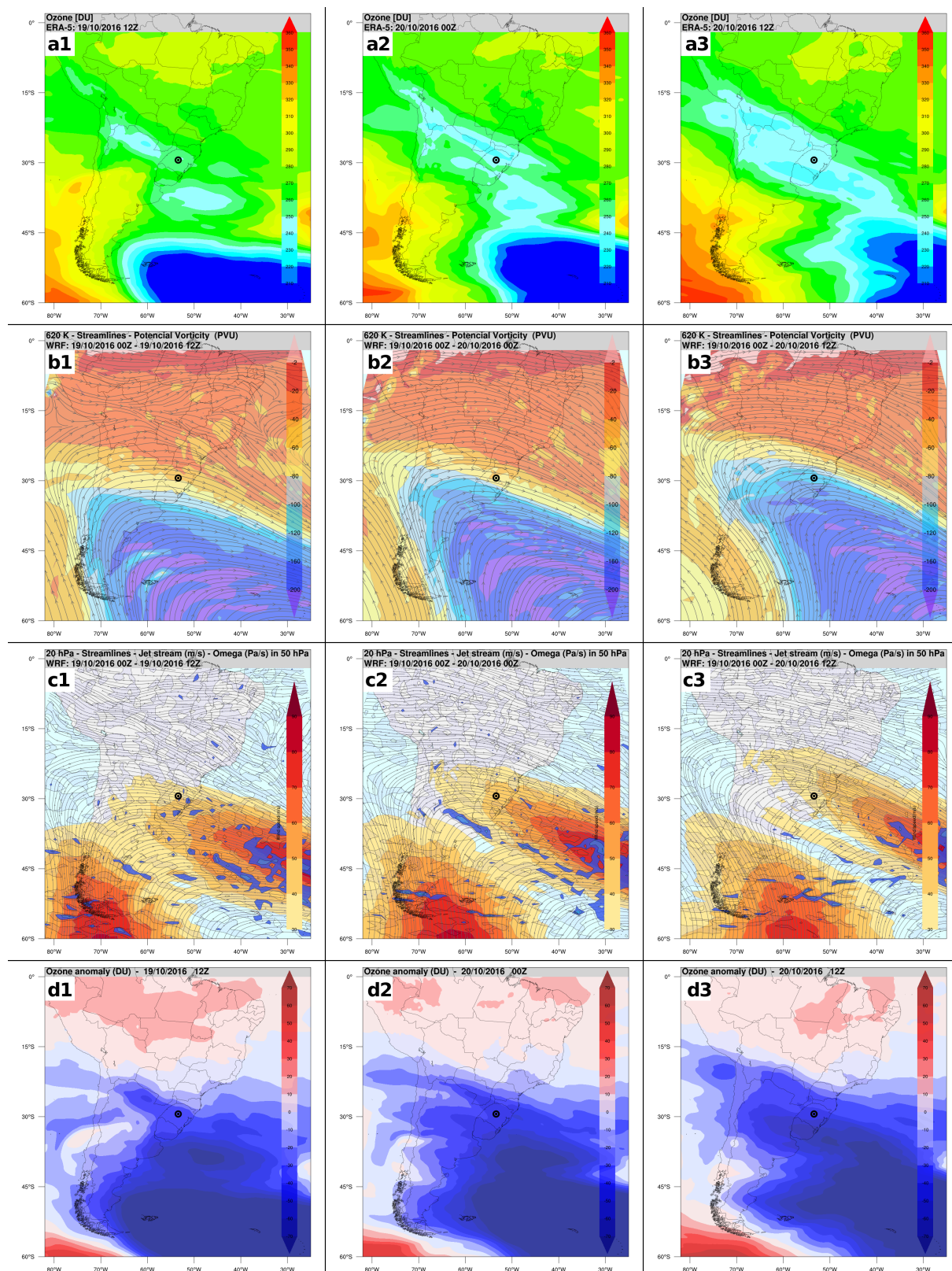
Analisando o escoamento de origem polar associado ao jato estratosférico sobre o sul da Argentina (Figura 4.26(c1)), é possível observar uma mudança zonal da VP, dos baixos valores absolutos relacionados ao cisalhamento anticiclônico do vento no lado oeste da corrente de jato, aos maiores valores absolutos da VP ciclônica da região polar, reforçada pelo cisalhamento ciclônico do vento sobre o lado leste do ramo norte do jato. No interior do cavado, bandas de VP ciclônica, curvadas ciclonicamente (Figura 4.26(b1)), mostraram estruturas sub-sinóticas de concentração da VP ciclônica. Do ponto de vista da análise isentrópica, esses máximos locais na VP ciclônica, atuam localmente para esticar verticalmente as superfícies isentrópicas em direção à superfície e também para níveis superiores.

O escoamento estratosférico no nível isobárico de 20 hPa, também mostrou o cavado, com núcleos do jato corrente acima e corrente abaixo do eixo do cavado (Figura 4.26(c1)). Corrente acima do eixo do cavado, um núcleo do jato com orientação meridional (S-N), estendia-se da fronteira sul do domínio até o sul da Argentina e, desacelerando sobre a região, começou a induzir convergência e subsidência, conforme indicado pelos valores positivos de  $\omega$  em 50 hPa (Figura 4.26(c1), em tons de azul). O mínimo de CTO foi identificado em latitudes tropicais (Figura 4.26(a1)), relacionado com a posição do eixo do cavado estratosférico, na entrada do núcleo do jato (Figura 4.26(c1)), corrente abaixo do cavado estratosférico.

As anomalias negativas da CTO (Figura 4.27(d1)) corresponderam à região do cavado polar com linhas de corrente de origem polar. As maiores anomalias foram encontradas em regiões de altos valores de VP ciclônica, indicando a origem polar das parcelas de ar nessa região (Figura 4.27(b1)). Os núcleos estratosféricos de VP ciclônica ajudaram na mistura de massas de ar pobres em ozônio, esticando verticalmente as superfícies isentrópicas e diminuindo a CTO na região de estudo. Nesse momento, a anomalia negativa da CTO sobre SM superava as 30 UD. Ao norte de  $15^{\circ}\text{S}$ , prevaleceram as anomalias positivas da CTO.

Na alta troposfera, abaixo do cavado estratosférico, um núcleo do jato acelerando desde as montanhas andinas, estendia-se até o Atlântico Sul, com uma orientação NO-SE (Figura 4.27(b1)). A hipótese de subsidência da estratosfera para a troposfera, é reforçada pela imagem de vapor de água do GOES-13 (Figura 4.27(a1)) que mostrou um canal seco, com baixo teor de vapor de água localizado na entrada polar do núcleo do jato troposférico.

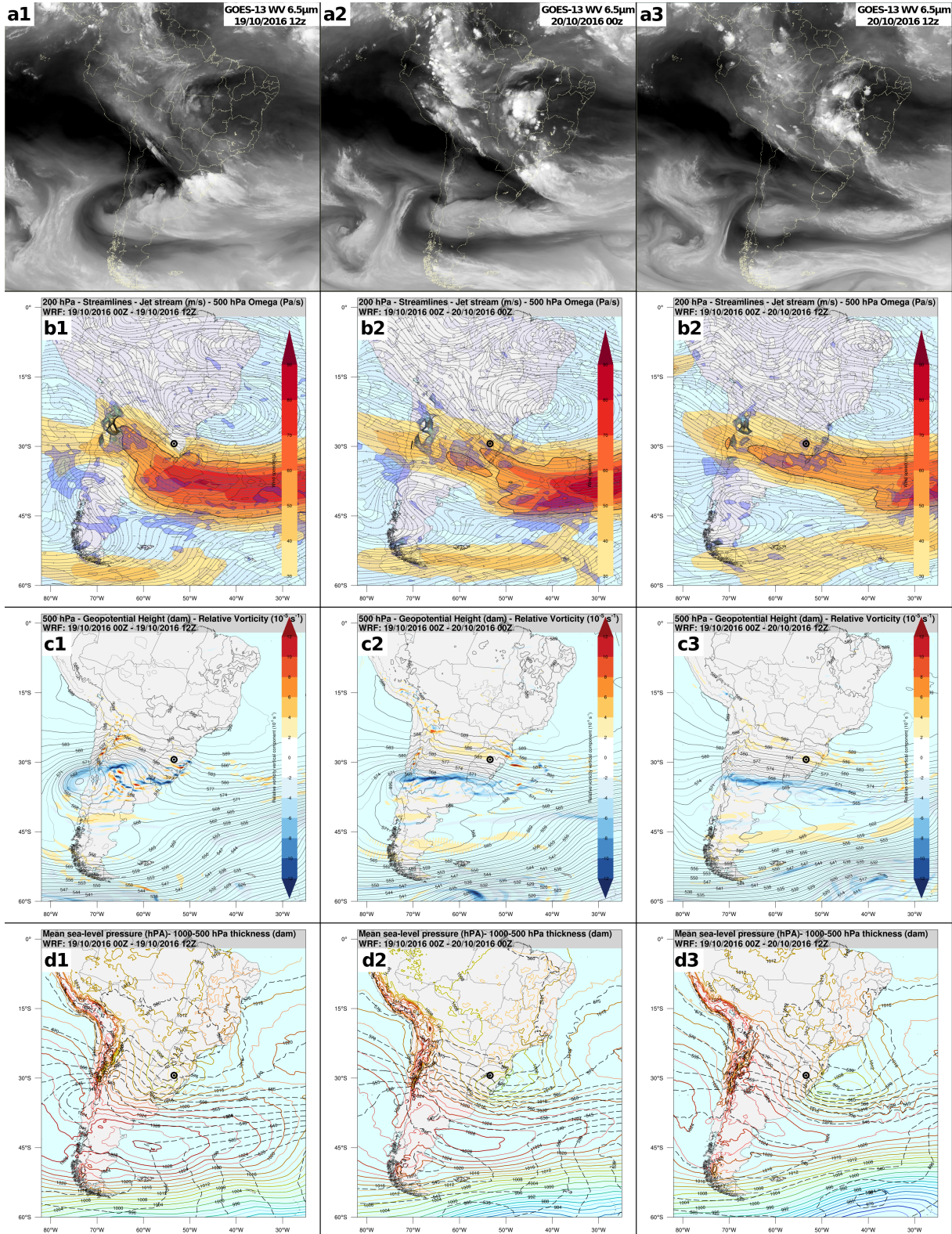
Figura 4.26 – Coluna total de ozônio ( $UD$ ) (a1, a2, a3) e VP ( $UVP$ ) e linhas de corrente no nível isentrópico 620 K (b1, b2, b3), magnitude do vento ( $m/s$ ) e linhas de corrente no nível isobárico de 20 hPa, com valores positivos de ômega (contornos de  $0,025 Pa/s$ ) em 50 hPa, na cor azul (c1, c2, c3). Anomalias da CTO ( $UD$ ) de cada tempo analisado, em relação à média mensal (d1, d2, d3).



Fonte: Própria autora.



Figura 4.27 – Imagens de vapor de água do satélite GOES-13 (a1, a2, a3), magnitude do vento ( $m/s$ ), linhas de corrente em 200 hPa e ômega em 500 hPa (contornos de 0,25  $Pa/s$ ) (b1, b2, b3), altura geopotencial ( $dam$ ) e vorticidade relativa em 500 hPa ( $10^{-5} s^{-1}$ ) (c1, c2, c3) e pressão ao nível médio do mar ( $hPa$ ) e espessura 1000 hPa-500 hPa ( $dam$ ) (d1, d2, d3).



Uma região de subsidência foi identificada na entrada polar do jato, corrente abaixo do cavado estratosférico, indicando o começo de um acoplamento estratosfera-troposfera, entre o escoamento estratosférico subsidente (Figura 4.26(c1)) e a entrada polar do jato troposférico (Figura 4.27(b1)), onde os movimentos descendentes são dominantes conforme o modelo de quatro quadrantes (UCCELLINI; KOCIN, 1987).

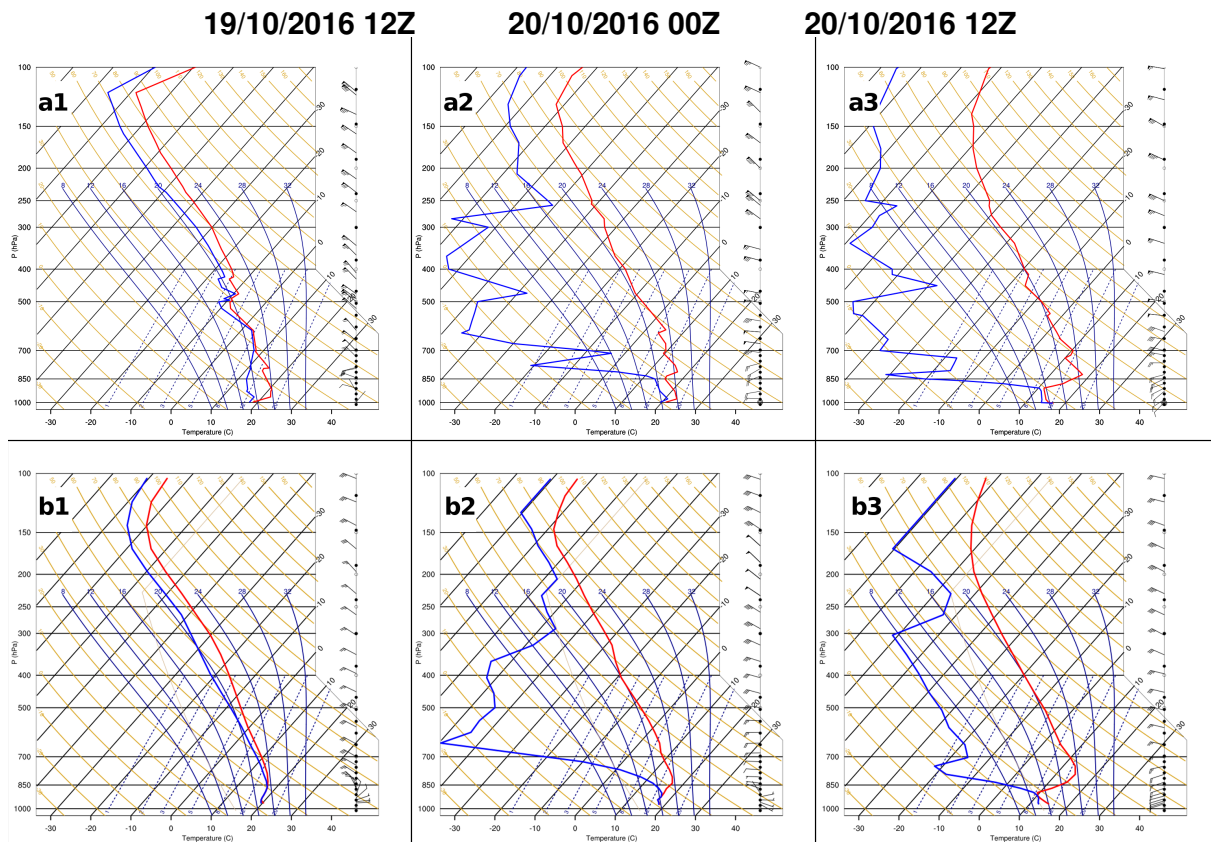
A circulação transversal (direta) ao núcleo do jato subtropical, favoreceu o transporte para a troposfera das massas de ar estratosféricas que chegaram à região devido ao escoamento estratosférico superior (em  $30^{\circ}\text{S}$  entre  $60^{\circ}\text{O}$  e  $70^{\circ}\text{O}$ ). Nesse momento, o Rio Grande do Sul, estava coberto por tempestades (Figura 4.27(a1)) associadas a um sistema de baixa pressão atuando em níveis baixos da troposfera (Figura 4.27(d1)) e centrado sobre o nordeste da Argentina e o Paraguai, que aliado à difluência das linhas de corrente em 200 hPa (Figura 4.27(b1)) e sem advecção significativa de vorticidade relativa em 500 hPa (Figura 4.27(c1)), dominaram as condições do tempo em SM. Essas condições sinóticas são semelhantes às reportadas por Bittencourt et al. (2018).

As sondagens atmosféricas observadas e simuladas correspondentes às coordenadas de SM (Figura 4.28(a1) e Figura 4.28(b1), respectivamente) reproduziram perfis verticais semelhantes de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho, revelando uma troposfera baixa quase saturada, consistente com a nebulosidade identificada na imagem de satélite do dia 19 (Figura 4.27(a1)). As semelhanças entre os perfis da observação e da sondagem simulada validaram a precisão da simulação numérica com o modelo WRF.

Nos perfis verticais meridionais da simulação (Figuras 4.29(a1), 4.29(b1)) e de reanálise (Figuras 4.29(c1), 4.29(d1)), o núcleo do jato estratosférico corrente abaixo do cavado polar pode ser identificado no campo de vento em 24 km de altitude (Figura 4.29(a1)). O núcleo do jato subtropical (de  $70\text{ m/s}$ ) foi identificado em 12 km de altitude (200 hPa). As linhas de corrente orientadas verticalmente indicaram o papel da confluência do escoamento estratosférico e da circulação transversal (subsidente) ao núcleo do jato troposférico, na condução do escoamento estratosférico em  $50^{\circ}\text{S}$  (Figuras 4.29(a1)), concordando com os valores positivos de ômega em 500 hPa (Figura 4.27(b1)).

Os fluxos de massa ascendentes ( $>0.005\text{ kg/m}^2\text{s}$ ) na Figura 4.29(b1) e as linhas de correntes ascendentes (Figura 4.29(a1)) em níveis troposféricos sobre SM, foram coerentes com a difluência das linhas de corrente em 200 hPa (Figura 4.27(b1)) e a região convectiva detectada na imagem de satélite (Figura 4.27(a1)). O perfil vertical meridional da RMO (Figura 4.29(c1)) revelou uma região de diminuição de ozônio entre 30 hPa e 100 hPa (ao sul de  $45^{\circ}\text{S}$ ), sobre a mesma área onde o BOA foi identificado (Figura 4.26(a1), ao sul de  $45^{\circ}\text{S}$  e a leste de  $65^{\circ}\text{O}$ ). Essa região de diminuição da RMO parece ser contida pela estrutura vertical do cavado polar e do jato subtropical ( $45^{\circ}\text{S}$  nas Figuras 4.29(a1), 4.29(b1)). Os menores valores da RMO (Figura 4.29(c1)) foram encontrados na troposfera, delimitados pela localização da tropopausa dinâmica (Figuras 4.29(a1), 4.29(b1)). Os filamentos de maior RMO penetrando em níveis troposféricos mais baixos (Figura 4.29(c1)),

Figura 4.28 – Sondagens atmosféricas (diagramas Skew-T log-P) simuladas (a1, a2, a3) e (b1, b2, b3) observadas em Santa Maria. A linha vermelha representa a temperatura do ar e a linha azul, a temperatura de ponto de orvalho.



Fonte: Própria autora.

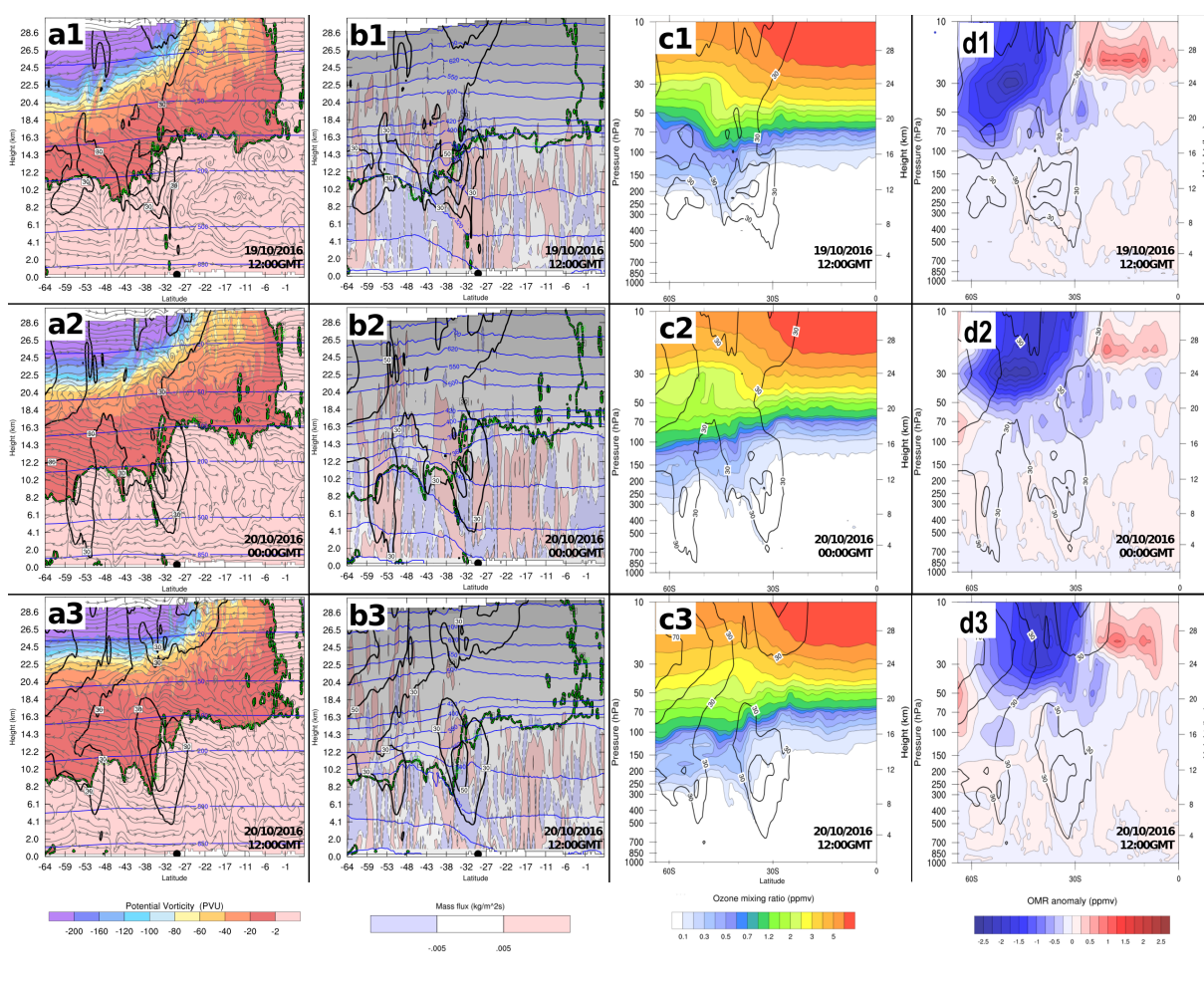
também estiveram de acordo com a localização da corrente descendente da circulação transversal ao jato (UCCELLINI; KOCIN, 1987) na simulação (Figuras 4.29(a1), 4.29(b1)) e na reanálise (Figuras 4.29(c1), 4.29(d1)).

Os perfis meridionais de anomalias da RMO (Figura 4.29(d1)) mostraram as maiores anomalias negativas em níveis estratosféricos (acima de 100 hPa) ao sul do isógono de 30  $m/s$  delimitando o cavado polar estratosférico e o jato troposférico. Acima de 24 km de altitude e ao norte de 30<sup>0</sup>S, foram observadas fortes anomalias positivas da RMO, na região com linhas de corrente de origem tropical (Figura 4.29(a1)), semelhando-se ao transporte de ozônio realizado pela circulação Brewer-Dobson (DOBSON; HARRISON; LAWRENCE, 1929; BREWER, 1949; STOHL et al., 2003, BUTCHART, 2014).

Ao norte de 30<sup>0</sup>S, entre 20 e 24 km de altitude (Figura 4.29(d1)) observou-se uma segunda área de anomalia negativa da RMO, na mesma região onde um filamento de -40  $UVP$  (Figura 4.29(a1)), favorecendo o esticamento vertical das superfícies isentrópicas entre 18 e 20 km de altitude (Figura 4.29(b1)) afetando assim a RMO (Figura 4.29(c1)). O resultado dos movimentos verticais ascendentes prevaleceram sob aquela região, foi o esticamento vertical das superfícies isentrópicas principalmente para os níveis superio-



Figura 4.29 – Perfis meridionais verticais em  $53^{\circ}\text{O}$ . Em (a1, a2, a3) as linhas azuis representam os níveis isobáricos e as linhas de corrente (considerando apenas a componente meridional do vento  $v$  e a componente vertical  $w$  multiplicada por 100) estão em cinza e os contornos coloridos representam a vorticidade potencial (UVP). Em (b1, b2, b3) os níveis isentrópicos são representados por contornos azuis e os contornos azuis tracejados (rosa sólida) representam fluxos de massa descendentes (ascendentes) ( $>0,005 \text{ kg/m}^2\text{s}$ ). A linha tracejada preta e verde sólida em (a1, a2, a3, b1, b2, b3) marca a superfície UVP -2 ou tropopausa dinâmica e o ponto preto representa a localização de Santa Maria. Em (c1, c2, c3) os contornos coloridos representam a razão de mistura do volume de ozônio ( $\text{ppmv}$ ) e em (d1, d2, d3) eles representam a anomalia da razão de mistura de ozônio, com respeito à climatologia de 1979-2019 para o mês. Os contornos pretos sólidos representam a magnitude do vento ( $\text{m/s}$ ) da simulação em (a1, a2, a3, b1, b2, b3) e de ERA-5 (c1, c2, c3, d1, d2, d3).



Fonte: Própria autora.

res, misturando massas de ar pobres em ozônio da troposfera e da baixa estratosfera e provocando anomalias negativas da RMO (Figura 4.29(d1)).

#### 4.4.5.2 20 de outubro, 00 UTC

Uma amplificação do cavado em 20 hPa e em 620 K (Figuras 4.26(c2), 4.26(b2)) foi observada às 00 UTC do 20 de outubro, acompanhada pelo aumento da subsidência entre 15°S e 30°S, como indicam os valores positivos de ômega em 50hPa, a sotavento da cordilheira dos Andes (Figura 4.26(c2)).

Segundo Bluestein (1992) sobre os efeitos dos máximos na velocidade do vento corrente acima e corrente abaixo de um cavado em movimento, as velocidades do vento nas proximidades de um cavado de extensão latitudinal limitada, são frequentemente indicadores do movimento do mesmo. Quando os ventos mais fortes estão corrente acima do eixo do cavado, ele tende a cavar ou amplificar-se em direção ao Equador (Figura 4.2). Nesse momento do evento estudado, corrente acima do eixo do cavado, um núcleo do jato com orientação meridional (Figura 4.26(c2)) advectava a vortacidade planetária ciclônica carregada por massas de ar do BOA em direção à região do eixo do cavado. Adicionalmente, o máximo do cisalhamento do vento ciclônico no lado interno do cavado também contribuiu para a geração e advecção da vortacidade relativa ciclônica para a região do eixo do cavado (Figura 4.26(b2)).

A partir da equação de divergência em coordenadas naturais (Equação 2.2), pode-se interpretar que haverá convergência em altos níveis produzido pelo termo de contração e, conseqüentemente, um aprofundamento do escoamento na região do eixo do cavado.

No nível isobárico de 20 hPa, o vento na saída do núcleo do jato desacelerou corrente acima do cavado estratosférico, induzindo convergência e intensificando os movimentos descendentes em 50 hPa (Figura 4.26(c2)). A diminuição da CTO sobre o centro do continente continuou, principalmente no sul do Brasil (Figura 4.26(a2)). Nessa região, as massas de ar pobres em ozônio encontraram condições dinâmicas para se aprofundarem em direção às camadas inferiores e superiores, pelo esticamento vertical, reduzindo localmente a RMO na estratosfera (Figura 4.29(c2)) mas aumentando a RMO na troposfera.

A CTO (Figura 4.26(a2)) foi influenciada pelas anomalias negativas da RMO se deslocando para o norte sobre SM em níveis estratosféricos, em combinação com a anomalia negativa observada entre 20 e 24 km de altitude, produto dos fluxos de massa da troposfera para a estratosfera (Figura 4.29(b2)) evidenciados pelas linhas de corrente ascendentes (Figura 4.29(a2)). As anomalias positivas da RMO e a posição do contorno de 0,1 ppmv, ao sul de 30°S, coincidiram com a posição do ramo descendente da circulação transversal ao jato subtropical.

O esticamento vertical das parcelas de ar foi confirmado pela difluência das superfícies isentrópicas no corte vertical latitudinal (Figura 4.29(b2)). Houve uma diminuição do conteúdo de vapor da água em níveis médios e altos da troposfera sobre o norte da Argentina e o sul do Brasil (Figura 4.27(a2)). As sondagens atmosféricas observada e simulada (Figuras 4.28(a2), 4.28(b2)) mostraram um ressecamento abrupto da troposfera



alta e média, até o nível de 600 hPa. Esse é um padrão característico de intrusão profunda de ar estratosférico (AKRITIDIS et al., 2018; SALBY, 1996) que confirma a intrusão de ar estratosférico em níveis médios e baixos da troposfera.

As linhas de corrente e a magnitude do vento em 200 hPa mostraram dois núcleos do jato subtropical, um sobre o sul do Brasil e outro na fronteira com o Uruguai, perto de  $30^{\circ}\text{S}$  e  $60^{\circ}\text{O}$  (Figura 4.27(b2)). A interação entre a saída equatorial do núcleo jato mais a oeste e a entrada polar do núcleo de jato a leste, gerou um efeito combinado de forte subsidência que intensificou a intrusão de ar estratosférico na troposfera (Figura 4.27(b2), tons de azul).

Os dois núcleos do jato a 200 hPa (Figura 4.27(b2)) e suas respectivas circulações transversais, interagiram para aumentar os movimentos descendentes ao sul do SM, com semelhanças com o estudo de Uccellini e Kocin (1987) sobre a interação de circulações de núcleos dos jatos em eventos de intensas nevascas. Uccellini e Kocin (1987) encontraram que a interação de circulações transversais associadas a dois sistemas de núcleos do jato e cavados separados (uma circulação direta localizada na região de entrada confluyente de um núcleo do jato de nível superior e uma circulação indireta na região de saída difluente de um núcleo de jato associada a um cavado), contribuiu para a advecção escalar diferencial de temperatura e umidade e movimentos verticais necessários para gerar eventos de fortes nevascas.

No presente estudo de caso, a sobreposição das circulações ageostróficas transversais também foi observada, porém atuando para aumentar a subsidência, conforme revelado pelos valores positivos de  $\omega$  em 500 hPa (Figura 4.27(b2)). A partir do modelo de quatro quadrantes (UCCELLINI; KOCIN, 1987), a circulação direta do núcleo do jato leste (mais ao norte, favorecendo os movimentos descendentes), somou-se à subsidência induzida pela circulação indireta do núcleo do jato oeste (mais ao sul). A sobreposição de ambas as circulações descendentes contribuiu para a acentuada dobra da tropopausa entre os dois núcleos do jato e a consequente intrusão de parcelas de ar estratosférico em níveis troposféricos.

A confluência de linhas de corrente observada em 20 hPa (Figura 4.26(c2)), entre  $30^{\circ}\text{S}$  -  $40^{\circ}\text{S}$  e  $50^{\circ}\text{O}$  -  $60^{\circ}\text{O}$  e em 620 K, aumentou localmente a VP ciclônica (Figura 4.26(b2)) provocando o esticamento vertical das superfícies isentrópicas entre  $30^{\circ}\text{S}$  -  $40^{\circ}\text{S}$ , e entre 20 km e 28 km de altitude (linhas azuis nas Figura 4.29(b2)).

Uma área de subsidência em 50 hPa foi detectada acima da entrada polar do núcleo do jato em 200 hPa (Figura 4.28(b2)), proporcionando condições para o transporte de massa estratosfera-troposfera no sul do Brasil (Figura 4.29(b2)) onde mesmo valores positivos de  $\omega$  em 500 hPa, indicativos de movimentos descendentes (Figura 4.27(b2)), foram observados.

O deslocamento para norte do cavado estratosférico polar e da corrente de jato subtropical, foi confirmado nos perfis verticais da simulação (Figuras 4.29(a2), 4.29(b2)) e

da reanálise (Figuras 4.29(c2), 4.29(d2)). Houve um fortalecimento do núcleo meridional do jato estratosférico em 24 km de altitude (Figura 4.26(c2)) e uma intensificação do jato polar troposférico ao sul de 45°S, junto com a expansão vertical (aprofundamento) e um leve enfraquecimento do núcleo do jato subtropical em 31°S (Figuras 4.29(a2), 4.29(b2), 4.29(c2), 4.29(d2)).

A principal dobra da tropopausa dinâmica localizou-se no ramo descendente da circulação transversa associada ao jato subtropical, penetrando até 600 hPa (ao sul de 32°S) e impondo fluxos de massa descendentes sobre o sul do Brasil (Figura 4.29(b2)). Evidência de intrusão de ozônio estratosférico associada ao transporte da estratosfera para a troposfera foi encontrada no perfil da RMO (Figura 4.29(c2)) com um filamento de 2 *ppmv* atingindo o nível de 600 hPa (entre 30°S e 35°S), numa região de anomalias positivas da RMO (Figura 4.29(d2)).

O ramo ascendente da circulação transversal direta do jato subtropical (na entrada equatorial), também favoreceu os fluxos de massa ascendentes acima do núcleo, contribuindo para a mistura de massas de ar pobres em ozônio em níveis estratosféricos mais elevados, como mostram as linhas de corrente entre 15 e 20 km de altitude (Figura 4.29(a2)). Além do mais, as linhas de corrente, os fluxos de massa, a deformação das superfícies isentrópicas e os valores da RMO dos perfis verticais na camada entre 15-20 km (Figura 4.29), confirmaram a grande mistura entre as parcelas de ar da região polar, da estratosfera tropical e também da troposfera. As maiores anomalias negativas da RMO estratosférico, movendo-se no escoamento do sul, pareciam ser limitadas pelo escoamento tropical, mas também pela isógonas de 30 *m/s* delimitando a estrutura dos jatos entre 100 hPa e 30 hPa, sobre SM.

#### 4.4.5.3 20 de outubro, 12 UTC

A amplificação do cavado polar estratosférico em 20 hPa continuou até as 12 UTC de 20 de outubro (Figuras 4.26(b3), 4.26(c3)) junto com a subsidência em 50 hPa (entre 20°S e 30°S), corrente acima de SM (tons de azul na Figura 4.26(c3)). Nesse momento, o BOA encontrava-se quase fora do domínio analisado (ao sul de 45°S e a leste de 45°O, Figura 4.26a3). No entanto, a região de diminuição do ozônio continuou entre 10°S e 40°S (Figura 4.26a3) como consequência da confluência de linhas de corrente de origem polar sobre a América do Sul, reforçando o transporte e a mistura vertical das massas de ar pobres em ozônio sobre o sul do Brasil (Figuras 4.26(b3), 4.26(c3)).

Os máximos locais de VP ciclônica (Figura 4.26(b3)) continuaram atuando localmente para esticar verticalmente a camada isentrópica em direção à superfície e a níveis superiores (Figuras 4.29a3, 4.29(b3)). A confluência das linhas de corrente em 200 hPa (Figura 4.27(b3)) foi menor em comparação a 12 h antes (Figura 4.27(b2)), mas condições

favoráveis para subsidência persistiram na troposfera média nas proximidades do núcleo do jato (Figura 4.27(c3)).

O ressecamento da alta e média troposfera, apreciável nos perfis de sondagem (Figuras 4.28(a3), 4.28(b3)) e na imagem de satélite (Figura 4.27(a3)) confirmou a intrusão estratosférica sobre o sul do Brasil, com evidências adicionais dos fluxos de massa descendentes (Figura 4.29(b3)) e das anomalias positivas da RMO chegando até 30<sup>0</sup>S na baixa troposfera (Figura 4.29(d3)).

Com a amplificação do cavado polar estratosférico (Figuras 4.26(b3), 4.26(c3)), o escoamento estratosférico meridional de origem polar intensificou-se. O impacto da advecção de VP ciclônica (Figura 4.29a3) foi visível na separação das superfícies isentrópicas e no esticamento vertical da camada atmosférica contida por elas (linhas azuis na Figura 4.29(b3)). O transporte estratosférico das massas de ar de origem polar também foi verificado com o deslocamento de contornos de RMO para latitudes tropicais (Figura 4.29(c3)).

A corrente de jato subtropical presente entre 100 hPa e 600 hPa, com um núcleo de 50 *m/s* em 200 hPa (Figura 4.29a3), continuou a manter a dobra da tropopausa e a intrusão profunda de ozônio estratosférico e anomalias positivas da RMO ao sul de 30<sup>0</sup>S (Figura 4.29(c3), 4.29(d3)). Fluxos de massa descendentes sobre SM, previamente inferidos na análise dos níveis isobáricos (Figura 4.27(b3)), foram confirmados na seção transversal (Figura 4.29(b3)). Os valores da RMO na estratosfera (Figura 4.29(c3)) mostraram a maior diminuição do ozônio associada ao efeito secundário do Buraco de Ozônio Antártico ao sul de SM, em 24 km de altitude, onde Bresciani et al. (2018) identificaram a maior diminuição de ozônio.

Durante este evento o jato subtropical permaneceu próximo de 30<sup>0</sup>S e, portanto, da região sul do Brasil. No entanto, o transporte descendente induzido pela circulação ageostrofica transversal ao núcleo do jato levou à intrusão do ozônio estratosférico na troposfera, como pode ser verificado nos perfis verticais da RMO e da anomalia (Figuras 4.29(c3), 4.29(d3)). Além do mais, dada a extensão vertical e intensidade do jato troposférico, os movimentos ascendentes da circulação transversa ajudaram na mistura estratosférica das massas de ar pobres em ozônio provenientes do BOA (Figura 4.29(c3)), conforme sugerido pelos fluxos de massa e o esticamento vertical das superfícies isentrópicas nos perfis verticais (Figura 4.29(b3)).

#### 4.4.5.4 Conclusões sobre o evento

A conexão dinâmica entre os sistemas da troposfera e da estratosfera durante este evento foi abordada. Evidências da amplificação de um cavado polar estratosférico, favorecendo o transporte meridional de massas de ar pobres em ozônio, do polo para latitudes médias e tropicais, foram encontradas em níveis isobáricos e isentrópicos. A amplificação

do cavado estratosférico e seu movimento em direção ao Equador impuseram um escoamento meridional do sul, que transportou massas de ar do BOA para as latitudes médias e tropicais.

A advecção de vorticidade ciclônica levou à concentração de VP ciclônica em estruturas menores, propiciando o esticamento vertical das parcelas e a mistura de massas de ar com pouco ozônio em níveis estratosféricos próximos. Evidências da intrusão estratosférica em níveis médios da troposfera foram encontradas em sondagens observadas e simuladas, imagens de satélite e perfis verticais da RMO. Os campos meteorológicos da simulação confirmaram o predomínio dos movimentos descendentes na baixa estratosfera e na alta e média troposfera, próximo e ao sul de Santa Maria.

O papel do jato subtropical nos processos de mistura das massas de ar estratosféricas e troposféricas na região das intrusões (dobras da tropopausa), e na localização da tropopausa dinâmica, foi confirmado nos resultados da simulação e nos dados de reanálise. Ao analisar a distribuição da RMO no sul do Brasil durante este evento, os processos de mistura e transporte de massas de ar pobres em ozônio na baixa estratosfera, estiveram principalmente associados à posição e estrutura do cavado estratosférico polar e sua interação com o jato troposférico subtropical. O ramo descendente da circulação transversal ao jato subtropical levou à intrusão do ozônio estratosférico na troposfera e anomalias positivas da RMO, enquanto o ramo ascendente ajudou na mistura de ar troposférico na baixa estratosfera.

A advecção de VP ciclônica na estratosfera e os fluxos de massa ascendentes relacionados à circulação transversal ao jato troposférico agiram juntos para misturar massas de ar pobres em ozônio advectadas pelo escoamento estratosférico meridional imposto pela amplificação do cavado. A sobreposição dos ramos descendentes das circulações transversais (direta e indireta) aos dois núcleos de jato troposférico em 200 hPa, provocou uma profunda intrusão do ozônio estratosférico na troposfera, mas com pouca relevância no valor final da CTO, que experimentou uma diminuição.

No evento estudado, foram observados pelo menos dois processos diferentes controlando o transporte e a distribuição do ozônio sobre o sul do Brasil. Na estratosfera, as massas de ar pobres em ozônio, procedentes da região do BOA foram impulsionadas pelo escoamento isentrópico meridional em direção a latitudes médias e tropicais, enquanto a advecção de vorticidade ciclônica e a concentração da VP ciclônica provocaram o esticamento vertical das parcelas contidas entre as superfícies isentrópicas, provocando anomalias negativas da RMO e reduzindo localmente os valores da RMO. Paralelamente, em níveis troposféricos, a combinação das circulações transversais direta e indireta de dois núcleos do jato, favoreceu o transporte de massas de ar da estratosfera para a troposfera e, conseqüentemente, uma profunda intrusão do ozônio estratosférico em níveis troposféricos ao sul de 30°S.

Durante este evento a extensão vertical da corrente de jato subtropical influenciou

a circulação troposférica entre 4 e 18 km de altitude. A região de fluxos de massa ascendentes, identificados acima do núcleo do jato, contribuiu com a mistura das massas de ar pobres em ozônio do BOA e da troposfera, em níveis estratosféricos de maior RMO.

A dinâmica estratosférica do evento de diminuição da CTO em outubro de 2016 foi característica de um vórtice polar instável ou cavado estratosférico polar, que sofreu uma amplificação e deslocamento em direção ao Equador, permitindo o transporte meridional de massas de ar estratosféricas da região do BOA para latitudes médias e tropicais, mas as interações com processos dinâmicos troposféricos e estruturas em escalas menores também foram importantes para a diminuição local da CTO no sul do Brasil.

Como visto, a posição da corrente de jato foi importante para o resultado final da advecção de massas de ar estratosféricas pobres em ozônio, uma vez que mesmo com anomalias negativas da CTO em toda a região sob influência do cavado estratosférico polar, a circulação transversal ao núcleo do jato pode reduzir ou aumentar localmente a RMO, levando a variações da CTO de magnitudes diferentes em regiões muito próximas. Essa é uma consequência direta das dobras da tropopausa produzidas pelos núcleos de jato que levantam a tropopausa na entrada tropical, favorecendo o transporte da troposfera para a estratosfera de massas de ar com pouco ozônio, e a afundam no lado polar, favorecendo intrusões de ozônio estratosférico que reduzem o efeito da diminuição do ozônio em níveis estratosféricos no valor final da CTO.



## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

No presente trabalho foram estudados eventos de diminuição atípica da coluna total de ozônio sobre o sul do Brasil, e os processos da dinâmica estratosfera-troposfera associados a eles, a partir de dados de reanálise e principalmente de simulações numéricas com o modelo de mesoescala WRF.

O comportamento climatológico da coluna total de ozônio em Santa Maria foi estudado a partir de dados de reanálise do ERA-5 no período 1979-2019, confirmando a sazonalidade dessa variável, com máximo na primavera e mínimo no outono, identificada em estudos anteriores (PERES et al., 2017; SANTOS, 2016) para períodos mais curtos.

Uma novidade do estudo foi a análise climatológica da razão de mistura de ozônio no perfil vertical e meridional, a partir das reanálises do ERA-5, evidenciando as importantes variações da RMO que acontecem na alta troposfera e na baixa estratosfera, associados aos processos de transporte de massa e mistura impulsionados pelas circulações ageostróficas transversais ao escoamento dos jatos troposféricos. No entanto, a maior variação da RMO foi observada em níveis estratosféricos afetados pelo BOA, sinalizando o transporte isentrópico das parcelas de ar nesses níveis favorecido pelo efeito secundário do BOA na região de estudo.

A partir da aplicação de um critério de seleção de eventos considerados atípicos ou de forte diminuição, foram identificados 116 eventos de diminuição da CTO em Santa Maria no período de estudo, abrangendo as quatro estações do ano. As estações de maior frequência foram inverno, verão e outono, nessa ordem e o maior número de eventos foi reportado entre 1990 e 1999.

A dinâmica troposférica e estratosférica de 113 eventos de diminuição identificados foi simulada com o modelo WRF (com 50 níveis verticais até 10 hPa), o que permitiu um ganho na representação vertical dos sistemas comparado aos dados de reanálise (com 32 níveis verticais até 10 hPa). Campos médios dos eventos agrupados por estação do ano foram calculados para diferentes variáveis meteorológicas em níveis troposféricos e estratosféricos.

Os eventos de inverno e primavera mostraram características muito semelhantes, com cavados estratosféricos na VP, escoamento de origem polar evidenciando o transporte isentrópico em 620 K e núcleos de jato na estratosfera, associados ao vórtice ou cavado de origem polar. Nessas estações, as anomalias negativas da CTO foram maiores na região sob influência do cavado estratosféricos ou do BOA, porém, o mínimo valor da CTO localizou-se na região da entrada equatorial do núcleo do jato subtropical em 200 hPa, reforçando seu papel determinante na configuração do campo da CTO. Anomalias negativas da RMO foram dominantes em toda a estratosfera ao sul de 30°S, enquanto anomalias positivas foram observadas na troposfera, nessa região de fluxos de massa e

linhas de corrente descendentes. Ao norte de  $30^{\circ}\text{S}$ , uma região de fluxos de massa e linhas de corrente ascendentes e maior altura da tropopausa, foi identificada nos campos médios.

Nestas estações, o papel dos núcleos de vortacidade potencial ciclônica no esticamento vertical das superfícies isentrópicas e na mistura das massas de ar, variando localmente a RMO, foi bem documentada. Ainda com ausência do cavado estratosférico polar, simples anomalias da vortacidade potencial ciclônica podem produzir localmente, importantes eventos de diminuição.

Os campos médios dos eventos de verão foram muito diferentes aos das estações anteriores, sem advecção de vortacidade potencial ciclônica de origem polar e sob a influência de escoamento de leste na estratosfera. Foram identificados nos campos médios uma configuração semelhante ao padrão da Alta da Bolívia e o jato subtropical orientado NO-SE, ao sul de SM. O RS ficou sob a região de entrada equatorial e fortemente difluente do núcleo do jato em 200 hPa. A altura da tropopausa dinâmica foi maior no campo médio deste período, com fluxos de massa e linhas de corrente ascendentes na troposfera alta sobre SM, demarcando uma região de transporte da troposfera para a estratosfera, favorável para a mistura de massas de ar com pouco ozônio na baixa estratosfera.

As principais anomalias negativas da RMO aconteceram precisamente na baixa estratosfera e as maiores anomalias negativas da CTO ficaram ao norte do jato subtropical, especialmente na entrada equatorial do núcleo, com anomalias positivas e intrusão estratosférica ao sul do mesmo. Sem BOA nem transporte isentrópicos de regiões polares com diminuição de ozônio, o jato subtropical foi a estrutura dinâmica que determinou a localização das anomalias negativas da CTO.

Os campos médios dos eventos de outono mostraram o menor valor de CTO sobre SM. A combinação de um cavado de onda curta em 20 hPa (e 620 K) e uma marcada circulação anticiclônica em 50 hPa, geraram uma forte anomalia negativa da CTO entre  $15^{\circ}\text{S}$  e  $45^{\circ}\text{S}$ , especialmente sobre o RS. A posição média do jato subtropical nesses eventos, apresentou a entrada equatorial do núcleo sobre a fronteira sul do Brasil, com um padrão difluente sobre RS, em 200 hPa. As anomalias da RMO abrangeram toda a estratosfera, e foram mais intensas entorno de 20 hPa.

A análise de eventos individuais de cada estação permitiu a identificação de características dos processos dinâmicos na troposfera e na estratosfera, favoráveis para a ocorrência de eventos de intensa diminuição da CTO em SM, confirmando algumas das características previamente observadas nos campos médios dos eventos.

O evento de inverno (18/08/1997) respondeu ao padrão conhecido: o cavado (e jato) estratosférico delimitou a região de diminuição da CTO. Os núcleos de vortacidade potencial ciclônica esticaram verticalmente as superfícies isentrópicas, o que foi constatado no perfil da RMO. Santa Maria ficou na região de advecção quente, na entrada equatorial de um forte núcleo do jato subtropical.

Já o evento de diminuição da primavera de 1984 mostrou como as anomalias da



vorticidade potencial ciclônica podem gerar anomalias locais da RMO pelo esticamento vertical das superfícies isentrópicas, produzindo anomalias locais da CTO. Esse evento mostrou também a importância do jato subtropical na localização dos máximos e mínimos da CTO, na ausência de transporte isentrópico desde uma região de diminuição.

O evento de 2016, também do período da primavera, possibilitou a identificação de vários mecanismos atuando para a acentuada diminuição da CTO: um cavado polar amplificado favorecendo o transporte isentrópico desde a região do BOA, deformação das superfícies isentrópicas pela ação de anomalias de vorticidade potencial ciclônica, o papel do jato nas dobras da tropopausa e do cavado polar como barreira dinâmica no escoamento estratosférico. Nesse evento também foi identificada a interação de circulações transversais aos dois núcleos do jato subtropical em 200 hPa, gerando uma forte subsidência com intrusão estratosférica na região de dobra da tropopausa, que se contrapõe à diminuição estratosférica e limita a diminuição da CTO na região.

No evento de verão analisado, sob o predomínio do escoamento estratosférico de leste e a fase leste da QBO, o jato subtropical e em geral a confluência e difluência do escoamento na alta troposfera, pareceram determinar a distribuição de anomalias negativas e positivas da CTO. A RMO apresentou anomalias negativas apenas entre os níveis de 10 hPa e 50 hPa. A forte circulação da Alta da Bolívia em 200 hPa, com um núcleo intenso do jato subtropical ao sul de SM, elevaram a tropopausa dinâmica além dos 16 km de altitude, como consequência da difluência e fluxos de massa ascendentes nessa região.

Por último, o evento de outono confirmou a superposição de anomalias ciclônica em 20 hPa e anticiclônica em 50 hPa, determinando uma grande região de diminuição de ozônio estratosférico, com valores de CTO inferiores a 210 UD sobre o continente, na região de difluência em 200 hPa. O jato subtropical foi identificado até 50 hPa e as superfícies isentrópicas foram esticadas verticalmente pelos núcleos de vorticidade potencial ciclônica presentes no perfil vertical.

Este trabalho ratificou a importância de padrões conhecidos na geração de eventos de diminuição nos períodos de inverno e primavera, como o cavado estratosférico de origem polar com transporte isentrópico desde regiões com grande diminuição de ozônio, como é o caso da região do BOA, mas também forneceu evidências sobre outros mecanismos que influenciam e determinam estes eventos ao longo de todo o ano.

Na ausência de transporte isentrópico de grande escala desde a região do BOA, ou fora dos períodos de inverno e primavera, outros mecanismos ou sistemas tornam-se muito importantes para a distribuição do ozônio:

- Jato subtropical: sua posição e intensidade afeta a altura da tropopausa dinâmica. As circulações transversais diretas e indiretas aos núcleos, determinam a existência de regiões difluentes e confluentes na alta troposfera, que podem contribuir ou se opor aos efeitos de diminuição de ozônio em níveis estratosféricos, sendo que anomalias negativas são reforçadas na região da entrada equatorial do núcleo do jato, e

anomalias positivas da CTO e da RMO são reforçadas na entrada polar do núcleo.

- Núcleos de vorticidade potencial ciclônica: esticam verticalmente as superfícies isentrópicas, promovendo os processos de misturas das parcelas de ar em níveis superiores e inferiores, que podem produzir anomalias negativas e positivas da RMO em níveis estratosféricos. Seu efeito foi observado ao longo de todo o ano.
- Superposição de anomalias ciclônica em níveis superiores e anticiclônica na baixa estratosfera: em combinação com intensa difluência na alta troposfera, geram diminuições significativas da CTO. Esse padrão foi identificado como responsável da formação de mini-buracos da camada de ozônio na Europa, no verão.
- Padrão difluente na alta troposfera: é indicativo de movimentos e fluxos de massa ascendentes, que intensificam o transporte troposfera-estratosfera, promovendo a mistura de massas de ar troposféricas e com menor RMO, na baixa estratosfera. Característico da entrada equatorial do núcleo do jato subtropical.

A identificação desses padrões favoráveis para os eventos de diminuição da CTO sobre o sul do Brasil, ainda sem resolver ou explicitamente prever a evolução da CTO ou da RMO, permite trazer a previsão desses eventos para o campo da análise sinótica a partir do conhecimento dos processos dinâmicos envolvidos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AKRITIDIS, D. et al. A deep stratosphere-to-troposphere ozone transport event over Europe simulated in CAMS global and regional forecast systems: analysis and evaluation. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 20, p. 15515–15534, 2018. Disponível em: <<https://www.atmos-chem-phys.net/18/15515/2018/>>.

\_\_\_\_\_. On the role of tropopause folds in summertime tropospheric ozone over the eastern Mediterranean and the Middle East. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, p. 14025–14039, 11 2016.

\_\_\_\_\_. A deep stratospheric intrusion event down to the Earth's surface of the megacity of Athens. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 109, p. 9–18, 04 2012.

BITTENCOURT, G. D. et al. A major event of Antarctic ozone hole influence in southern Brazil in October 2016: an analysis of tropospheric and stratospheric dynamics. **Annales Geophysicae**, v. 36, n. 2, p. 415–424, 2018. Disponível em: <<https://www.ann-geophys.net/36/415/2018/>>.

\_\_\_\_\_. Investigation of the behavior of the atmospheric dynamics during occurrences of the ozone hole's secondary effect in southern Brazil. **Annales Geophysicae**, v. 37, n. 6, p. 1049–1061, 2019. Disponível em: <<https://www.ann-geophys.net/37/1049/2019/>>.

BJERKNES, J. Extratropical cyclones. In: \_\_\_\_\_. [S.l.: s.n.], 1951. p. 577–598. ISBN 978-1-940033-70-9.

BLUESTEIN, H. Synoptic-dynamic meteorology in mid-latitudes. **Observations and theory of weather systems**, v. 2, p. 71–74, 01 1992.

BRESCIANI, C. et al. Report of a large depletion in the ozone layer over southern Brazil and Uruguay by using multi-instrumental data. **Annales Geophysicae**, v. 36, n. 2, p. 405–413, 2018. Disponível em: <<https://www.ann-geophys.net/36/405/2018/>>.

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, p. 351 – 363, 10 1949.

BUTCHART, N. The brewer-dobson circulation. **Reviews of Geophysics**, v. 52, 06 2014.

CASICCIA, C.; ZAMORANO, F.; HERNÁNDEZ, A. Erythematous irradiance at the magellan's region and antarctic ozone hole 1999-2005. **Atmósfera**, v. 21, 01 2008.

CPTEC/INPE. **Division of Satellites and Environmental Systems**. 2019. Acesso em 15 jul. 2019. Disponível em: <<http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic?i=br>>.

DJURIC, D. Weather analysis. 01 1994.

DOBSON, M. B. G.; HARRISON, D. N.; LAWRENCE, J. Measurements of the Amount of Ozone in the Earth's Atmosphere and Its Relation to Other Geophysical Conditions. Part III. **Proceedings of The Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 122, p. 456–486, 01 1929.

DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model. **J. Atmos. Sci.**, v. 46, p. 3077–3107, 1989.

FARMAN, J.; GARDINER, B.; SHANKLIN, J. Large Losses of Total Ozone in Antarctica Reveal Seasonal ClO<sub>x</sub>/NO<sub>x</sub> Interaction. **Nature**, v. 315, p. 207–210, 05 1985.

GARCIA, R.; SOLOMON, S. A possible relationship between interannual variability in antarctic ozone and the quasi-biennial oscillation. **Geophysical Research Letters - GEOPHYS RES LETT**, v. 14, p. 848–851, 08 1987.

GUARNIERI, R. et al. A study of the anticorrelations between ozone and uv-b radiation using linear and exponential fits in southern brazil. **Advances in Space Research**, v. 34, p. 764–768, 05 2004.

HOLTON, J.; HAKIM, G. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. Elsevier Science, 2013. (Academic Press). ISBN 9780123848666. Disponível em: <<https://books.google.com.br/books?id=-ePQ6x6VbjgC>>.

Chapter 12 middle atmosphere dynamics. In: HOLTON, J. R. (Ed.). **An Introduction to Dynamic Meteorology**. Academic Press, 2004, (International Geophysics, v. 88). p. 407–447. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0074614204800469>>.

HOLTON, R. J. et al. Stratosphere-Troposphere Exchange. **Reviews of Geophysics**, v. 33, 11 1995.

HONG, S.-Y.; NOH, Y.; DUDHIA, J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. **Mon. Wea. Rev.**, v. 134, p. 2318–2341, 2006.

JAMES, P.; PETERS, D. The lagrangian structure of ozone mini-holes and potential vorticity anomalies in the northern hemisphere. **Annales Geophysicae**, v. 20, 06 2002.

KAIN, J. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. **J. Appl. Meteor.**, v. 43, p. 170–181, 2004.

KIRCHHOFF, V. et al. Evidence for an ozone hole perturbation at 30 South. **Atmospheric Environment**, v. 30, p. 1481–1484, 1487–1488, 05 1996.

KNAPP, K. Scientific data stewardship of international satellite cloud climatology project b1 global geostationary observations. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 2, 11 2008.

LAAT, A. et al. Extreme sunbathing: Three weeks of small total o<sub>3</sub> columns and high uv radiation over the southern tip of south america during the 2009 antarctic o<sub>3</sub> hole season. **Geophysical Research Letters**, v. 37, 07 2010.

LARY, D. et al. Three-dimensional tracer initialization and general diagnostics using equivalent PV latitude–potential-temperature coordinates. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 121, p. 187 – 210, 01 1995.

LIN, M. et al. Springtime high surface ozone events over the western United States: Quantifying the role of stratospheric intrusions. **Journal of Geophysical Research**, v. 117, 10 2012.

\_\_\_\_\_. Climate variability modulates western US ozone air quality in spring via deep stratospheric intrusions. **Nature communications**, v. 6, p. 7105, 05 2015.

LIN, Y.-L.; FARLEY, R.; ORVILLE, H. Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model. **J. Climate Appl. Met.**, v. 22, p. 1065–1092, 1983.

LONDON, J. The observed distribution of ozone and its variations. **Stratospheric Ozone and Man**, v. 1, 02 1985.

MARCHAND, M. et al. Model Simulations of the Impact of the 2002 Antarctic Ozone Hole on the Midlatitudes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, p. 871–884, 03 2005.

MLAWER, E. et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **J. Geophys. Res.**, v. 102, p. 16663–16682, 1997.

NEWMAN, P. et al. The anomalous change in the qbo in 2015-16: The anomalous change in the 2015-16 qbo. **Geophysical Research Letters**, v. 43, 08 2016.

PARK, S.-H.; KLEMP, J. B.; KIM, J.-H. Hybrid Mass Coordinate in WRF-ARW and Its Impact on Upper-Level Turbulence Forecasting. **Monthly Weather Review**, v. 147, n. 3, p. 971–985, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/MWR-D-18-0334.1>>.

PERES, L. **Efeito Secundário do Buraco de Ozônio Antártico Sobre o Sul do Brasil**. 2013. 75 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2013.

PERES, L. **Monitoramento da coluna total de ozônio e a ocorrência de eventos de influência do Buraco de Ozônio Antártico sobre o Sul do Brasil**. 2016. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2016.

PERES, L. et al. Measurements of the total ozone column using a brewer spectrophotometer and toms and omi satellite instruments over the southern space observatory in brazil. **Annales Geophysicae**, v. 35, p. 25–37, 01 2017.

REBOITA, M. et al. Regimes de precipitação na américa do sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 185–204, 01 2010.

SALBY, M. Fundamentals of atmospheric physics, volume 61. In: \_\_\_\_\_. [S.l.: s.n.], 1996. v. 61. ISBN 0126151601.

SANTOS, L. O. **Troca Estratosfera-Troposfera e sua influência no conteúdo de ozônio sobre a região central do Rio Grande do Sul**. 2016. 86 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2016.

SANTURETTE, P.; GEORGIEV, C. **Weather Analysis and Forecasting**. [S.l.: s.n.], 2005.

SERVICE, C. C. C. **Copernicus Climate Change Service (2017): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate**. 2019. Acesso em 15 julho 2019. Disponível em: <"<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp/home>">.

SKAMAROCK, W. et al. **A Description of the Advanced Research WRF Version 3**: Ncar Technical Note NCAR/TN-475+STR. Boulder, Colorado, USA, 2008. DOI: 10.5065/D68S4MVH. Disponível em: <<http://nldr.library.ucar.edu/repository/collections/TECH\discretionary\NOTE\discretionary\000\discretionary\discretionary\000\discretionary\855>>.

\_\_\_\_\_. **A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4**: Ncar Technical Note NCAR/TN-556+STR. Boulder, Colorado, USA, 2019. Doi:10.5065/1dfh-6p97. Disponível em: <<http://nldr.library.ucar.edu/repository/collections/TECH\discretionary\NOTE\discretionary\000\discretionary\discretionary\000\discretionary\855>>.

SOLOMON, S. Stratospheric Ozone Depletion: A Review of Concepts and History. **Review of Geophysics**, v. 37, p. 275–316, 08 1999.

STEFFENEL, L. et al. Forecasting upper atmospheric scalars advection using deep learning: an O3 experiment. **Machine Learning**, p. 1–24, 03 2021.

STEFFENEL, L. A. et al. Using a Pervasive Computing Environment to Identify Secondary Effects of the Antarctic Ozone Hole. **Procedia Computer Science**, v. 83, p. 1007–1012, 12 2016.

STOHL, A. et al. A New Perspective of Stratosphere Troposphere Exchange. **Bulletin of The American Meteorological Society**, v. 84, 11 2003.

UCCELLINI, L.; KOCIN, P. The interaction of jet streak circulations during heavy snow events along the east coast of the united states. **Weather and Forecasting**, v. 2, p. 289–309, 11 1987.

WALLACE, J.; HOBBS, P. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. Elsevier Science, 2006. (International Geophysics). ISBN 9780080499536. Disponível em: <<https://books.google.com.br/books?id=HZ2wNtDOU0oC>>.

WMO. **Twenty Questions and Answers about the Ozone Layer, 2018 Update: Scientific Assessment of Ozone Depletion, 2018**. World Meteorological Organization, 2019. ISBN 9781732931725. Disponível em: <<https://books.google.com.br/books?id=LoQ3zAEACAAJ>>.

Wyoming University/Department of Atmospheric Science. **Radiosonde data in the form of skew-T log-P diagrams**. Wyoming University, 2019. Acesso em 15 jul. 2019. Disponível em: <<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>>.

YATES, E. et al. Airborne observations and modeling of springtime stratosphere-to-troposphere transport over California. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 13, p. 10157–10192, 04 2013.

ZANIS, P. et al. Summertime free tropospheric ozone pool over the Eastern Mediterranean/Middle East. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 13, 08 2013.

\_\_\_\_\_. Forecast, observation and modelling of a deep stratospheric intrusion event over Europe. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 3, 06 2003.

**ANEXO A – RELAÇÃO E QUANTIFICAÇÃO DOS EVENTOS DE DIMINUIÇÃO DA  
COLUNA TOTAL DE OZÔNIO IDENTIFICADOS EM SANTA MARIA.**

Tabela A.1 – Relação e quantificação dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio identificados em Santa Maria.

data	$CTO_d$ (UD)	$\overline{CTO}_m$ (UD)	$CTO_d/\overline{CTO}_m$ (%)	$\overline{CTO}_m - CTO_d$ (UD)
1988-01-04	238.93	262.490	0.910	23.560
1991-01-29	239.87	262.490	0.914	22.620
1991-01-30	238.14	262.490	0.907	24.350
1995-01-05	241.09	262.490	0.918	21.400
1996-01-24	238.47	262.490	0.908	24.020
1996-01-25	239.40	262.490	0.912	23.090
1997-01-18	239.99	262.490	0.914	22.500
1997-01-19	239.77	262.490	0.913	22.720
1998-01-06	239.59	262.490	0.913	22.900
1998-01-28	240.02	262.490	0.914	22.470
1998-01-29	239.60	262.490	0.913	22.890
2002-01-27	241.31	262.490	0.919	21.180
2003-01-18	241.48	262.490	0.920	21.010
2010-01-04	240.89	262.490	0.918	21.600
2010-01-19	241.17	262.490	0.919	21.320
1988-02-23	240.38	258.966	0.928	18.586
1988-02-24	239.72	258.966	0.926	19.246
1991-02-22	238.02	258.966	0.919	20.946
1997-02-19	239.40	258.966	0.924	19.566
1998-02-24	240.35	258.966	0.928	18.616
1998-02-25	237.29	258.966	0.916	21.676
1998-02-26	236.54	258.966	0.913	22.426
1998-02-27	237.92	258.966	0.919	21.046
1998-02-28	238.54	258.966	0.921	20.426
2003-02-22	239.19	258.966	0.924	19.776
2010-02-04	239.98	258.966	0.927	18.986
2010-02-14	237.45	258.966	0.917	21.516
2010-02-21	240.13	258.966	0.927	18.836
2010-02-22	240.37	258.966	0.928	18.596
2010-02-23	238.99	258.966	0.923	19.976
1996-03-29	233.82	257.136	0.909	23.316
1996-03-30	234.65	257.136	0.913	22.486
2001-03-23	236.18	257.136	0.919	20.956
2002-03-28	235.70	257.136	0.917	21.436
2002-03-29	228.48	257.136	0.889	28.656
2002-03-30	226.77	257.136	0.882	30.366
2002-03-31	235.60	257.136	0.916	21.536
1995-04-10	227.42	256.774	0.886	29.354
1996-04-05	226.42	256.774	0.882	30.354
1998-04-14	228.12	256.774	0.888	28.654
1998-04-15	226.17	256.774	0.881	30.604
1999-04-04	227.62	256.774	0.886	29.154
2002-04-11	227.76	256.774	0.887	29.014
2004-04-08	227.78	256.774	0.887	28.994

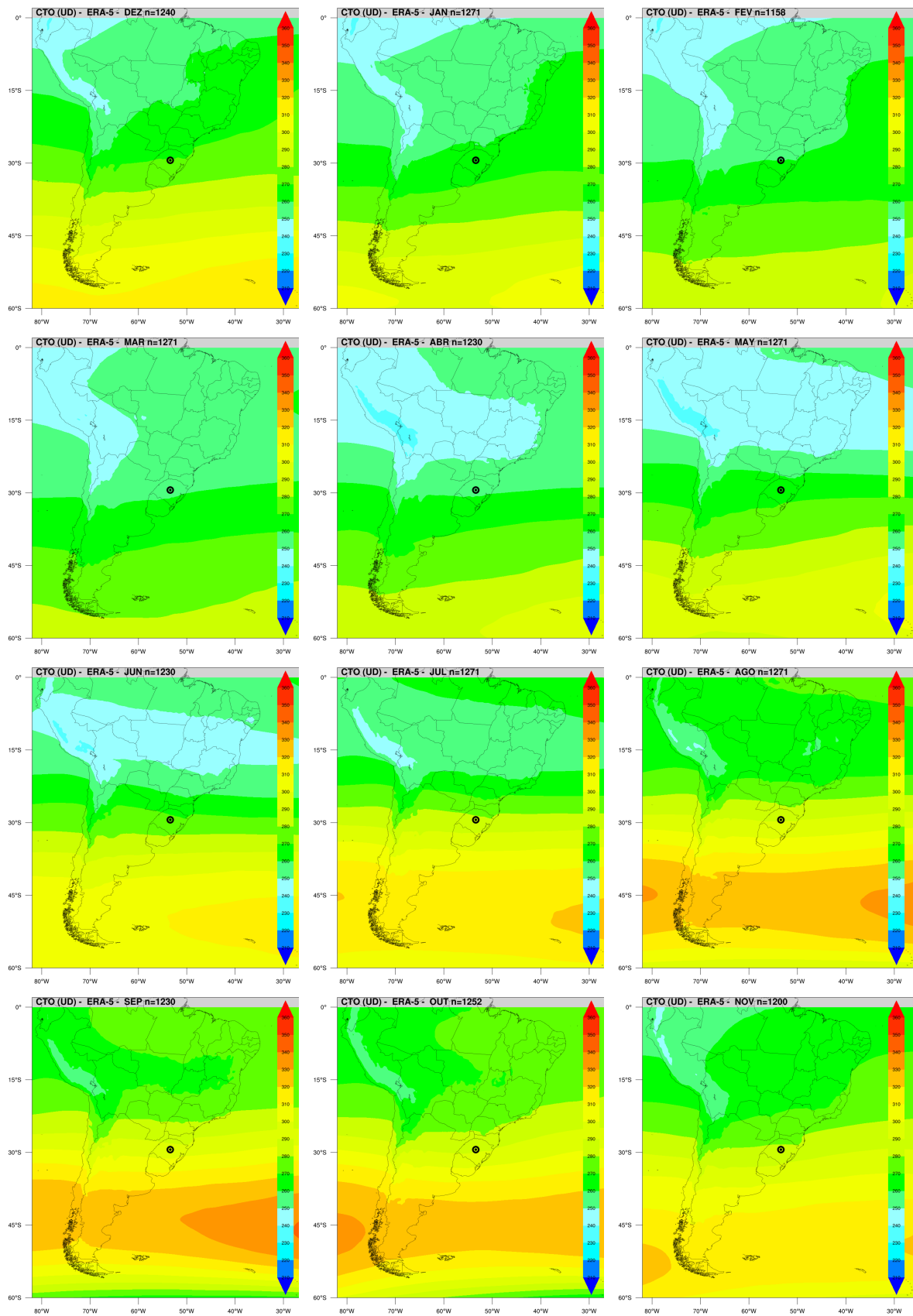


data	$CTO_d$ (UD)	$\overline{CTO}_m$ (UD)	$CTO_d/\overline{CTO}_m$ (%)	$\overline{CTO}_m - CTO_d$ (UD)
2004-04-15	226.31	256.774	0.881	30.464
2004-04-16	227.30	256.774	0.885	29.474
2004-04-17	227.87	256.774	0.887	28.904
1997-05-07	227.96	265.449	0.858	37.489
1997-05-08	226.44	265.449	0.853	39.009
1997-05-09	227.47	265.449	0.857	37.979
1997-05-10	227.59	265.449	0.857	37.859
1997-05-19	223.17	265.449	0.841	42.279
1997-05-20	224.72	265.449	0.847	40.729
1998-05-21	227.16	265.449	0.856	38.289
1998-05-22	223.54	265.449	0.842	41.909
1998-05-23	227.01	265.449	0.855	38.439
2002-05-17	227.62	265.449	0.857	37.829
2006-05-30	227.09	265.449	0.855	38.359
1985-06-12	226.03	272.310	0.830	46.280
1985-06-13	226.59	272.310	0.832	45.720
2002-07-03	230.17	282.399	0.815	52.229
2008-07-17	231.24	282.399	0.819	51.159
2008-07-18	231.24	282.399	0.819	51.159
1993-08-25	237.68	288.392	0.824	50.712
1993-08-26	231.99	288.392	0.804	56.402
1997-08-01	239.69	288.392	0.831	48.702
1997-08-18	232.09	288.392	0.805	56.302
1997-08-19	237.15	288.392	0.822	51.242
1982-09-09	250.31	293.824	0.852	43.514
1982-09-10	249.60	293.824	0.849	44.224
1990-09-06	242.73	293.824	0.826	51.094
1992-09-21	249.26	293.824	0.848	44.564
1992-09-22	250.48	293.824	0.852	43.344
1994-09-20	251.09	293.824	0.855	42.734
1994-09-21	251.08	293.824	0.855	42.744
1995-09-10	240.07	293.824	0.817	53.754
1995-09-11	239.49	293.824	0.815	54.334
1995-09-12	246.79	293.824	0.840	47.034
1996-09-20	245.46	293.824	0.835	48.364
1996-09-21	247.00	293.824	0.841	46.824
1997-09-13	250.23	293.824	0.852	43.594
1997-09-14	246.92	293.824	0.840	46.904
2009-09-02	248.09	293.824	0.844	45.734
2009-09-03	247.58	293.824	0.843	46.244
1984-10-16	246.25	287.277	0.857	41.027
1984-10-17	245.94	287.277	0.856	41.337
1990-10-08	247.12	287.277	0.860	40.157
1990-10-11	250.09	287.277	0.871	37.187
1990-10-12	249.18	287.277	0.867	38.097
1992-10-31	247.26	287.277	0.861	40.017

data	$CTO_d$ (UD)	$\overline{CTO}_m$ (UD)	$CTO_d/\overline{CTO}_m$ (%)	$\overline{CTO}_m - CTO_d$ (UD)
1993-10-31	245.70	287.277	0.855	41.577
1993-11-01	250.19	287.277	0.871	37.087
1997-10-14	250.21	287.277	0.871	37.067
2003-10-16	249.10	287.277	0.867	38.177
2013-10-23	250.24	287.277	0.871	37.037
2013-10-24	246.24	287.277	0.857	41.037
2013-10-25	248.65	287.277	0.866	38.627
2016-10-19	254.55	287.277	0.886	32.727
2016-10-20	237.14	287.277	0.825	50.137
2016-10-21	237.41	287.277	0.826	49.867
2016-10-22	247.06	287.277	0.860	40.217
2016-10-23	248.92	287.277	0.866	38.357
1984-11-06	239.26	281.496	0.850	42.236
1985-11-11	246.30	281.496	0.875	35.196
1985-11-12	247.54	281.496	0.879	33.956
1997-11-05	242.73	281.496	0.862	38.766
1997-11-06	245.20	281.496	0.871	36.296
1997-11-10	245.80	281.496	0.873	35.696
1998-11-17	247.29	281.496	0.878	34.206
2018-11-12	247.23	281.496	0.878	34.266
1997-12-23	239.45	269.625	0.888	30.175
1997-12-30	239.38	269.625	0.888	30.245
1997-12-31	239.98	269.625	0.890	29.645
2000-12-27	241.06	269.625	0.894	28.565
2000-12-28	241.10	269.625	0.894	28.525
2009-12-23	240.04	269.625	0.890	29.585

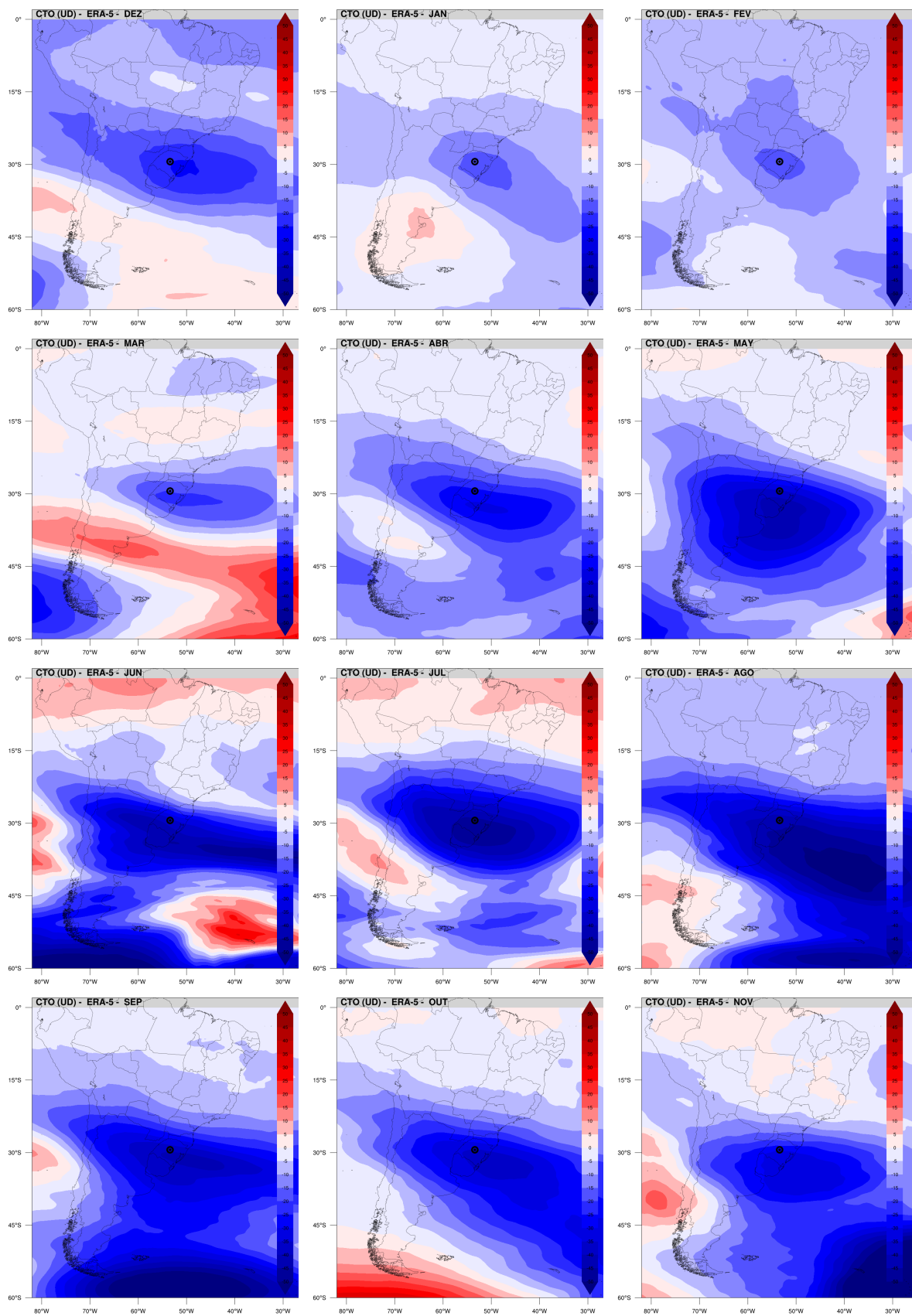
**ANEXO B – CAMPOS MÉDIOS E ANOMALIAS MENSAS DA COLUNA TOTAL DE  
OZÔNIO NO DOMÍNIO DE ESTUDO**

Figura B.1 – Médias mensais da coluna total de ozônio no domínio de estudo.



Fonte: Própria autora.

Figura B.2 – Anomalias mensais da coluna total de ozônio no domínio de estudo.

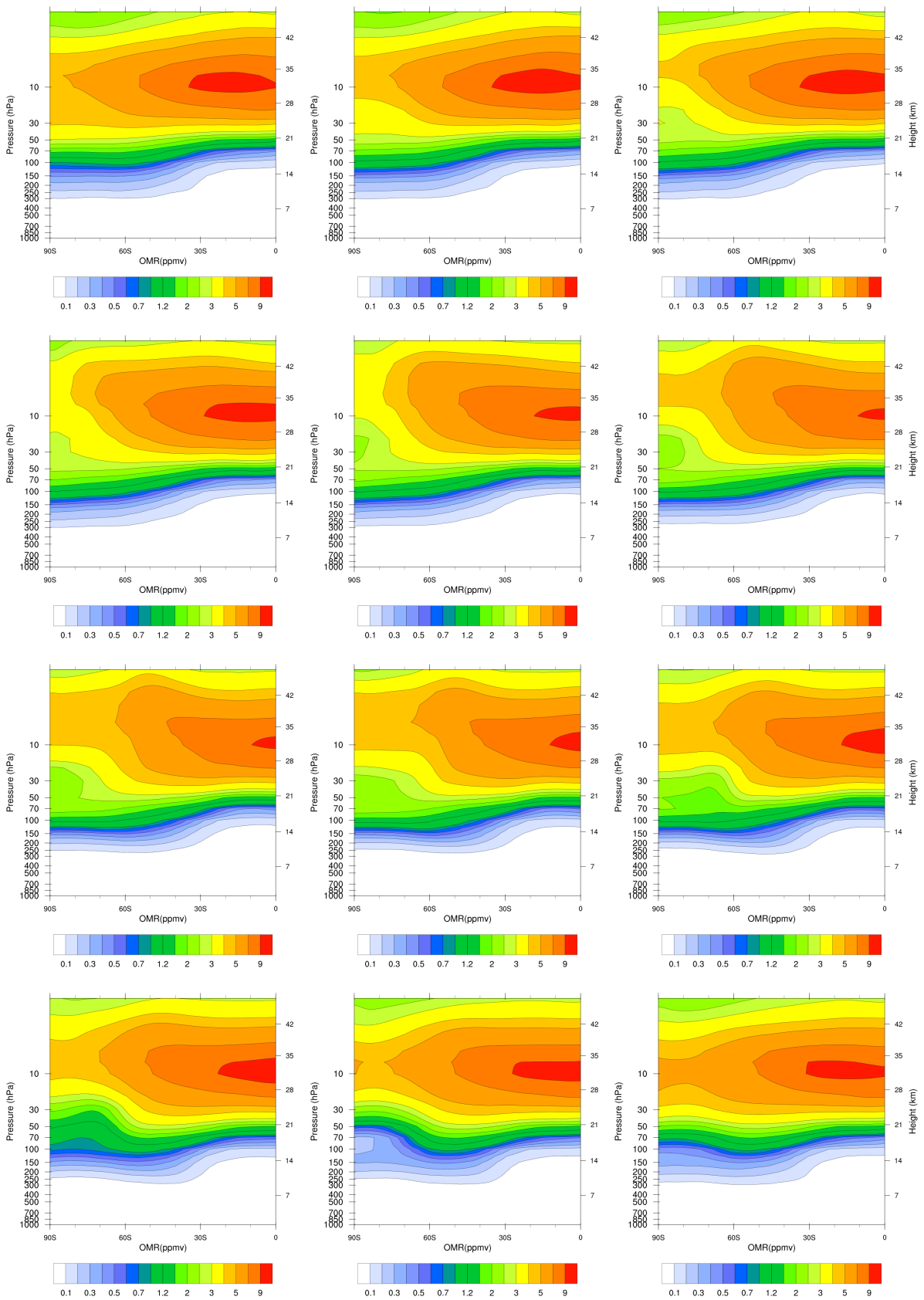


Fonte: Própria autora.



**ANEXO C – CAMPOS MÉDIOS MENSAIS DO PERFIL VERTICAL MERIDIONAL DA  
RAZÃO DE MISTURA DE OZÔNIO**

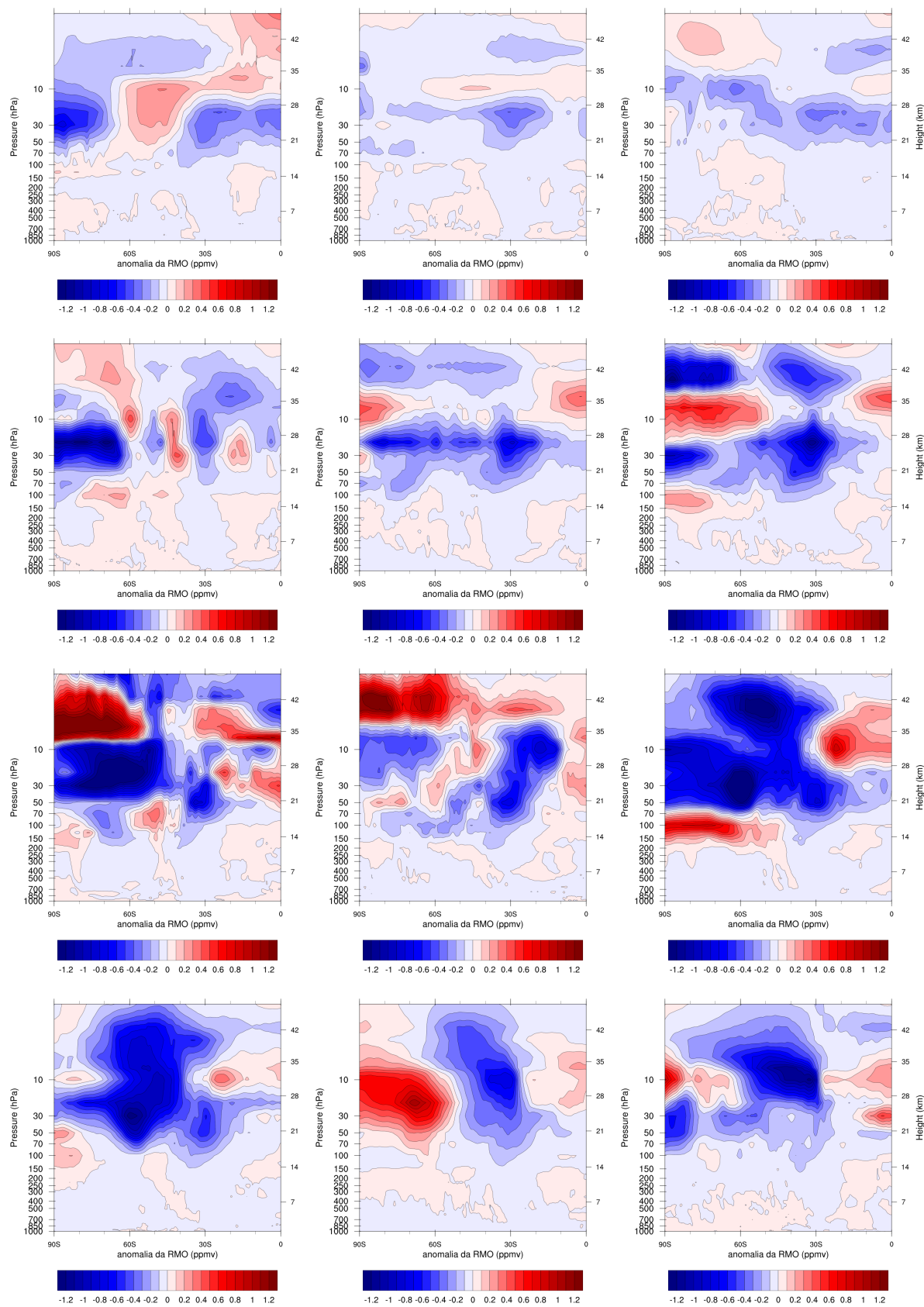
Figura C.1 – Médias mensais da razão de mistura no perfil vertical meridional em 53, 5<sup>o</sup>O.



Fonte: Própria autora.



Figura C.2 – Médias mensais da razão de mistura no perfil vertical meridional em 53, 50 e 50O.

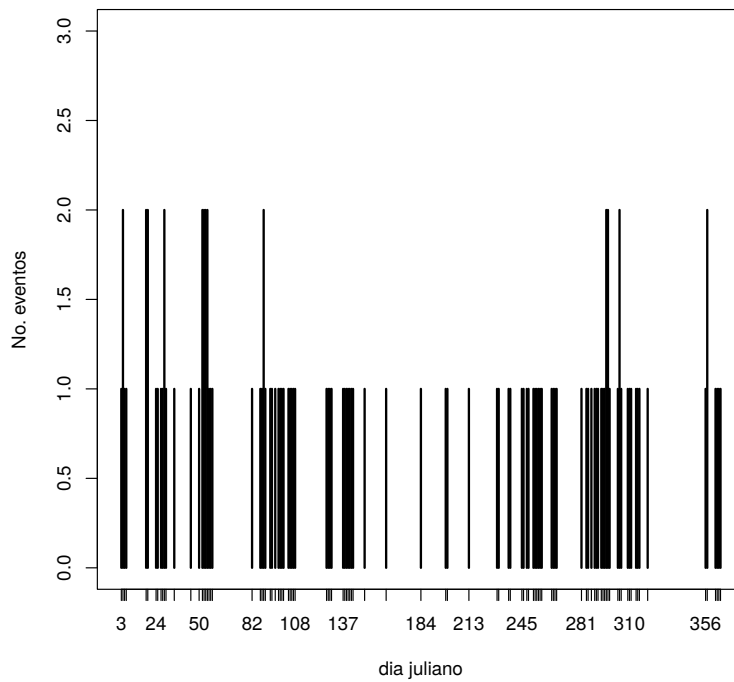
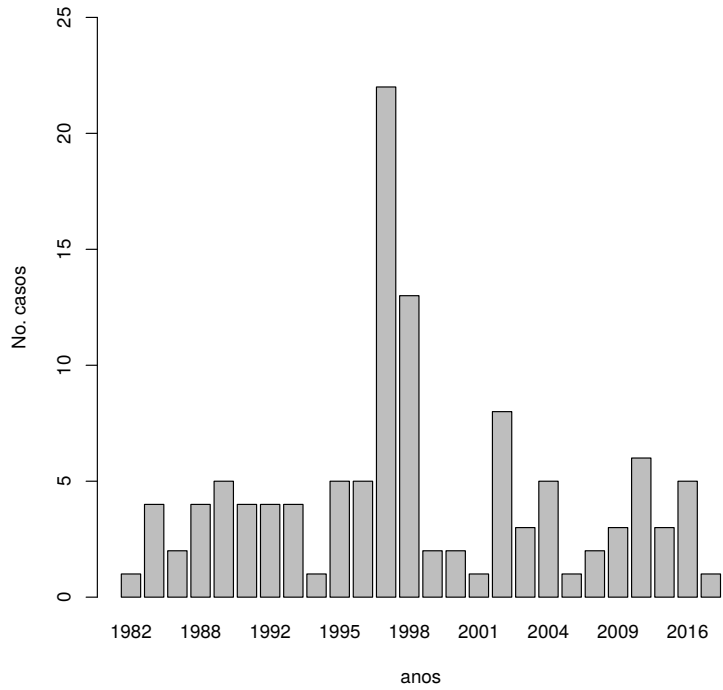


Fonte: Própria autora.



**ANEXO D – DISTRIBUIÇÃO TEMPORAL DOS EVENTOS DE DIMINUIÇÃO DA  
COLUNA TOTAL DE OZÔNIO**

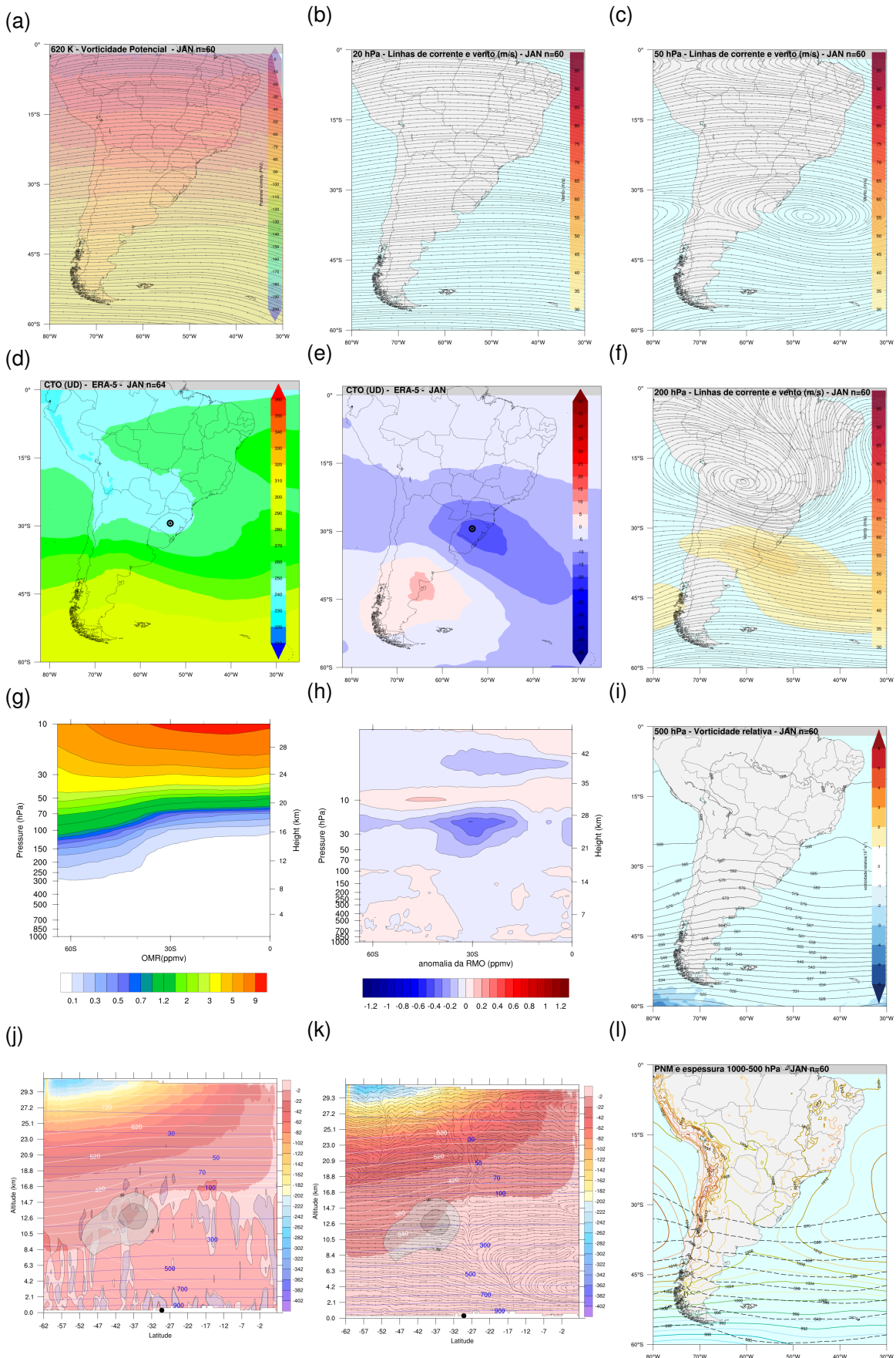
Figura D.1 – Distribuição por anos e dias do ano dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio em Santa maria.



Fonte: Própria autora.

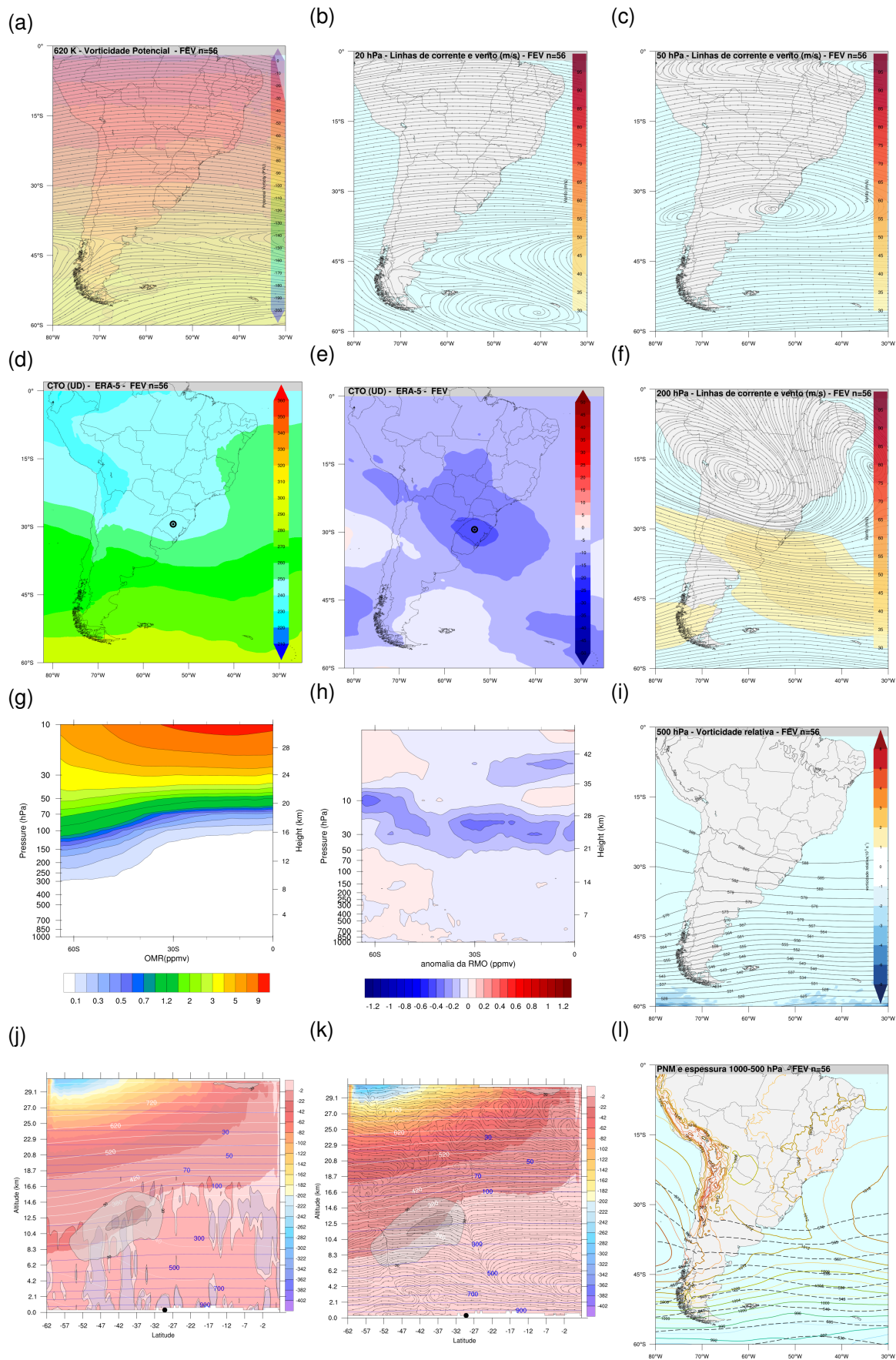
**ANEXO E – PADRÕES SINÓTICOS MÉDIOS MENSAIS DOS EVENTOS DE  
DIMINUIÇÃO DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO**

Figura E.1 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de janeiro.



Fonte: Própria autora.

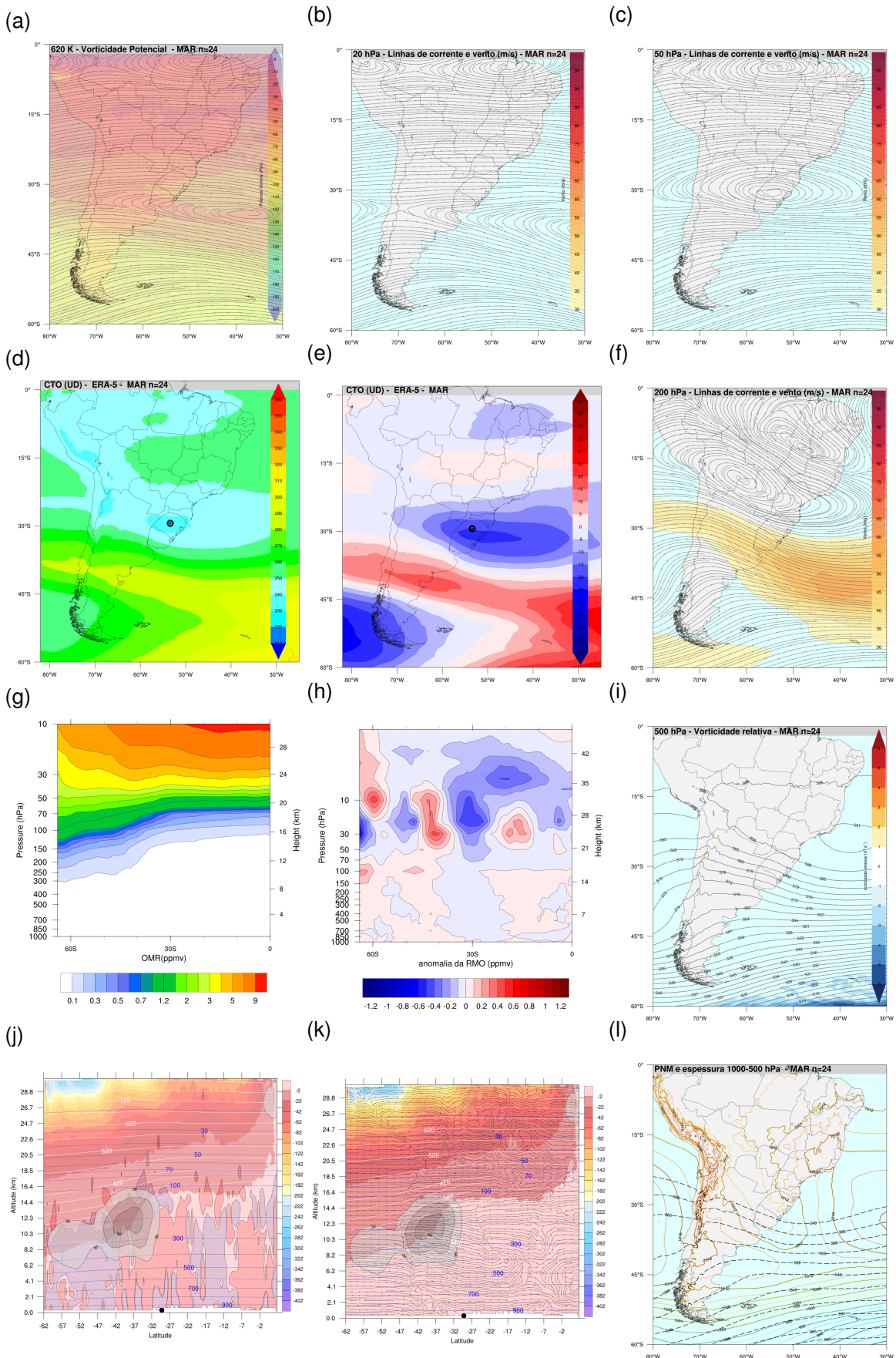
Figura E.2 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de fevereiro.



Fonte: Própria autora.



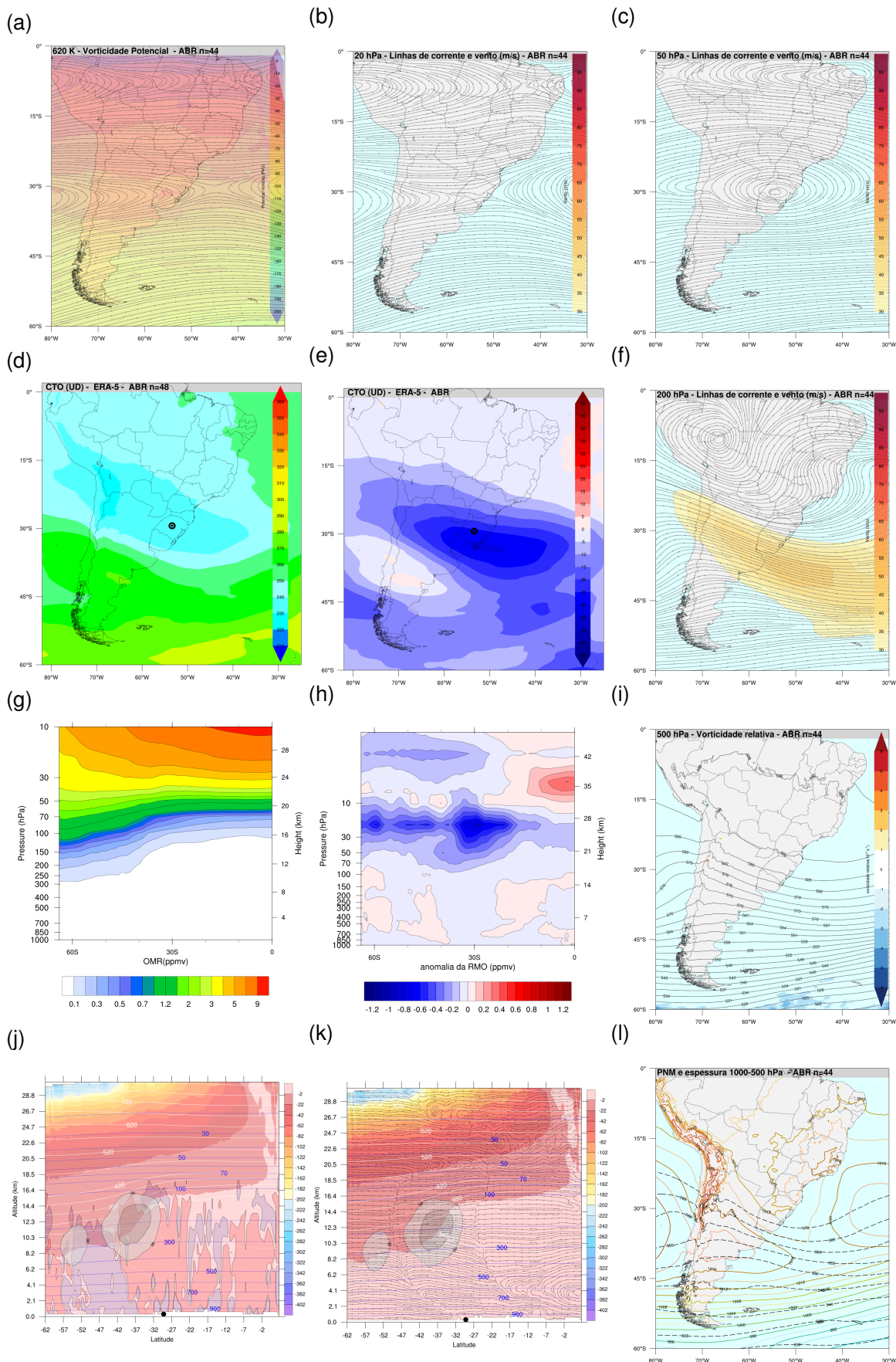
Figura E.3 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de março.



Fonte: Própria autora.

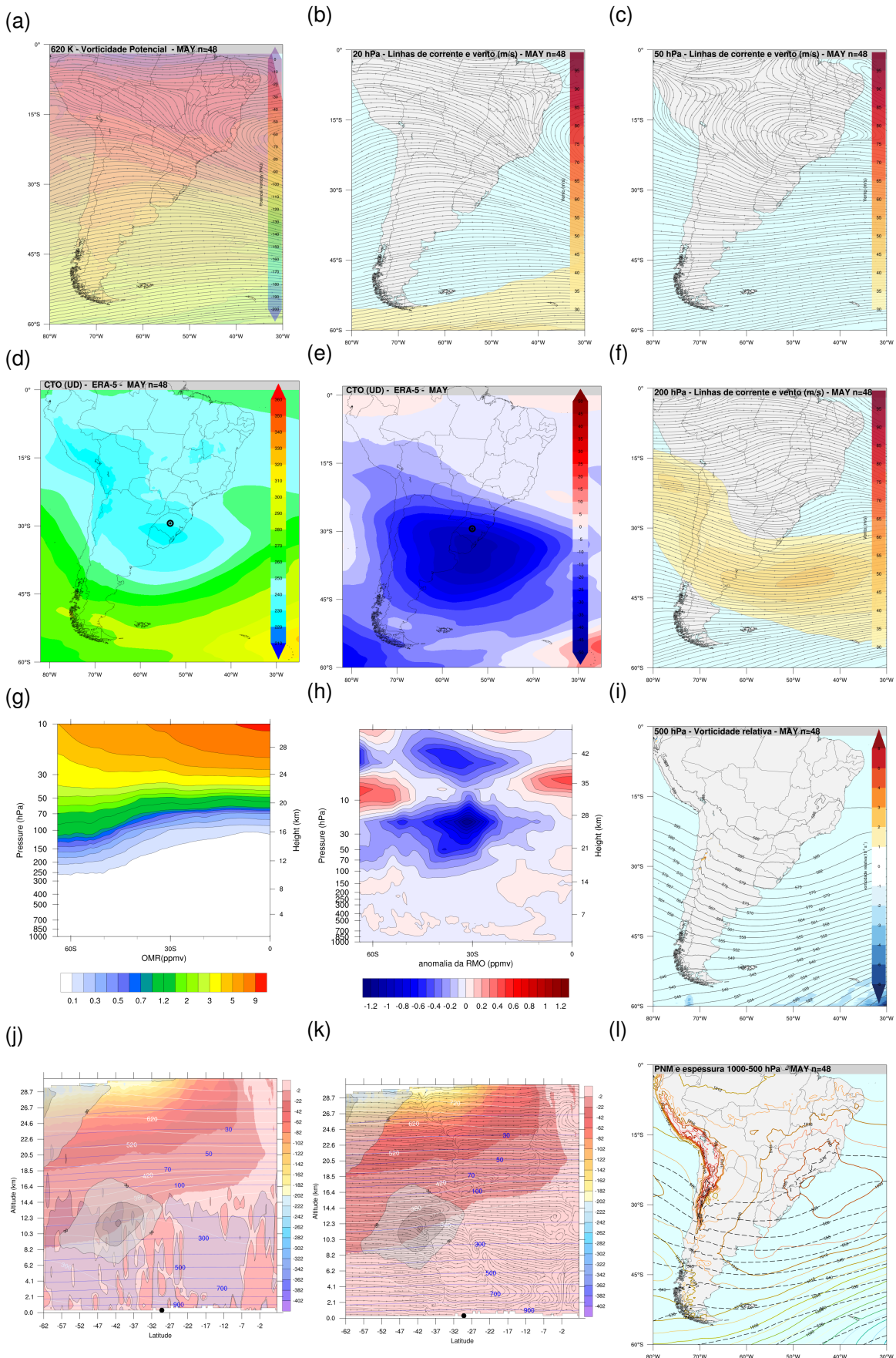


Figura E.4 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de abril.



Fonte: Própria autora.

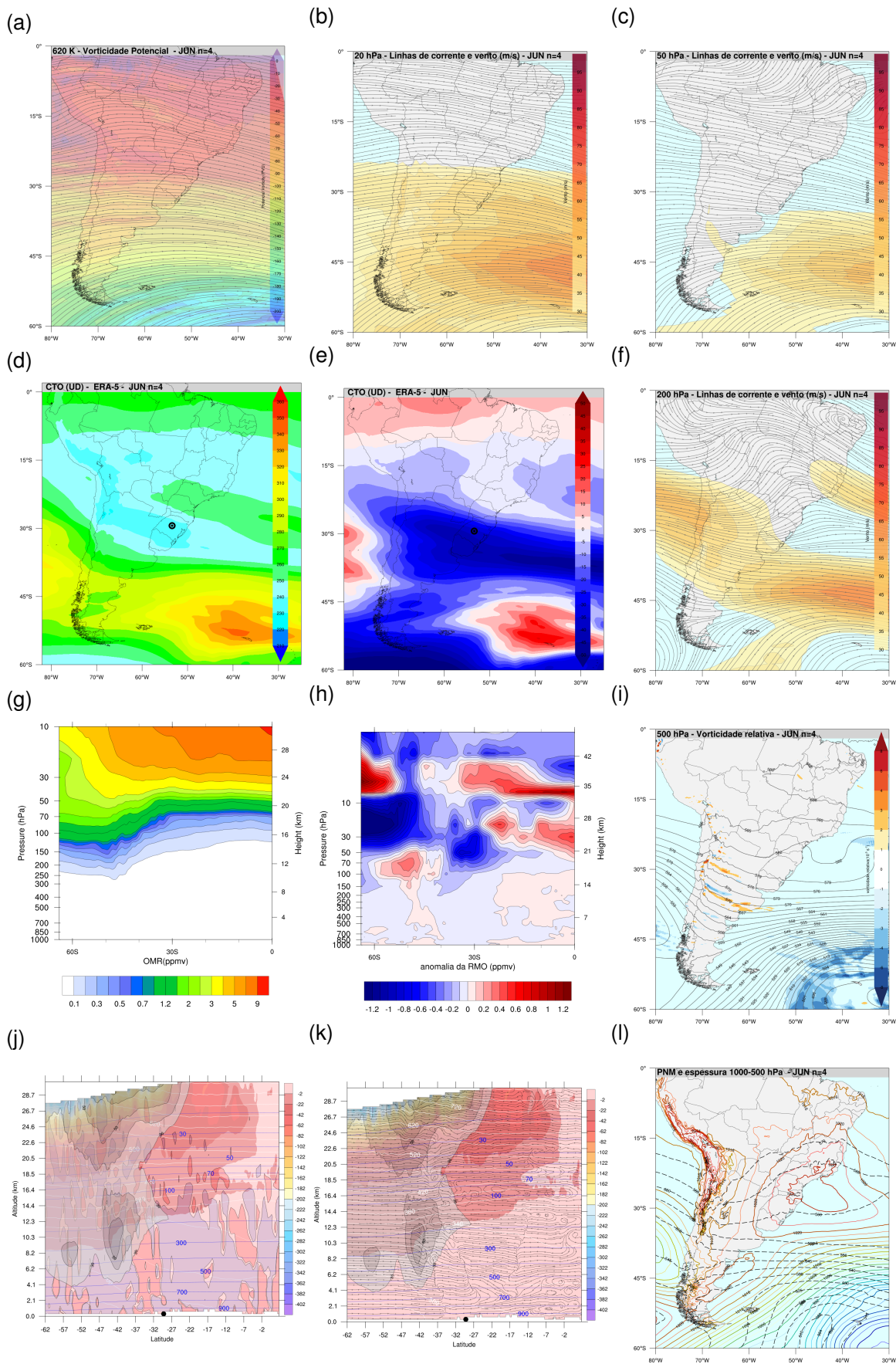
Figura E.5 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de maio.



Fonte: Própria autora.

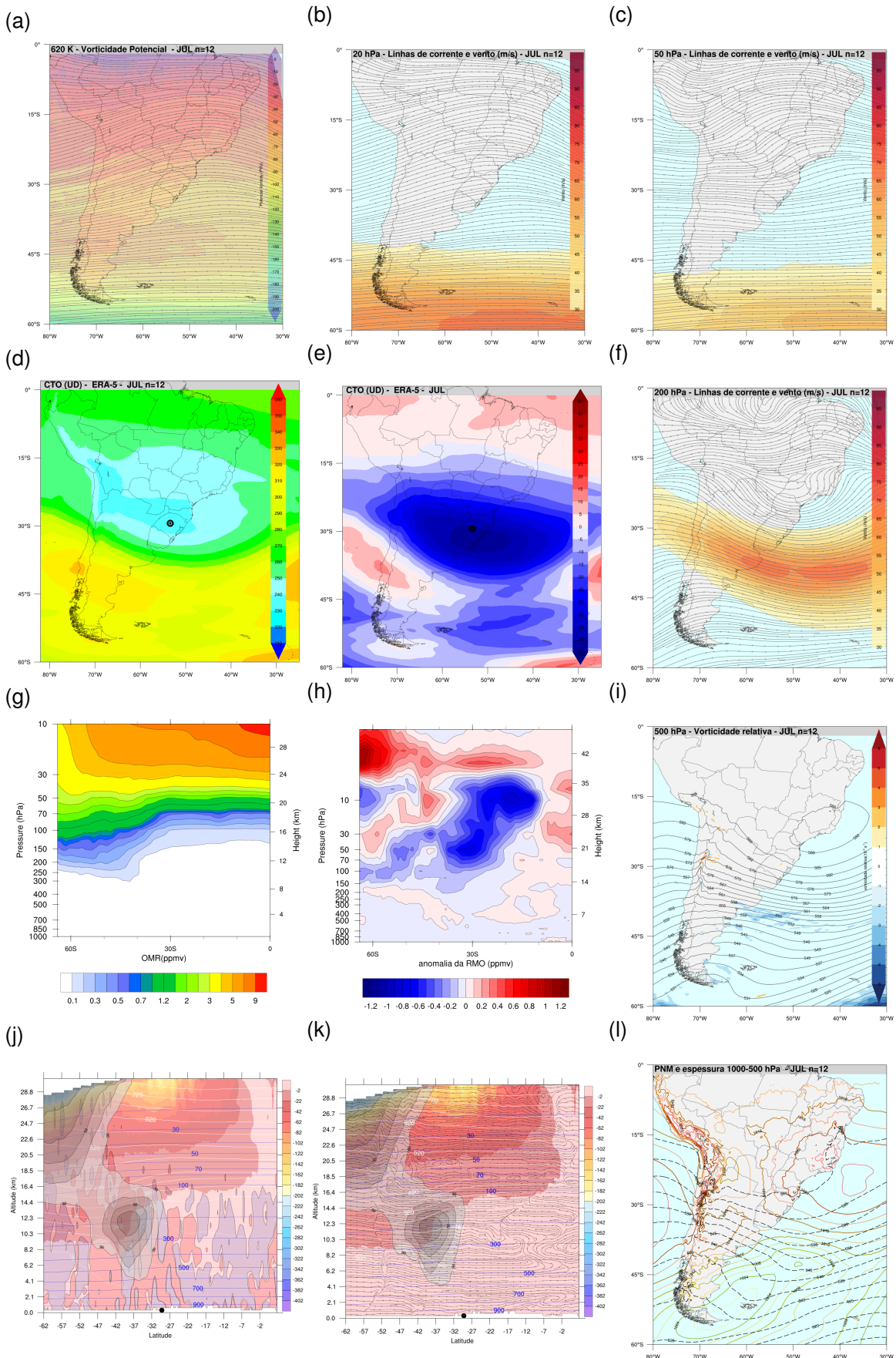


Figura E.6 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de junho.



Fonte: Própria autora.

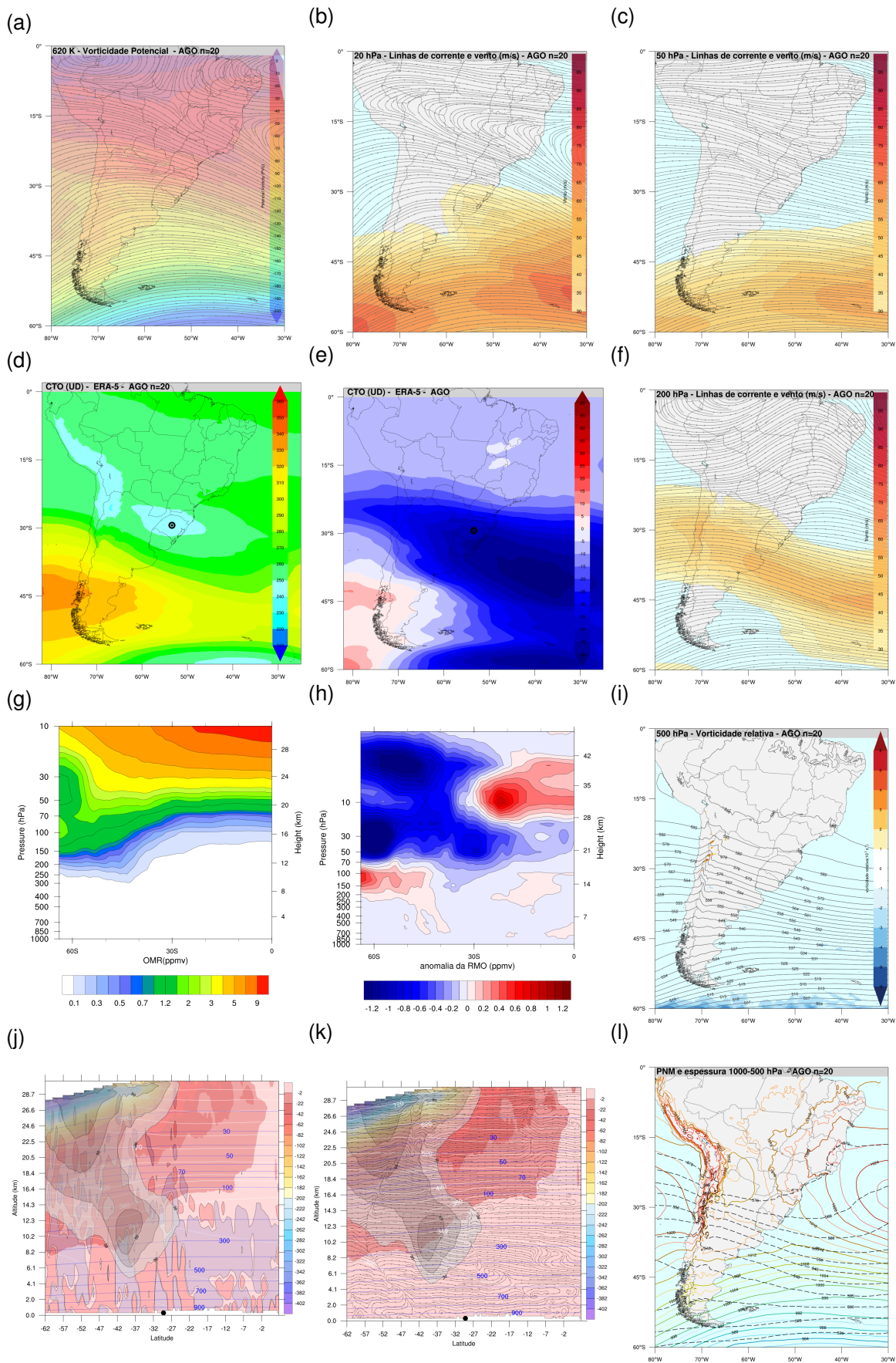
Figura E.7 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de julho.



Fonte: Própria autora.

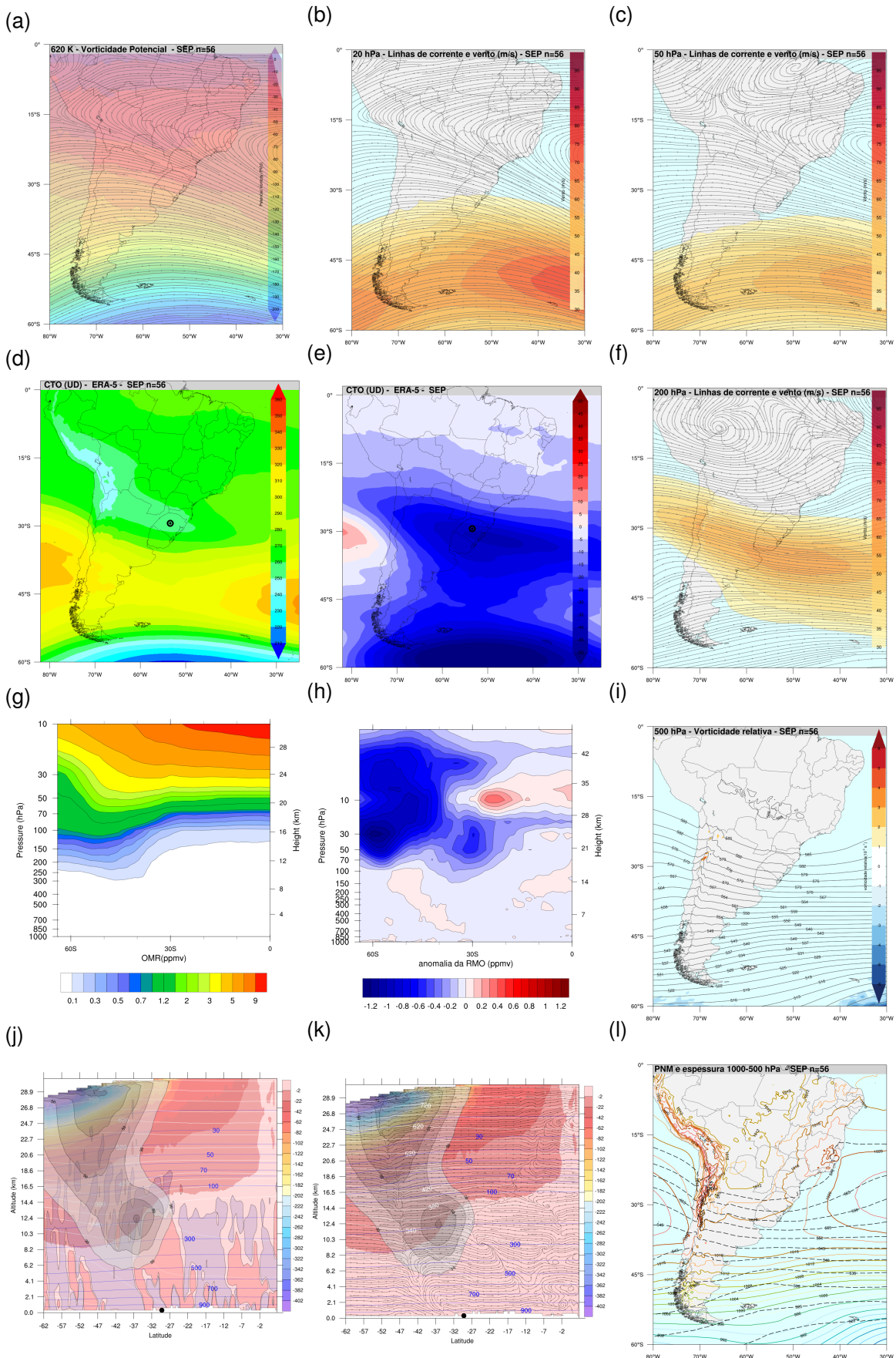


Figura E.8 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de agosto.



Fonte: Própria autora.

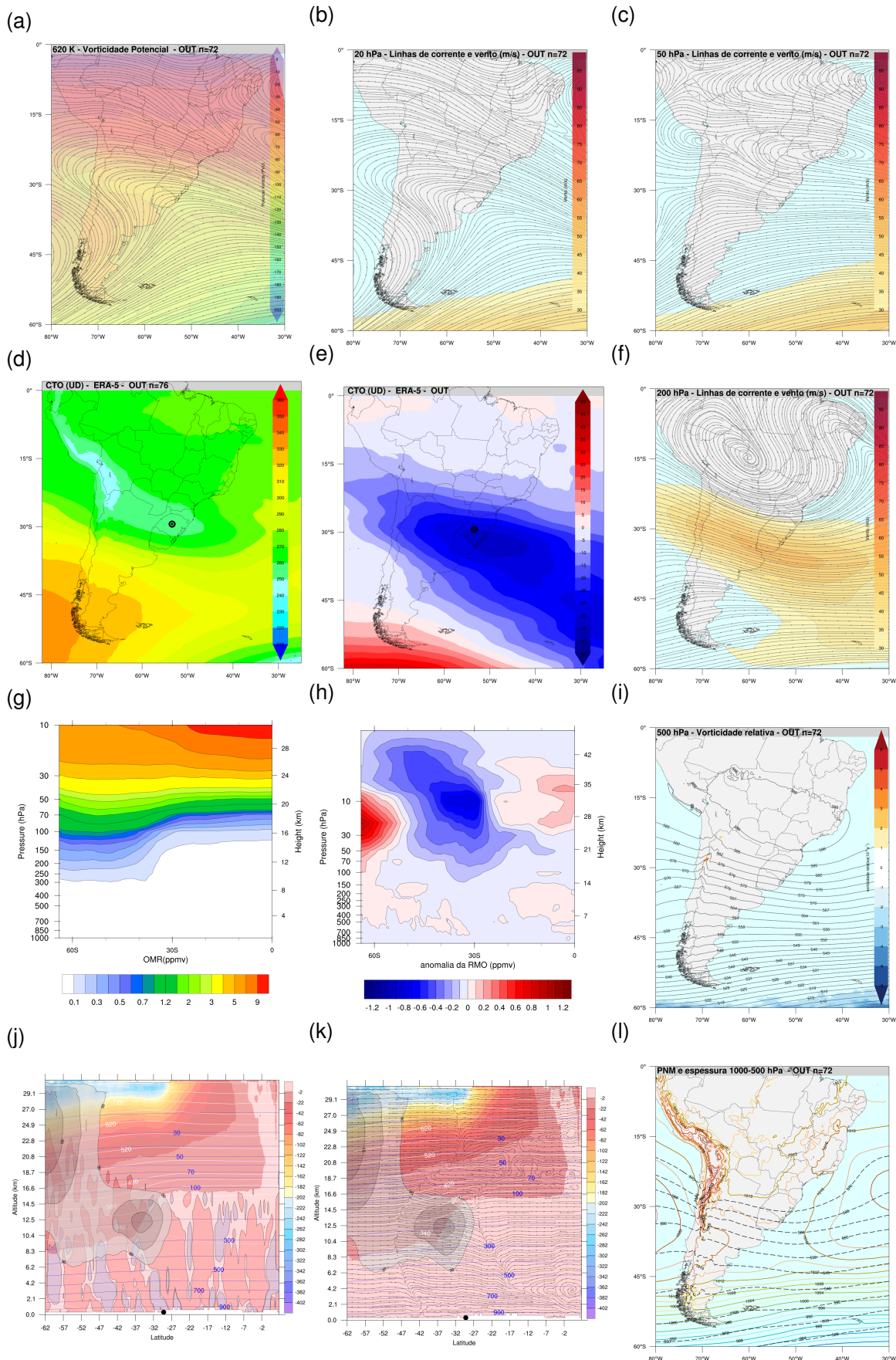
Figura E.9 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de setembro.



Fonte: Própria autora.

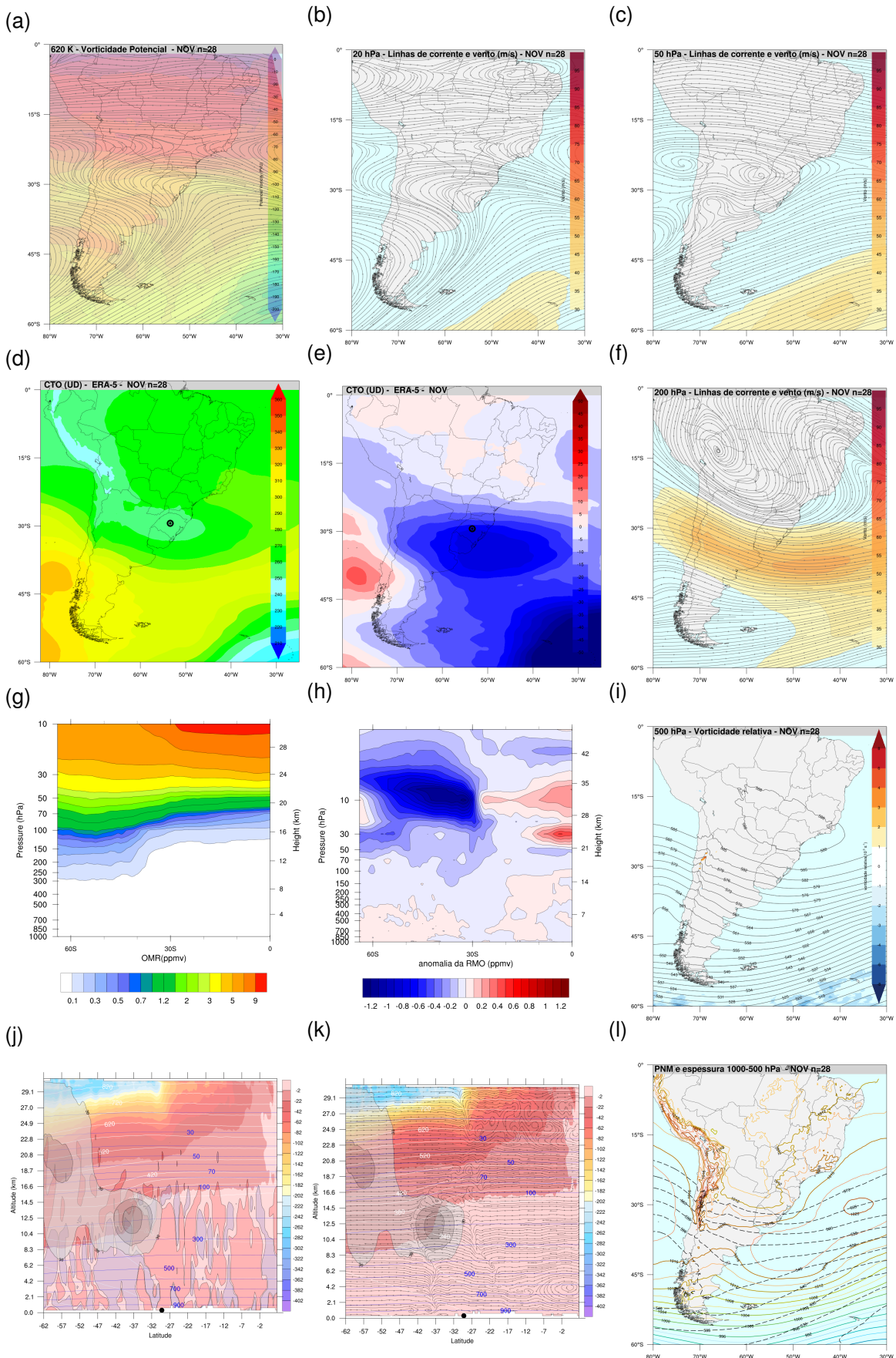


Figura E.10 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de outubro.



Fonte: Própria autora.

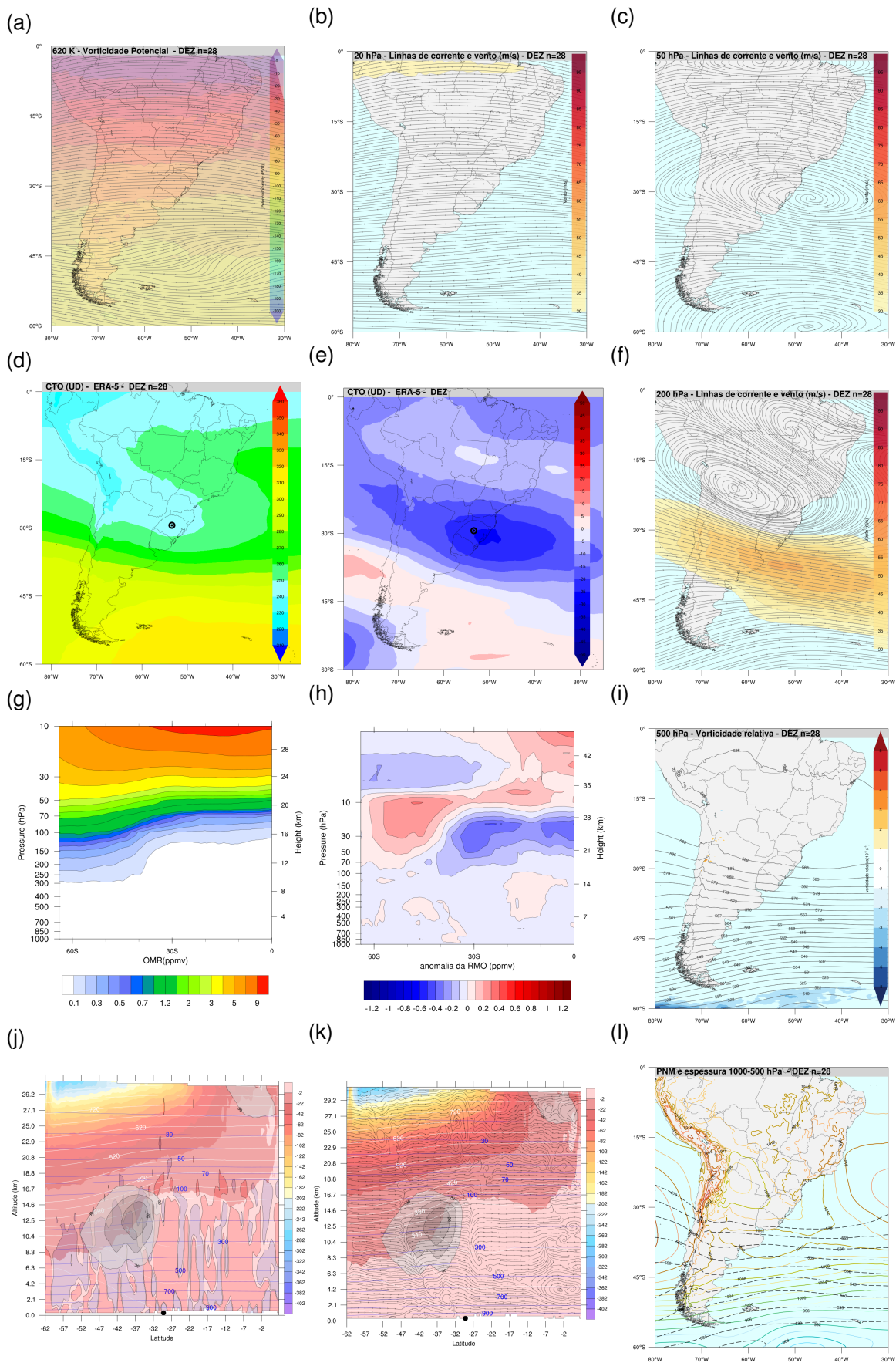
Figura E.11 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de novembro.



Fonte: Própria autora.



Figura E.12 – Padrões sinóticos médios dos eventos de diminuição da coluna total de ozônio do mês de dezembro.



Fonte: Própria autora.