

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS**

**ESTUDO DA EVOLUÇÃO SINÓTICA
E BALANÇOS DE CALOR E VORTICIDADE EM DOIS CICLONES
SUBTROPICAIS PRÓXIMOS A AMÉRICA DO SUL**

BRUNA ANDRELINA SILVA

**ITAJUBÁ (MG), BRASIL
2021**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS**

BRUNA ANDRELINA SILVA

**ESTUDO DA EVOLUÇÃO SINÓTICA
E BALANÇOS DE CALOR E VORTICIDADE EM DOIS CICLONES
SUBTROPICAIS PRÓXIMOS A AMÉRICA DO SUL**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração:

Meio Ambiente e Recursos Hídricos

Orientadora:

Prof^a. Dr^a. Michelle Simões Reboita

Coorientadora:

Prof^a. Dr^a. Rosmeri Porfírio da Rocha

**Itajubá (MG), Brasil
2021**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS**

BRUNA ANDRELINA SILVA

**ESTUDO DA EVOLUÇÃO SINÓTICA
E BALANÇOS DE CALOR E VORTICIDADE EM DOIS CICLONES
SUBTROPICAIS PRÓXIMOS A AMÉRICA DO SUL**

Dissertação aprovada pela banca examinadora em 22 de fevereiro de 2021 conferindo ao autor o título de **Mestre em Ciências em meio Ambiente e Recursos Hídricos**.

Banca Examinadora:

Profa. Dra. Michelle Simões Reboita (Orientadora)
Universidade Federal de Itajubá – UNIFEI

Profa. Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha (Coorientadora)
Universidade de São Paulo – USP

Dr^a. Natália Machado Crespo
Universidade de São Paulo – USP

Prof. Dr. Roger Rodrigues Torres
Universidade Federal de Itajubá – UNIFEI

**Itajubá (MG), Brasil
2021**

A minha amada mãe **Francisca Andreлина Dos Santos Silva** (*in memoriam*), pelo apoio, dedicação e amor incondicional, ao meu pai **José Donizeti Silva** (*in memoriam*), pelo incentivo aos primeiros passos e a mim por sempre acreditar e nunca desistir.

OFEREÇO

AGRADECIMENTOS

O início da busca pelo título de mestre foi marcado por um triste acontecimento: o falecimento de uma senhora lutadora, de muito amor pelos seus três filhos, uma mulher de garra inestimável, com uma vontade de viver somente para que fosse possível ver seus filhos crescerem com saúde e guiarem suas próprias vidas em um caminho de bem. Essa mulher vitoriosa se chamava Francisca Andrelina, minha mãe.

Por isso, nesse espaço farei os meus sinceros agradecimentos à todos que me deram apoio para que eu pudesse finalizar mais esse ciclo. Essas pessoas não necessariamente são do meio acadêmico. Algumas delas nem fazem ideia da contribuição que a mim foi dada, mas com toda certeza, têm minha gratidão. De antemão, já peço perdão aos que eu não citarei diretamente aqui. Não é por não serem importantes. É somente porque o espaço é curto e a memória é fraca. Mas ressalto, sou extremamente grata.

Inicialmente eu agradeço a Deus, autor do meu destino, por ter me dado saúde e força para superar as dificuldades encontradas durante esta caminhada e aos meus pais que juntos, lá do céu, olham por mim.

Para a minha orientadora Prof^a Dr^a Michelle Simões Reboita, fica aqui o meu eterno agradecimento por ser meu alicerce durante a realização deste estudo, pelas correções, incentivos, paciência e ensinamentos transmitidos ao longo desses tantos anos de orientação que não se limitaram a apenas dois anos de mestrado. Construimos uma amizade e um ambiente no qual discutíamos de tudo. Que momentos assim se repitam.

À amiga Raniele Pinheiro pela amizade, paciência e conselhos dados desde que nos conhecemos (mesmo eu não seguindo todos eles). Uma pessoa rara que sempre esteve disposta a me ouvir e se alegra a cada etapa que concluo. Agradeço também seus pais e noivo.

Agradeço aos outros “Filhos de Reboita”: Vitor Marrafon, Thales Teodoro (carinhosamente apelidado de marido) e Bruno Capucin, pelo companheirismo, amizade e momentos incontáveis de risadas durante esse ciclo. E um agradecimento especial à Cris Faria, a melhor psicóloga desse Brasil.

Aos amigos que conheci graças ao Programa de Pós-Graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos (POSMARH): Maria Eliza Diniz (muitos momentos de felicidade e risadas) e ao Robson Martins (autor de um lindo projeto ao qual tive o prazer de ajudar a realizar).

À Maria Alice Machado pelo apoio e palavras de consolo em diversos momentos em que precisei.

Aos amigos que fiz durante minha graduação e que sempre estiveram comigo: Jéssica Mendes (a pitoco), Rayan Miranda, Lara Marques (a loirona), Mateus Vitoriano, Robson Passos e Eduardo

Ximenes pelos momentos de felicidade e tristeza que passamos juntos ao longo da graduação e pela amizade que conseguimos manter durante todo esse tempo. Valorizo e fico muito feliz em saber do crescimento individual de cada um de vocês, minhas pedras preciosas.

Sâmia Calheiros, Karina Reciate, Aline Freitas, Melissa Dias e, novamente, Maria Alice e Michelle Reboita: acredito que não seja necessário dizer à que eu sou imensamente agradecida; Posso resumir tudo na palavra afeto. Todas vocês sabem o aporte que me deram no início do mestrado. Não vou conseguir dizer em palavras o quanto sou eternamente agradecida. Apenas saibam que posso não ser muito presente, mas vocês estarão sempre nas minhas orações.

Aos que compuseram minha banca de qualificação e defesa da dissertação, a Prof^a Dr^a Rosmeri Porfírio, a Dr^a Natália Crespo, o Prof^o Dr. Roger Torres, a Prof^a Dr^a Marta Llopart e à minha orientadora, muitíssimo obrigada pelas críticas e sugestões. Foram todas enriquecedoras. Ao Prof^o Dr. Roger Torres, fica um agradecimento especial, pois foram com ele os meus primeiros trabalhos acadêmicos e também os puxões de orelha.

À minha tia Lourdes e aos meus irmãos de mãe diferente: Alexandre Luíz, Alexsandro José, André Luiz e Álvaro Polidoro assim como suas respectivas esposas: Sidilene, Edilene e Juciara pelos bons conselhos dados e por sempre acreditar no meu crescimento pessoal e profissional.

Ao Ewerthon Orta que chegou em um momento no qual eu não esperava, me deu atenção, carinho e me proporcionou momentos de paz.

A universidade, ao Instituto de Recursos Naturais, ao POSMARH e a todos os docentes do curso de Mestrado em Meio Ambiente que tive contato durante esses dois últimos anos por me motivarem como aluna e por fazerem papel fundamental no meu desenvolvimento acadêmico e formação profissional. À CAPES, instituição de fomento que financiou esse estudo.

A tia, tio e avó de coração: Inês, Alcides e Efigênia Costa pela imensa contribuição a mim e aos meus familiares. Agradeço ainda a Luciana Carvalho, Alberto Perez e Adriana Carvalho pelo suporte durante longos anos.

Por fim, agradeço aqueles que por vezes me desmotivaram e não acreditaram no meu potencial; foi em vocês que eu encontrei forças para lutar e provar o contrário.

Agora é chegada a hora de chorar de alegria, orgulho e satisfação por mais esta batalha vencida. No futuro, continuarei ousando e me atrevendo, pois, minha história está apenas começando.

Muitíssimo obrigada a todos os envolvidos. Todos foram e são de grande valia e tenham certeza de que vocês e as lembranças nunca serão esquecidas. Fica aqui todo o meu respeito e admiração por todos vocês, meus eternos amigos.

“Não existe partida para aqueles que permanecerão
eternamente em nossos corações.”

Caio Fernando Abreu

“Que o caminho seja brando a teus pés, o vento sopra leve em teus ombros; o sol brilhe em tua
face, as chuvas caíam serenas em teus campos. E até que, de novo, eu te veja, que Deus te
guarde na palma de sua mão.”

Benção Irlandesa

“Alguns homens veem as coisas como são, e dizem „Por quê? “ Eu sonho com as coisas que
nunca foram e digo: Por que não? ”

Geroge Bernard Shaw

“A força de dentro é maior. Maior que todos os ventos contrários.”

Caio Fernando Abreu

“As melhores amizades são aquelas construídas sem razão.

São aquelas sem previsão.

As que são feitas no acaso.

E sem qualquer explicação.”

Gabriel De Queiroz Ribeiro

RESUMO

SILVA, Bruna Andrelina. **Estudo da evolução sinótica e balanços de calor e vorticidade em dois ciclones subtropicais próximos a América do Sul**. 2021. 94 f. Dissertação (Mestrado em Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Instituto de Recursos Naturais, Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, 2021.

Enquanto no oceano Atlântico Sul (OAS) há registro de várias ocorrências de ciclones subtropicais (CS), no oceano Pacífico Sudeste (OPS) só há notícias na mídia desde 2015. A fim de contribuir para o entendimento dos processos físicos associados aos ciclones subtropicais, neste estudo, são analisados dois ciclones: um com gênese subtropical pura, denominado Guará e ocorrido em dezembro de 2017 no OAS, e outro com transição subtropical, chamado Lexi, ocorrido em maio de 2018 no OPS. Além disso, o estudo tem como objetivo descrever as características climatológicas na região dos oceanos adjacentes à América do Sul, a fim de indicar as regiões propícias a esses eventos. Para tanto, são utilizados dados do período de 1989 a 2019 da reanálise ERA5, que é considerada estado-da-arte em termos de reanálise. Um dos principais resultados obtidos na análise climatológica foi em relação ao Índice do Potencial de Gênese (IPG). Embora esse índice indique as regiões propícias à ciclogênese tropical, também serve como indicador de condições propícias para os ciclones subtropicais, já que há muitas semelhanças entre esses dois tipos de sistemas. Os resultados mostram ainda que, há potencial para a gênese de sistemas tropicais/subtropicais no OAS ao longo da costa brasileira de outubro a março, entretanto, o sinal é mais intenso entre fevereiro e março. No OPS, alguns fatores, isoladamente, apresentaram propensão à ciclogêneses de ciclones com núcleo quente. Todavia, a climatologia do IPG mostra pouco ou nenhum favorecimento para a formação de ciclones tropicais e CS. Com relação aos dois CS estudados, a transição subtropical do Lexi teve influência da interação com uma *cutoff low*, que favoreceu um ambiente com fraco cisalhamento vertical do vento, à medida que se acoplava com o ciclone extratropical em superfície. Já o ciclone subtropical Guará se formou associado tanto a processos dinâmicos, como o cisalhamento horizontal do vento com sinal ciclônico e o fraco cisalhamento vertical do vento, quanto a processos termodinâmicos, como a influência dos fluxos turbulentos de calor na interface mar-ar. A utilização de equações do balanço de calor e vorticidade contribuíram para confirmar os resultados descritos.

Palavras-chave: Climatologia, índice de potencial de gênese, ciclones subtropicais, Oceano Atlântico Sul, Oceano Pacífico Sul, *Cutoff Low*.

ABSTRACT

SILVA, Bruna Andreolina. **Study of synoptic evolution and heat and vorticity balances in two subtropical cyclones near South America**. 2021. 94 f. Master of Science Dissertation (Master in Environment and Water Resources) – Natural Resources Institute, Federal University of Itajubá, Itajubá, 2021.

While in the South Atlantic Ocean (OAS) there are records of several occurrences of subtropical cyclones, in the Southeast Pacific Ocean (OPS) there is only news in the media since 2015. In order to promote the understanding of the physical processes associated with subtropical cyclones, in this study, expenses are two cyclones: one with pure subtropical genesis, which was Cyclone Guará which occurred in December 2017 at OAS, and another with subtropical transition, which was Cyclone Lexi, which occurred in May 2018 at OPS. In addition, the study aims to define the climatological characteristics in the region of the oceans adjacent to South America in order to indicate the regions favorable to these events. To this end, data from the 1989 to 2019 period of the ERA5 reanalysis are used, which is considered state-of-the-art in terms of reanalysis. One of the main results obtained in the climatological analysis on the Genesis Potential Index (IPG). Although this index indicates regions favorable to tropical cyclogenesis, it also serves as an indicator of favorable conditions for subtropical cyclones, since there are many similarities between these two types of systems. There is potential for the genesis of tropical/subtropical systems in OAS along the Brazilian coast from October to March, however, the signal is most intense between February and March. In the OPS, some factors, in isolation, showed a propensity to cyclogenesis of cyclones with a warm core. However, the IPG's climatology shows little or no favoring the formation of tropical cyclones and CS. In relation to the two cyclones studied, a subtropical transition from Lexi was influenced by the interaction with a cutoff low, which favored an environment with weak vertical wind shear, as it was coupled with the extratropical cyclone on the surface. The subtropical cyclone Guará was formed associated with both dynamic processes, such as horizontal wind shear with cyclonic signal and weak vertical wind shear, and thermodynamic processes, with an impact of turbulent heat fluxes at the sea-air interface. The use of heat balance and vorticity equations contributed to confirm the results.

Keywords: Climatology, genesis potential index, subtropical cyclones, South Atlantic Ocean, South Pacific Ocean, Cutoff Low.

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I

- FIGURA 1.1** - DOMÍNIO DE ESTUDO E TOPOGRAFIA DA AMÉRICA DO SUL EM METROS..... 22
- FIGURA 1.2** - MÉDIA MENSAL DA PNMM (HPA) PARA A. JANEIRO; B. FEVEREIRO; C. MARÇO; D. ABRIL; E. MAIO; F. JUNHO; G. JULHO; H. AGOSTO; I. SETEMBRO; J. OUTUBRO; K. NOVEMBRO; L. DEZEMBRO. 27
- FIGURA 1.3** - MÉDIA MENSAL DA INTENSIDADE ($m s^{-1}$) E DIREÇÃO DO VENTO A 10 METROS DE ALTURA (VETORES) PARA A. JANEIRO; B. FEVEREIRO; C. MARÇO; D. ABRIL; E. MAIO; F. JUNHO; G. JULHO; H. AGOSTO; I. SETEMBRO; J. OUTUBRO; K. NOVEMBRO; L. DEZEMBRO. 29
- FIGURA 1.4** - MÉDIA MENSAL DA TSM ($^{\circ}C$) PARA A. JANEIRO; B. FEVEREIRO; C. MARÇO; D. ABRIL; E. MAIO; F. JUNHO; G. JULHO; H. AGOSTO; I. SETEMBRO; J. OUTUBRO; K. NOVEMBRO; L. DEZEMBRO.31
- FIGURA 1.5** - MÉDIA MENSAL DO FLUXO DE CALOR LATENTE ($W m^{-2}$) PARA A. JANEIRO; B. FEVEREIRO; C. MARÇO; D. ABRIL; E. MAIO; F. JUNHO; G. JULHO; H. AGOSTO; I. SETEMBRO; J. OUTUBRO; K. NOVEMBRO; E L. DEZEMBRO. 34
- FIGURA 1.6** - MÉDIA MENSAL DO FLUXO DE CALOR SENSÍVEL ($W m^{-2}$) PARA A. JANEIRO; B. FEVEREIRO; C. MARÇO; D. ABRIL; E. MAIO; F. JUNHO; G. JULHO; H. AGOSTO; I. SETEMBRO; J. OUTUBRO; K. NOVEMBRO; L. DEZEMBRO..... 35
- FIGURA 1.7** - MÉDIA MENSAL DA CORRENTE DE JATO EM 200 HPA ($W m s^{-1}$) PARA A. JANEIRO; B. FEVEREIRO; C. MARÇO; D. ABRIL; E. MAIO; F. JUNHO; G. JULHO; H. AGOSTO; I. SETEMBRO; J. OUTUBRO; K. NOVEMBRO; L. DEZEMBRO..... 37
- FIGURA 1.8** - MÉDIA MENSAL DO V_{SHEAR} ENTRE 200 E 850 HPA ($m s^{-1}$) PARA A. JANEIRO; B. FEVEREIRO; C. MARÇO; D. ABRIL; E. MAIO; F. JUNHO; G. JULHO; H. AGOSTO; I. SETEMBRO; J. OUTUBRO; K. NOVEMBRO; L. DEZEMBRO. REGIÃO HACHURADA INDICA V_{SHEAR} INFERIOR A $10 M S^{-1}$.39
- FIGURA 1.9** - MÉDIA MENSAL DA UMIDADE RELATIVA EM 700 HPA (%) PARA A. JANEIRO; B. FEVEREIRO; C. MARÇO; D. ABRIL; E. MAIO; F. JUNHO; G. JULHO; H. AGOSTO; I. SETEMBRO; J. OUTUBRO; K. NOVEMBRO; L. DEZEMBRO..... 42
- FIGURA 1.10** - MÉDIA MENSAL DA VORTICIDADE ABSOLUTA CICLÔNICA EM 850 HPA ($\times 10^{-5} s^{-1}$) E VORTICIDADE RELATIVA CICLÔNICA EM 850 HPA ($\times 10^{-4} s^{-1}$) PARA A. JANEIRO; B. FEVEREIRO; C. MARÇO; D. ABRIL; E. MAIO; F. JUNHO; G. JULHO; H. AGOSTO; I. SETEMBRO; J. OUTUBRO; K. NOVEMBRO; L. DEZEMBRO. REGIÃO HACHURADA REFERE-SE À VORTICIDADE RELATIVA CICLÔNICA. 44
- FIGURA 1.11** - MÉDIA MENSAL DO VENTO POTENCIAL MÁXIMO ($m s^{-1}$) PARA A. JANEIRO; B. FEVEREIRO; C. MARÇO; D. ABRIL; E. MAIO; F. JUNHO; G. JULHO; H. AGOSTO; I. SETEMBRO; J. OUTUBRO; K. NOVEMBRO; L. DEZEMBRO..... 46
- FIGURA 1.12** - MÉDIA MENSAL DO IPG (ADIMENSIONAL) PARA A. JANEIRO; B. FEVEREIRO; C. MARÇO; D. ABRIL; E. MAIO; F. JUNHO; G. JULHO; H. AGOSTO; I. SETEMBRO; J. OUTUBRO; K. NOVEMBRO; L. DEZEMBRO. 47
- FIGURA 1.13** - SÍNTESE DOS PRINCIPAIS FATORES QUE CONTRIBUEM PARA A GÊNESE DE SISTEMAS TROPICAIS: TSM $>26^{\circ}C$ (HACHURADO VERMELHO), CISALHAMENTO DO VENTO HORIZONTAL ENTRE 200 E 850 HPA MENOR DO QUE $10 m s^{-1}$ (HACHURADO PRETO), UMIDADE RELATIVA EM 700 HPA $> 50\%$ (SOMBREADO CINZA), VPOT $> 17 m s^{-1}$ (REBOITA et al., 2019A) (HACHURADO VERDE) E VORTICIDADE RELATIVA CICLÔNICA EM 850 HPA (LINHA CONTÍNUA AZUL) PARA A. JANEIRO; B. ABRIL; C. JULHO; D. OUTUBRO..... 48

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO II

FIGURA 2.1 - ÁREA DE ESTUDO E TRAJETÓRIA DOS CICLONES SUBTROPICAIS QUE GANHARAM NOME TANTO NO OCEANO ATLÂNTICO QUANTO NO OCEANO PACÍFICO. A FIGURA DESTACA OS CICLONES LEXI E GUARÁ, QUE SÃO OS OBJETOS DE ESTUDO. AS TRAJETÓRIAS FORAM IDENTIFICADAS COM DADOS DE PRESSÃO AO NÍVEL MÉDIO DO MAR DA REANÁLISE ERA5..... 61

FIGURA 2.2 - PARÂMETRO DE SIMETRIA B (m) VERSUS $-|V_T^L|$ PARA O A. CICLONE LEXI E B. CICLONE GUARÁ. PARÂMETRO $-|V_T^L|$ VERSUS $-|V_T^U|$ PARA O C. CICLONE LEXI E D. CICLONE GUARÁ. A REGIÃO SOMBREADA DESTACA A FASE SUBTROPICAL DOS CICLONES DE ACORDO COM OS LIMIARES APRESENTADOS APRESENTADOS NA METODOLOGIA. A E Z INDICAM, RESPECTIVAMENTE, O PRIMEIRO E O ÚLTIMO HORÁRIO SINÓTICO DOS CICLONES. O TAMANHO DO CÍRCULO INDICA O RAIÓ MÉDIO DE ATUAÇÃO DO VENTO COM INTENSIDADE SUPERIOR A 17 m s^{-1} EM 925 hPa E AS CORES REPRESENTAM A INTENSIDADE DA PNMM (ESCALA À DIREITA DA FIGURA). AS POSIÇÕES EM 00Z SÃO ROTULADAS COM O DIA. 66

FIGURA 2.3 - PERFIS VERTICAIS DO GUARÁ: A. VENTO MÁXIMO (M S^{-1}) E B. VORTICIDADE RELATIVA CICLÔNICA MÍNIMA (10^{-5} s^{-1}); PERFIS VERTICAIS DO LEXI: A. VENTO MÁXIMO (m s^{-1}) E B. VORTICIDADE RELATIVA CICLÔNICA MÍNIMA (10^{-5} s^{-1}). ESSAS VARIÁVEIS FORAM CALCULADAS EM UMA CAIXA DE 10° DE LATITUDE POR LONGITUDE. DA ESQUERDA PARA A DIREITA, AS LINHAS NA VERTICAL INDICAM NO GUARÁ A GÊNESE, FASE MAIS INTENSA EM TERMOS DE VORTICIDADE RELATIVA CICLÔNICA EM BAIXOS NÍVEIS (LINHA VERMELHA) E TRANSIÇÃO EXTRATROPICAL. NO LEXI, AS LINHAS INDICAM O HORÁRIO QUE O CICLONE EXTRATROPICAL SE REINTENSIFICA, HORÁRIO QUE ATINGE MÁXIMA INTENSIDADE EM TERMOS DE VORTICIDADE RELATIVA CICLÔNICA NA SUPERFÍCIE (LINHA VERMELHA), TRANSIÇÃO SUBTROPICAL E TRANSIÇÃO EXTRATROPICAL.. 68

FIGURA 2.4 - EVOLUÇÃO TEMPORAL DA PNMM (HPA) E DO VENTO MÁXIMO EM 10 METROS (m s^{-1}) LOCALIZADO DENTRO DE UMA CAIXA DE 6° DE LATITUDE POR LONGITUDE PARA O CICLONE A. GUARÁ E PARA O CICLONE B. LEXI. A REGIÃO EM CINZA CORRESPONDE AO PERÍODO EM QUE OS SISTEMAS SE MANTIVERAM NA CATEGORIA SUBTROPICAL. AS LINHAS PRETAS CONTÍNUAS, NA VERTICAL, INDICAM A FASE DE MAIOR INTENSIDADE DOS SISTEMAS..... 69

FIGURA 2.5 - ACUMULADO DE PRECIPITAÇÃO (MM) PARA O A. CICLONE GUARÁ E PARA O C. CICLONE LEXI. MÉDIA DA INTENSIDADE DO VENTO (m s^{-1}) PARA B. CICLONE GUARÁ E PARA O D. CICLONE LEXI. OS ACUMULADOS E AS MÉDIAS FORAM CALCULADOS EM UMA CAIXA DE 20° DE LATITUDE POR LONGITUDE CENTRADA NOS CICLONES, DESDE A GÊNESE ATÉ A DISSIPAÇÃO. OS PONTILHADOS, EM PRETO, REPRESENTAM A TRAJETÓRIA PERCORRIDA POR AMBOS OS CICLONES. 70

FIGURA 2.6 – ANOMALIA DE ALTURA GEOPOTENCIAL EM 500 hPa, VORTICIDADE RELATIVA CICLÔNICA EM 500 hPa E LINHAS DE CORRENTE EM 500 hPa EM 0000 Z DE 09 DE DEZEMBRO DE 2017..... 72

FIGURA 2.7 - CAMPOS ESPACIAIS PARA O GUARÁ: A. VORTICIDADE RELATIVA EM 925 hPa (COLORIDO; 10^{-5} s^{-1}), PNMM (LINHA CONTÍNUA PRETA; HPA) E DIVERGÊNCIA EM 200 hPa (LINHA CONTÍNUA ROXA; 10^4 s^{-1}); B. VORTICIDADE RELATIVA EM 925 hPa EM FUNÇÃO DO CISALHAMENTO HORIZONTAL DO VENTO EM 925 hPa (COLORIDO; 10^{-5} s^{-1}), VETORES DO VENTO EM 925 hPa (SETAS PRETAS; m s^{-1}) E CISALHAMENTO DO VENTO ABAIXO DE 10 m s^{-1} (HACHURADO VERMELHO; m s^{-1}), CALCULADO ENTRE 200 E 850 hPa; C. SOMATÓRIO DOS FLUXOS DE CALOR LATENTE E FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL (COLORIDO; Wm^{-2}), ANOMALIA POSITIVA DE TSM (HACHURADO PRETO NA DIREÇÃO 45° ; $^\circ\text{C}$) E TSM-T2m ACIMA DE 0°C (HACHURADO AZUL NA DIREÇÃO 135° ; $^\circ\text{C}$); D. ADVEÇÃO HORIZONTAL DE TEMPERATURA EM 850 hPa (COLORIDO; K dia^{-1}) E HGT EM 200 hPa (LINHA CONTÍNUA PRETA; gpm); E. TEMPERATURA DE BRILHO EM 11 MICRONS (TONS DE CINZA; K) E VETORES DO VENTO EM 10 METROS (SETAS COLORIDAS; m s^{-1}); F. ADVEÇÃO HORIZONTAL DE

UMIDADE ESPECÍFICA EM 850 hPa (COLORIDO; $\text{g kg}^{-1} \text{ dia}^{-1}$) E HGT EM 500 hPa (LINHA CONTÍNUA PRETA; gpm)..... 73

FIGURA 2.8 - PERFIL VERTICAL DOS TERMOS DA EQUAÇÃO DE CALOR PARA O CICLONE GUARÁ (K dia^{-1}): A. VARIAÇÃO LOCAL DE TEMPERATURA, B. ADVECÇÃO HORIZONTAL DE TEMPERATURA, C. SOMA DA ADVECÇÃO VERTICAL DE TEMPERATURA E DO TERMO ADIABÁTICO E D. TERMO RESIDUAL. DA ESQUERDA PARA A DIREITA, AS LINHAS NA VERTICAL INDICAM NO GUARÁ A GÊNESE, FASE MAIS INTENSA EM TERMOS DE VORTICIDADE RELATIVA CICLÔNICA EM BAIXOS NÍVEIS (LINHA VERMELHA) E TRANSIÇÃO EXTRATROPICAL. NO LEXI, AS LINHAS INDICAM O HORÁRIO QUE O CICLONE EXTRATROPICAL SE REINTENSIFICA, HORÁRIO QUE ATINGE MÁXIMA INTENSIDADE EM TERMOS DE VORTICIDADE RELATIVA CICLÔNICA NA SUPERFÍCIE (LINHA VERMELHA), TRANSIÇÃO SUBTROPICAL E TRANSIÇÃO EXTRATROPICAL. 75

FIGURA 2.9 - PERFIL VERTICAL DOS TERMOS DA EQUAÇÃO DE VORTICIDADE PARA O CICLONE GUARÁ (10^{-10} s^{-1}): A. VARIAÇÃO LOCAL DE VORTICIDADE RELATIVA, B. ADVECÇÃO HORIZONTAL DE VORTICIDADE RELATIVA, C. TERMO DIVERGENTE E D. TERMO RESIDUAL. DA ESQUERDA PARA A DIREITA, AS LINHAS NA VERTICAL INDICAM NO GUARÁ A GÊNESE, FASE MAIS INTENSA EM TERMOS DE VORTICIDADE RELATIVA CICLÔNICA EM BAIXOS NÍVEIS (LINHA VERMELHA) E TRANSIÇÃO EXTRATROPICAL. NO LEXI, AS LINHAS INDICAM O HORÁRIO QUE O CICLONE EXTRATROPICAL SE REINTENSIFICA, HORÁRIO QUE ATINGE MÁXIMA INTENSIDADE EM TERMOS DE VORTICIDADE RELATIVA CICLÔNICA NA SUPERFÍCIE (LINHA VERMELHA), TRANSIÇÃO SUBTROPICAL E TRANSIÇÃO EXTRATROPICAL..... 76

FIGURA 2.10 - EVOLUÇÃO DO CICLONE LEXI: LINHAS DE CORRENTE EM 300 hPa (LINHAS CONTÍNUAS PRETAS) E PNMM (LINHAS CONTÍNUAS COLORIDAS; HPA) PARA ÀS 0600 Z (2018) DE A. 01 DE MAIO, B. 02 DE MAIO, C. 03 DE MAIO, D. 04 DE MAIO, E. 05 DE MAIO E F. 06 DE MAIO..... 77

FIGURA 2.11 - CAMPOS ESPACIAIS PARA O LEXI: A. VORTICIDADE RELATIVA EM 925 hPa (COLORIDO; 10^{-5} s^{-1}), PNMM (LINHA CONTÍNUA PRETA; HPA) E DIVERGÊNCIA EM 200 hPa (LINHA CONTÍNUA ROXA; 10^{-4} s^{-1}); B. VORTICIDADE RELATIVA EM 925 hPa EM FUNÇÃO DO CISALHAMENTO HORIZONTAL DO VENTO EM 925 hPa (COLORIDO; 10^{-5} s^{-1}), VETORES DO VENTO EM 925 hPa (SETAS PRETAS; m s^{-1}) E CISALHAMENTO DO VENTO ABAIXO DE 10 m s^{-1} (HACHURADO VERMELHO; m s^{-1}), CALCULADO ENTRE 200 E 850 hPa; C. SOMATÓRIO DOS FLUXOS DE CALOR LATENTE E FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL (COLORIDO; Wm^{-2}), ANOMALIA POSITIVA DE TSM (HACHURADO PRETO NA DIREÇÃO 45° ; $^\circ\text{C}$) E TSM-T2m ACIMA DE 0°C (HACHURADO AZUL NA DIREÇÃO 135° ; $^\circ\text{C}$); D. ADVECÇÃO HORIZONTAL DE TEMPERATURA EM 850 hPa (COLORIDO; K dia^{-1}) E HGT EM 200 hPa (LINHA CONTÍNUA PRETA; gpm); E. TEMPERATURA DE BRILHO EM 11 MICRONS (TONS DE CINZA; K) E VETORES DO VENTO EM 10 METROS (SETAS COLORIDAS; m s^{-1}); F. ADVECÇÃO HORIZONTAL DE UMIDADE ESPECÍFICA EM 850 hPa (COLORIDO; $\text{g kg}^{-1} \text{ dia}^{-1}$) E HGT EM 500 hPa (LINHA CONTÍNUA PRETA; gpm)..... 79

FIGURA 2.12 - PERFIL VERTICAL DOS TERMOS DA EQUAÇÃO DE CALOR PARA O CICLONE LEXI (K dia^{-1}): A. VARIAÇÃO LOCAL DE TEMPERATURA, B. ADVECÇÃO HORIZONTAL DE TEMPERATURA, C. SOMA DA ADVECÇÃO VERTICAL DE TEMPERATURA E DO TERMO ADIABÁTICO E D. TERMO RESIDUAL. DA ESQUERDA PARA A DIREITA, AS LINHAS NA VERTICAL INDICAM NO GUARÁ A GÊNESE, FASE MAIS INTENSA EM TERMOS DE VORTICIDADE RELATIVA CICLÔNICA EM BAIXOS NÍVEIS (LINHA VERMELHA) E TRANSIÇÃO EXTRATROPICAL. NO LEXI, AS LINHAS INDICAM O HORÁRIO QUE O CICLONE EXTRATROPICAL SE REINTENSIFICA, HORÁRIO QUE ATINGE MÁXIMA INTENSIDADE EM TERMOS DE VORTICIDADE RELATIVA CICLÔNICA NA SUPERFÍCIE (LINHA VERMELHA), TRANSIÇÃO SUBTROPICAL E TRANSIÇÃO EXTRATROPICAL. 81

FIGURA 2.13 - PERFIL VERTICAL DOS TERMOS DA EQUAÇÃO DE VORTICIDADE PARA O CICLONE LEXI (10^{-10} s^{-1}): A. VARIAÇÃO LOCAL DE VORTICIDADE RELATIVA, B. ADVECÇÃO HORIZONTAL DE VORTICIDADE RELATIVA, C. TERMO DIVERGENTE E D. TERMO RESIDUAL. DA ESQUERDA PARA A DIREITA, AS LINHAS NA VERTICAL INDICAM NO GUARÁ A GÊNESE, FASE MAIS INTENSA EM TERMOS DE VORTICIDADE RELATIVA CICLÔNICA EM BAIXOS NÍVEIS (LINHA VERMELHA) E TRANSIÇÃO EXTRATROPICAL. NO LEXI, AS LINHAS INDICAM O HORÁRIO QUE O CICLONE EXTRATROPICAL SE REINTENSIFICA, HORÁRIO QUE ATINGE MÁXIMA INTENSIDADE EM TERMOS DE VORTICIDADE RELATIVA CICLÔNICA NA SUPERFÍCIE (LINHA VERMELHA), TRANSIÇÃO SUBTROPICAL E TRANSIÇÃO EXTRATROPICAL..... 82

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

-|VTL| - vento térmico em baixos níveis

-|VTU| - vento térmico em altos níveis

a - raio da Terra

ASAS - alta subtropical do Atlântico Sul

ASPS - Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul

B - simetria térmica

CAPE - energia potencial disponível para convecção na camada limite

CAPE* - energia potencial disponível para convecção considerando o ar que é levantado a partir do nível médio do mar

C_d - coeficiente de transferência de *momentum*

CE - ciclone extratropical

C_k - coeficiente de transferência entalpia

C_p - calor específico à pressão constante

CPS - *Cyclone Phase Space*

CPTEC - Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos

CS - ciclone subtropical

CT - ciclone tropical

ECMWF - *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*

f - vorticidade planetária

GPM - *Global Precipitation Measurement*

H - umidade relativa

HN - Hemisfério Norte

HS - Hemisfério Sul

IPG - índice de potencial de gênese

LH - calor latente

n - direção normal do vento

NASA - *National Aeronautics and Space Administration*

NCEP - *National Centers for Environmental Prediction*

NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*

OAS - oceano Atlântico Sul

OPS - oceano Pacífico Sudeste

∇_p - operador nabla horizontal calculado sobre uma superfície de pressão constante

PNMM - Pressão Média ao Nível do Mar

SH - Calor sensível

T - temperatura do ar

t - tempo

T_o - temperatura média no topo da tempestade

T_s - temperatura da superfície do mar

TSM - temperatura da Superfície do Mar

u - componente zonal do vento

u_{200} - componente zonal do vento em 200 hPa

u_{850} - componente zonal do vento em 850 hPa

v - componente meridional do vento,

V - magnitude do vento horizontal

v_{200} - componente meridional do vento em 200 hPa

v_{850} - componente meridional do vento em 850 hPa

VH - vento horizontal

Vpot – intensidade potencial do vento

V_{shear} - magnitude do cisalhamento vertical do vento horizontal

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ζ - vorticidade relativa

η - vorticidade absoluta

λ - longitude

φ - latitude

Ω - velocidade angular da

ω - velocidade vertical

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO GERAL	17
CAPÍTULO I	20
CLIMATOLOGIA DO ÍNDICE DO POTENCIAL DE GÊNESE DE CICLONES TROPICAIS NOS OCEANOS ADJACENTES À AMÉRICA DO SUL	20
1.1. INTRODUÇÃO	20
1.2. MATERIAL E MÉTODOS	22
1.2.1. Área de estudo	22
1.2.2. Dados	22
1.2.3. Metodologia	22
1.2.3.1. Índice do Potencial de Gênese (IPG)	22
1.2.3.2. Climatologias	24
1.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	25
1.3.1 Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM)	25
1.3.2 Intensidade e direção do vento (10 m).....	28
1.3.3. Temperatura da Superfície do Mar (TSM)	30
1.3.4. Fluxos turbulentos de Calor Latente e Sensível (FCL e FCS).....	32
1.3.5. Jato de altos níveis (200 hPa).....	36
1.3.6. Cisalhamento Vertical do Vento Horizontal (Vshear) (200 hPa - 850 hPa)	38
1.3.7 Umidade relativa (700 hPa)	40
1.3.8. Vorticidade absoluta (850 hPa) e Vorticidade relativa (850 hPa)	43
1.3.9 Intensidade Potencial do Vento (Vpot).....	45
1.3.10 Índice do Potencial de Gênese (IPG).....	45
1.4. CONCLUSÕES	49
1.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	51
CAPÍTULO II	58
CICLONES SUBTROPICAIS GUARÁ E LEXI: ANÁLISE SINÓTICA E BALANÇOS DE CALOR E VORTICIDADE	58
2.1. INTRODUÇÃO	58
2.2. MATERIAL E MÉTODOS	61
2.2.1. Área de Estudo.....	61
2.2.2. Dados	61
2.2.3. Trajetória e Distância Percorrida.....	62
2.2.4. Estrutura Térmica dos Ciclones	62
2.2.5. Caracterização do Ambiente Sinótico	63
2.2.6. Balanço de Calor	63
2.2.7. Balanço de Vorticidade	64

2.3 RESULTADOS E DISCUSSÕES	65
2.3.1. Características Gerais dos Ciclones Guará e Lexi	65
2.3.2. Processos Físicos Associados aos Ciclones	71
2.3.2.1. Guará	71
2.3.2.1.1. Campos Sinóticos.....	71
2.3.2.1.2. Balanço de Calor	74
2.3.2.1.3. Balanço de Vorticidade.....	75
2.3.2.2. Lexi.....	77
2.3.2.2.1. Campos Sinóticos.....	77
2.3.2.2.2. Balanço de Calor	80
2.3.2.2.3. Balanço de Vorticidade.....	81
2.4. CONCLUSÕES	84
2.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	86
DISCUSSÃO GERAL E CONSIDERAÇÕES FINAIS	88
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS GERAIS	90
ANEXOS	93
Anexo 1	93
Anexo 2	94

INTRODUÇÃO GERAL

Ciclones são fenômenos de escala sinótica, caracterizados por possuírem menor pressão no centro do que nas vizinhanças e, conseqüente, circulação ciclônica (horária no Hemisfério Sul - HS) (BJERKNES,1919; PETERSSSEN, 1956). A literatura classifica os ciclones em três tipos: ciclones extratropicais (CE), ciclones tropicais (CT) e ciclones subtropicais (CS). Os ciclones tropicais apresentam diâmetro variando de 500 a 1.000 km, núcleo quente e profundo (EMANUEL, 1986) em toda sua estrutura vertical e simetria padrão de nebulosidade com característica simétrica (GRAY, 1968; FRANK, 1977; CHARNEY e ELIASSEN, 1996). Com relação aos CE, Bjerknes (1919) mostrou que esses sistemas se formavam a partir da interação entre uma massa de ar polar e outra massa de ar tropical que, se deslocavam de modo a promover uma ascensão do ar menos denso (ar quente), contribuindo para a queda da pressão atmosférica e conseqüente circulação ciclônica na baixa troposfera. Assim, a instabilidade baroclínica aparece com papel preponderante na formação dos CE (WANG e WU, 2004). Em outras palavras, os CE estão associados a gradiente horizontal de temperatura e forte cisalhamento vertical do vento horizontal (CHARNEY, 1947). A estrutura vertical desses sistemas apresenta núcleo frio da superfície até altos níveis e, na baixa troposfera, apresentam nebulosidade com formato de "vírgula" (no HN) ou "vírgula invertida" (no HS), em vista disso, são caracterizados como sistemas assimétricos.

Após meados da década de 1950, os ciclones subtropicais passaram a ser considerados pela comunidade científica (BEVEN,1997; DUTRA, 2012), mas só ganharam destaque com o estudo de Hart (2003) sobre o espaço de fase dos ciclones (*Cyclone Phase Space; CPS*). Hart (2003), Pezza e Simmonds (2008) e Evans e Guishard (2009) mostram que os CS possuem núcleo quente em baixos níveis, como os ciclones tropicais, e frio na alta troposfera, como os ciclones extratropicais; devido a esse fato, os CS também podem ser chamados de híbridos. A metodologia do CPS de Hart (2003) é utilizada para caracterizar a estrutura térmica dos ciclones ao longo do ciclo de vida e faz uso de três parâmetros que são: a diferença de espessura da camada entre 600 e 900 hPa em dois semicírculos que constituem a região do ciclone; o vento térmico na baixa troposfera, calculado entre 600 e 900 hPa e o vento térmico na alta troposfera, calculado entre 300 e 600 hPa. Essa metodologia tem sido utilizada em estudos sinóticos de sistemas no Atlântico Sul como os de Dias Pinto et al. (2013), Gozzo et al. (2014, 2017), Dutra (2012), Dutra et al. (2017), Reboita et al. (2019) e mais recentemente de Jesus et al. (2020).

Independente do tipo, os ciclones influenciam o clima do globo por meio do transporte de calor e umidade das regiões tropicais para as extratropicais (HAKIM, 2003). No tempo, os maiores

impactos se dão em decorrência dos altos acumulados de precipitação, ventos fortes, agitação marítima e aumento de marés. No Brasil, o litoral da região Sul e Sudeste são as áreas mais afetadas ao longo de todo o ano por ciclones (NECCO, 1982; GAN e RAO, 1991).

No que se diz respeito à frequência de ciclones, no oceano Atlântico Sul (OAS) há maior ocorrência de ciclones extratropicais, menor de subtropicais e rara de tropicais (Reboita et al., 2021). Até recentemente, pouca ou nenhuma importância foi dada aos ciclones tropicais nesse oceano, pois a literatura menciona que não há condições adequadas para esses sistemas, tais como o cisalhamento vertical do vento que é mais intenso do que $12,5 \text{ m s}^{-1}$ (GUISHARD, 2009). Apesar disso, desde 2004 já foram registrados dois ciclones tropicais no sudoeste do OAS: o Catarina, ocorrido em março de 2004 (transição tropical – MCTAGGART-COWAN et al., 2006) e o Iba (REBOITA et al., 2021), ocorrido em março de 2019 (ciclogênese tropical pura). O oceano Pacífico Sudeste (OPS) também é reconhecido como não favorável aos sistemas de núcleo quente, como mostra a climatologia de ciclones apresentada por Yanase et al. (2014). Ainda assim, no OPS, também foi observada a presença de ciclones com características subtropicais: o Katie (2015) e o Lexi (2018) e, ambos decorrentes de transição subtropical.

Dentre os principais ingredientes necessários para a ocorrência de sistemas tropicais e subtropicais está a forte perturbação em níveis baixos atrelada à intensa atividade convectiva (MCBRIDE e ZEHR, 1981; MARKS, 2003; EMANUEL, 2003). Uma das formas de induzir convecção é por meio da transferência de energia na interface mar-ar e do fraco cisalhamento vertical do vento horizontal (GOZZO et al., 2014). Para que a transferência de fluxos turbulentos seja eficiente, é requerido que a região oceânica tenha temperatura elevada e seja mais quente do que a atmosfera; um limiar proposto é que seja superior a 26°C (GRAY, 1968; GALVIM, 2008). Os ventos em superfície também contribuem para intensificar fluxos verticais (REBOITA et al., 2010). Já em termos de cisalhamento vertical do vento, embora a maioria dos estudos cite o limiar de 10 m s^{-1} para a formação de ciclones tropicais, Guishard et al. (2010) sugere o limiar de $12,5 \text{ m s}^{-1}$. O fraco cisalhamento vertical do vento implica num ambiente adequado para a organização da convecção. Locais propícios à gênese de ciclones tropicais podem ser identificados através do índice do potencial de gênese (EMANUEL, 2003), que é uma metodologia desenvolvida pelo Dr. Kerry Emanuel e colaboradores. Entretanto, não há um limiar pré-estabelecido deste índice para indicar a ocorrência de CT. Isso significa que a presença de IPG não necessariamente acarreta na formação de ciclones de núcleo quente.

Para o estudo dos processos físicos associados aos diferentes tipos de ciclones, pode-se utilizar o cálculo dos balanços de calor e vorticidade (MENDONÇA, 2000; DUTRA et al., 2012).

Esses balanços indicam os termos predominantes na formação e desenvolvimento de sistemas sinóticos, como por exemplo, ciclones subtropicais.

Diante do exposto, o objetivo geral deste estudo é apresentar a climatologia das variáveis mais relevantes na formação de CT e CS, nos oceanos adjacentes à América do Sul, no período de 1989 a 2019. Além disso, são descritos os processos físicos que propiciaram a gênese pura do Guará e a transição subtropical do Lexi.

O capítulo I trata da abordagem climatológica da região de estudo, com enfoque no índice de potencial de gênese. No capítulo II, dois estudos de casos são realizados e o objetivo é apresentar os mecanismos precursores na gênese/transição subtropical do ciclone Guará e Lexi, por meio da análise sinótica e dos balanços de calor e vorticidade.

CAPÍTULO I

CLIMATOLOGIA DO ÍNDICE DO POTENCIAL DE GÊNESE DE CICLONES TROPICAIS NOS OCEANOS ADJACENTES À AMÉRICA DO SUL

1.1. INTRODUÇÃO

O setor sudoeste do oceano Atlântico Sul (OAS) é um local propício à gênese de ciclones extratropicais (GAN e RAO, 1991; HOSKINS e HODGES, 2005; REBOITA et al., 2010a, 2015, 2020; GRAMCIANINOV et al., 2020; De JESUS et al., 2020; CRESPO et al., 2020) e subtropicais (GOZZO et al., 2014; REBOITA et al., 2019a), mas não de ciclones tropicais (GRAY, 1968; Da ROCHA et al., 2019; REBOITA et al., 2020). Desde o início da era satelital, apenas dois ciclones tropicais foram registrados no OAS: o Catarina, em março de 2004, que se formou através de um processo de transição tropical (PEZZA e SIMMONDS, 2005; MCTAGGART-COWAN et al., 2006) e o Iba, ocorrido em março de 2019 e considerado a primeira ciclogênese tropical pura nesse oceano (REBOITA et al., 2020).

Segundo Gray (1968), as condições necessárias, mas não suficientes para a ciclogênese tropicais são: i) temperatura da superfície do mar (TSM) acima de 26°C, (ii) alta umidade relativa em 700 hPa, (iii) instabilidade condicional, (iv) perturbação ciclônica em baixos níveis, (v) fraco cisalhamento vertical do vento horizontal e (vi) gênese afastada do equador em pelo menos 5°. Dessas características, o sudoeste do OAS não apresenta TSM suficiente, pois a média desta variável é inferior a 26°C, de acordo com a climatologia de Gray (1968). Além disso, o OAS também registra forte cisalhamento vertical do vento (200-850 hPa), pois este apresenta média climatológica a cerca de $25,7 \pm 8.8 \text{ m s}^{-1}$ (PEZZA e SIMMONDS, 2005). Valores altos de cisalhamento vertical causam o efeito de ventilação que nada mais é do que a advecção do calor liberado na condensação, para longe do centro da tempestade, dificultando a formação e manutenção do núcleo quente dos sistemas tropicais. Pezza e Simmonds (2005) também sugerem que o cisalhamento vertical do vento horizontal ideal para a ciclogênese é o inferior a 8 m s^{-1} .

Outra região ao redor da América do Sul (AS) não propícia à formação de ciclones tropicais e subtropicais (MOGIL, 2007) é o Pacífico Sudeste. Entretanto, em abril de 2015 e, mais recentemente, em maio de 2018, dois ciclones apresentaram características subtropicais: Katie (THE WEATHER CHANNEL, 2018) e Lexi (NOAA, 2018), respectivamente. Ambos os sistemas iniciaram seu ciclo de vida como extratropicais e evoluíram para subtropicais.

De forma breve, os ciclones tropicais são definidos como sistemas com centro de baixa pressão atmosférica e circulação ciclônica (FRANK, 1977), cuja gênese ocorre sobre os oceanos tropicais quentes devido à intensa transferência de energia do oceano para a atmosfera (TORY e

FRANK, 2010). Além disso, apresentam estrutura vertical com núcleo quente comparado aos arredores. O diâmetro dos ciclones tropicais pode variar de 500 km a 1000 km e a velocidade do vento pode atingir até 85 m s^{-1} (KEPERT, 2010). Os ciclones tropicais que apresentam intensidade superior a 33 m s^{-1} (119 km h^{-1}) são classificados como furacões na bacia do Atlântico Norte e Pacífico Nordeste. Devido à forte intensidade do vento, chuvas intensas e transporte da água do mar para a região costeira, os ciclones tropicais representam um perigo sério para as pessoas que habitam regiões litorâneas. O potencial destrutivo também é característica dos ciclones subtropicais (CS). Por exemplo, Dutra et al. (2017) relatam que, na AS, os ciclones subtropicais são responsáveis por grandes danos econômicos nas regiões costeiras em consequência das inundações e desabamentos. Os CS, que também podem ser chamados de ciclones híbridos, são sistemas que apresentam núcleo quente em baixos níveis da atmosfera como os ciclones tropicais e núcleo frio em altos níveis como os ciclones extratropicais (HART, 2003; EVANS e GUISSARD, 2009; GOZZO et al., 2014; REBOITA et al., 2017a).

A fim de indicar as regiões com potencial ao desenvolvimento de ciclones tropicais, Emanuel e Nolan (2004) propuseram uma equação que une as principais variáveis atmosféricas indicativas de ciclogênese tropical – a maioria já descritas por Gray (1968) - e a chamaram de Índice do Potencial de Gênese (IPG). Essa equação envolve a vorticidade absoluta em 850 hPa, a umidade relativa em 700 hPa, a intensidade potencial do vento (V_{pot} - que é a máxima intensidade que o vento pode atingir em dadas condições dinâmicas e termodinâmicas) e o cisalhamento vertical do vento (na camada entre 200 e 850 hPa). De acordo com Camargo et al. (2007), a equação do IPG foi obtida, não apenas seguindo os critérios de Gray (1968), mas através da seleção de variáveis com a técnica de regressão linear múltipla. Dessa forma, os autores identificaram as variáveis que melhor descrevem o ciclo sazonal da frequência de ciclones tropicais. A equação do IPG tem sido utilizada desde 2004 em diferentes partes do globo em estudos diagnósticos (CAMARGO et al., 2007; WALSH et al., 2013, ZHANG et al., 2016; WANG e MOON, 2017; EMANUEL, 2018; REBOITA et al., 2020, TANG et al., 2020), simulações numéricas (TIAN et al., 2013; SONG et al., 2015) e em cenários de mudanças climáticas (ZHANG et al., 2010).

Diante do exposto, o objetivo deste estudo é obter uma climatologia mensal, no período de 1989 a 2019, do IPG e de seus componentes, bem como de outras variáveis atmosféricas e oceânicas importantes para a ciclogênese de forma geral. Os resultados desse estudo cobrem uma lacuna na literatura, uma vez que não há trabalhos com uma visão integrada das variáveis atmosféricas e oceânicas da forma como aqui está proposta. Além disso, o estudo pode servir de base para vários outros que necessitem conhecer as condições atmosféricas ao redor do continente sul-americano.

1.2. MATERIAL E MÉTODOS

1.2.1. Área de estudo

A região de estudo está limitada entre as latitudes 60°S e 15°N e as longitudes 150°W e 20°E (Figura 1.1), o que inclui OPS e o sudoeste do OAS, bem como a AS.

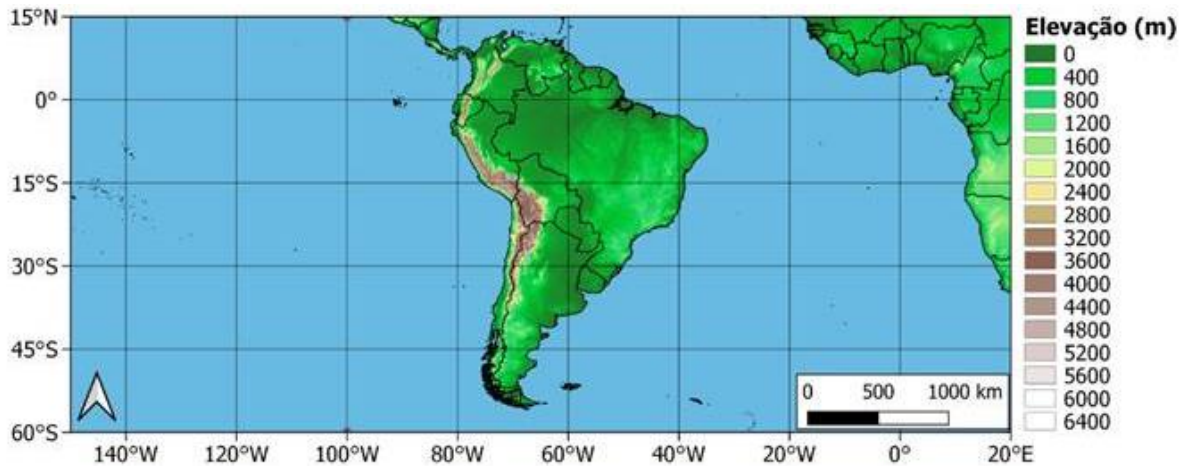


Figura 1.1 - Domínio de estudo e topografia da América do Sul em metros.

1.2.2. Dados

Foram utilizados dados da reanálise ERA5 que é desenvolvida pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts - ECMWF* (COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE - C3S, 2017; HERSBACH et al., 2020) com resolução horizontal de 0,25°, no período de janeiro de 1989 a dezembro de 2019, disponível em <https://doi.org/10.24381/cds.f17050d7>; entretanto, os dados estão disponíveis desde 1979 até o presente. Dados em diferentes níveis da atmosfera foram utilizados neste estudo; em nível de superfície, as variáveis obtidas foram: pressão ao nível médio do mar (Pa), fluxos de calor latente e sensível ($W m^2$), TSM (K) e componentes zonal e meridional do vento ($m s^{-1}$). Já as variáveis em níveis de pressão referem-se às componentes zonal e meridional do vento ($m s^{-1}$), umidade relativa (%) e umidade específica ($g kg^{-1}$). O cálculo do IPG é realizado com as variáveis a cada 6 horas (0000Z, 0600Z, 1200Z e 1800Z) a fim de detectar condições atmosféricas favoráveis à ciclogênese tropical. Dados mensais não são apropriados para o cálculo, uma vez que seus campos são muito suavizados. Entretanto, após calculado o IPG a cada 6 horas, pode-se, então, calcular a média mensal desta variável.

1.2.3. Metodologia

1.2.3.1. Índice do Potencial de Gênese (IPG)

Emanuel e Nolan (2004), a fim de indicarem as regiões propícias à gênese de ciclones tropicais, desenvolveram a equação do IPG:

$$IPG = |10^5 \eta|^{\frac{3}{2}} \left(\frac{H}{50}\right)^3 \left(\frac{V_{pot}}{70}\right)^3 (1 + 0,1V_{shear})^{-2} \quad (1.1)$$

em que:

IPG é o índice de potencial de gênese (adimensional)

η é a vorticidade absoluta em 850 hPa (s^{-1})

H é a umidade relativa em 700 hPa (%)

V_{pot} é o vento potencial ($m s^{-1}$)

V_{shear} é a magnitude do cisalhamento vertical do vento horizontal calculado entre 200 e 850 hPa ($m s^{-1}$)

A vorticidade absoluta (Equação 1.2) é uma medida local de rotação de um fluido e tem grande importância em estudos meteorológicos de escala sinótica. É obtida como:

$$\eta = \zeta + f \quad (1.2)$$

em que:

η é a vorticidade absoluta em (s^{-1})

ζ é a vorticidade relativa (s^{-1})

f é a vorticidade planetária definida como $f=2\Omega\sin\phi$, sendo Ω a velocidade angular da Terra ($^{\circ} s^{-1}$) e Φ a latitude ($^{\circ}$)

O V_{pot} é a intensidade potencial do vento; Em outras palavras, é a máxima velocidade do vento em superfície que ocorreria num ciclone tropical dadas às condições prevaletentes de TSM, perfis verticais de umidade e temperatura do ar (BISTER e EMANUEL, 1998). O V_{pot} é calculado de acordo com a Equação 1.3.

$$V_{pot} = \sqrt{\frac{C_k T_s}{C_d T_o} (CAPE^* - CAPE)} \quad (1.3)$$

em que:

V_{pot} é a intensidade potencial do vento ($m s^{-1}$)

C_k é o coeficiente de transferência de entalpia (adimensional)

T_s é a temperatura da superfície do mar (K)

T_o a temperatura média no topo da tempestade ()

C_d é o coeficiente de transferência de *momentum* (adimensional)

CAPE* é a energia potencial disponível para convecção e considera o ar que é levantado a partir do nível médio do mar ($J kg^{-1}$)

CAPE é a energia potencial disponível para convecção na camada limite ($J kg^{-1}$)

Para a obtenção do V_{pot} utilizou-se o código em linguagem MATLAB disponível na página de Kerry Emanuel (<ftp://texmex.mit.edu/pub/emanuel/TCMAX/>). As variáveis atmosféricas necessárias para a execução do algoritmo são a pressão atmosférica e a TSM, para o nível da superfície, e a temperatura e razão de mistura em níveis verticais. Como a ERA5 não fornece a razão de mistura, esta foi obtida aproximando-se o valor da umidade específica ao da razão de mistura (VIANELLO E ALVES, 2012 - Equação 2.52).

O V_{shear} usado na Equação 1.1 é calculado pela diferença vetorial do vento em 200 hPa e 850 hPa (CAMARGO et al., 2007), conforme Equação 1.4.

$$V_{shear} = \sqrt{(u_{200} - u_{850})^2 + (v_{200} - v_{850})^2} \quad (1.4)$$

em que:

V_{shear} é a magnitude do cisalhamento vertical do vento horizontal calculado entre 200 e 850 hPa ($m s^{-1}$)

u_{200} é a componente zonal do vento em 200 hPa ($m s^{-1}$);

u_{850} é a componente zonal do vento em 850 hPa ($m s^{-1}$);

v_{200} é a componente meridional do vento em 200 hPa ($m s^{-1}$);

v_{850} é a componente meridional do vento em 850 hPa ($m s^{-1}$).

1.2.3.2. Climatologias

Para o período de 1989 a 2019, foi calculada a climatologia mensal do IPG, das variáveis necessárias para o seu cálculo, bem como de outros campos atmosféricos considerados importantes para a ciclogênese tropical. Esses campos são a pressão ao nível médio do mar, intensidade e direção do vento (10 m), TSM, fluxos turbulentos de calor sensível e latente (FCL e FCS), jato de altos níveis (200 hPa), cisalhamento vertical do vento horizontal (200 - 850 hPa), umidade relativa (700 hPa) e vorticidade absoluta (850 hPa) e relativa (850 hPa). Ao longo do texto, quando o inverno é referido, significa que os meses de junho a agosto estão sendo abordados; primavera os meses de setembro a novembro; verão abrange os meses de dezembro a fevereiro e outono corresponde aos meses de março a maio.

1.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

1.3.1 Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM)

A característica marcante na climatologia da PNMM (Figura 1.2) são os dois anticiclones semipermanentes, denominados de Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (YNOUE et al., 2017; REBOITA et al., 2019b; GARBARINI et al., 2019) e Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) (ACEITUNO, 1980; BARRETT e HAMEED, 2017; GARBARINI et al., 2020). Estes anticiclones se encontram separados por uma região de menor pressão no continente, que muitas vezes está configurada como uma baixa térmica na região do Chaco e/ou no noroeste da Argentina, essa última de caráter termo-orográfico (SELUCHI e GARREAUD, 2012; SELUCHI e SAULO, 2012). Ainda na Figura 1.2, ao sul de 45°S, as linhas de pressão apresentam configuração zonal e indicam as regiões de intensos gradientes horizontais de temperatura do ar entre trópicos e extratropicais (REBOITA et al., 2019b; YANG et al., 2020), sendo as áreas mais ativas em termos de frentes e ciclones extratropicais (SOLMAN e BRÁZQUÉZ, 2019; REBOITA et al., 2020).

Os dois anticiclones semipermanentes estão mais extensos longitudinalmente nos meses de inverno (BARRETT e HAMEED, 2017; REBOITA et al., 2019b). Nesse período, o ASAS se localiza acerca de 30°S de latitude e 7°W de longitude (REBOITA et al., 2019b) enquanto o ASPS mantém seu centro a cerca de 27°S e 100°W (HASTENRATH, 2012; GARBARINI et al., 2020). Em termos de intensidade, o ASAS é mais intenso no inverno (REBOITA et al., 2019b) e o ASPS na primavera (BARRETT e HAMEED, 2017; GARBARINI et al., 2020). Uma característica interessante do ASPS é que ele não mostra o núcleo de maior intensidade em maio como nos demais meses. Isso também é mostrado no estudo de Garbarini et al. (2020). O ASAS e o ASPS, sendo regiões de alta pressão atmosférica, possuem subsidência e ventos menos intensos no centro (HE et al., 2017). Essa característica pode ser observada na Figura 1.3, que é a intensidade e direção do vento a 10 m. Os anticiclones subtropicais ajudam a modular o tempo e o clima na AS. No caso do ASAS, durante os meses de inverno, como seu setor oeste atua sobre o continente, inibe a convecção e contribui para o enfraquecimento das frentes frias que passam pela região (MARENGO et al., 2020), bem como dificulta a dispersão de poluentes (SANTOS et al., 2018). Além disso, inibe o desenvolvimento de áreas de baixa pressão entre as costas sul e sudeste do Brasil (BASTOS e FERREIRA, 2000; REBOITA et al., 2010c). Já no verão, os ventos de nordeste do ASAS contribuem para a advecção de ar quente e úmido do oceano para o continente, que são de grande relevância para a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (SILVA et al., 2019; ESCOBAR e REBOITA, 2020) e para o desenvolvimento de ciclones subtropicais (REBOITA et al., 2019a). Um exemplo bem recente da influência dos ventos do ASAS nos ciclones subtropicais é o caso do ciclone Mani, formado na costa do Espírito Santo, no dia 25 de outubro de 2020. A convergência dos ventos provenientes do interior do continente com os ventos do setor oeste do

ASAS foi um fator extremamente importante para a formação desse ciclone subtropical (<http://tempo.cptec.inpe.br/cartas.php?data=20201025ehora=18etipo=Superficie;>
<https://drive.google.com/file/d/1gXLwngkLTzYfWA4nxRt4Pfl2jt27X9nK/view?usp=sharing>).

Com relação ao ASPS, Garreaud e Falvey (2009) destacam que as variações na intensidade e na posição desse sistema são fatores determinantes para a variabilidade dos ventos e para o ecossistema marinho da costa oeste subtropical da AS, pois contribuem para a ressurgência de águas mais frias (NÓBREGA e SANTIAGO, 2014). Garbarini et al. (2020) também destacam que há anomalias positivas de precipitação no noroeste da Argentina durante a primavera quando o ASPS é menos intenso do que a climatologia e deslocado para norte de sua posição média. Num cenário contrário, ocorrem anomalias negativas de precipitação. A Patagônia e os Andes Centrais, por outro lado, são mais afetados pelas alterações na intensidade do ASPS. Durante o outono e o inverno, se há um enfraquecimento do ASPS, os sistemas transientes conseguem atingir as regiões mencionadas contribuindo para a precipitação. Ainda, segundo Garbarini et al. (2020), o enfraquecimento do ASPS ocorre associado com a fase negativa do Modo Anular Sul.

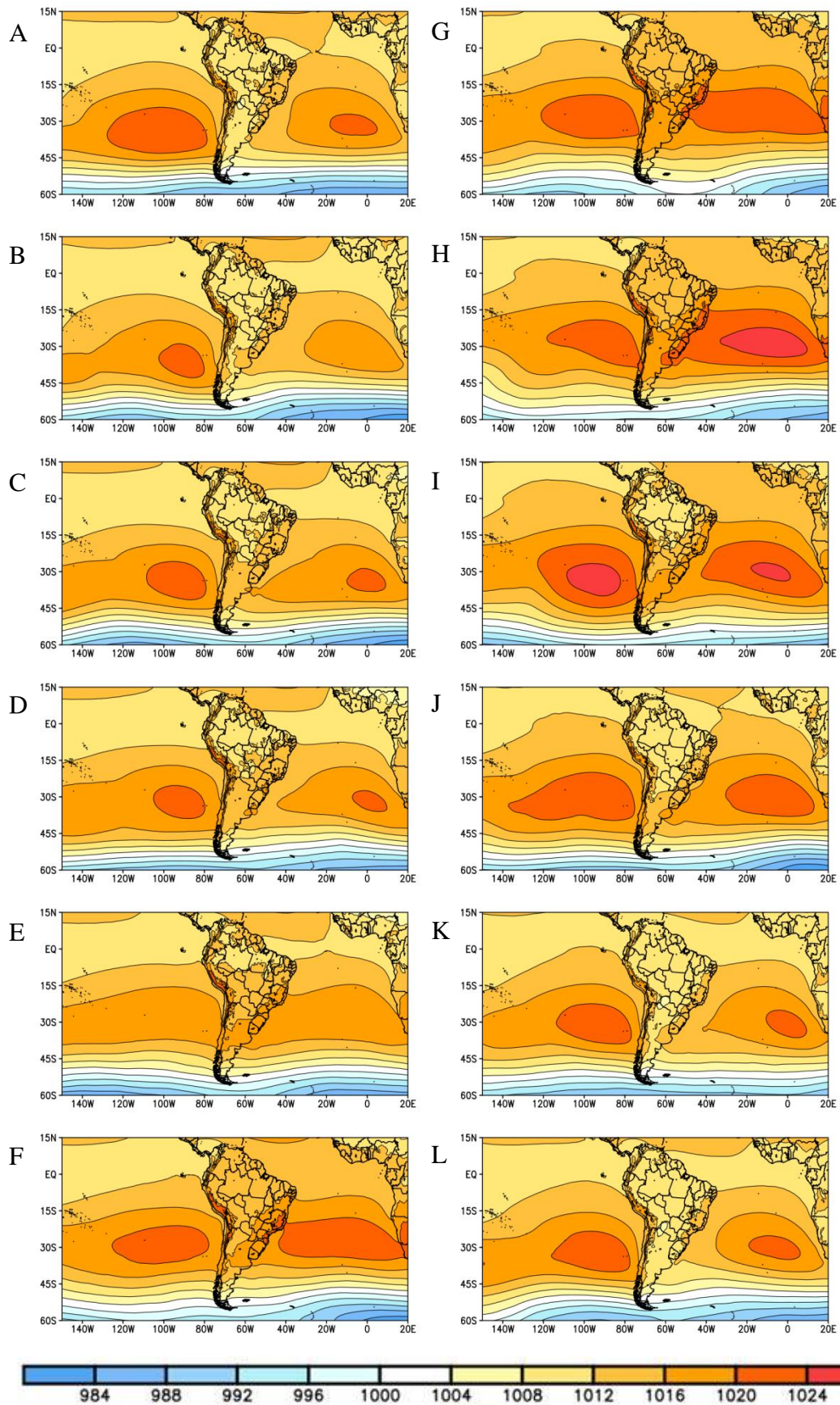


Figura 1.2 - Média mensal da PNMM (hPa) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro.

1.3.2 Intensidade e direção do vento (10 m)

Como o vento é uma resposta à pressão atmosférica, a configuração espacial dessas duas variáveis é muito similar. A Figura 1.3 mostra o vento a 10 metros de altura e reflete bem o padrão da circulação de grande escala: os anticiclones semipermanentes (ASAS e ASPs), ventos alísios de sudeste que são resultantes dos ventos do setor norte desses sistemas e ventos de oeste a sul de 45°S, indicando a presença de intensos gradientes horizontais de pressão em latitudes médias. Os ventos alísios de sudeste são mais intensos no inverno e são de extrema importância para a precipitação no litoral do nordeste do Brasil (FERREIRA e da SILVA MELO, 2005; REBOITA et al., 2016). Em geral, a faixa latitudinal a cerca de 30°S corresponde à região do centro do ASPs e ASAS, onde os ventos são mais fracos. No continente, a intensidade do vento é menor do que sobre o oceano em decorrência da influência da topografia e rugosidade da superfície. Uma característica interessante do escoamento atmosférico ao longo da costa sudeste e sul do Brasil é a curvatura ciclônica que aparece na climatologia no período de verão. Experimentos numéricos de sensibilidade comparando os ventos em baixos níveis da atmosfera numa situação específica (na qual a concavidade da costa sudeste é suprimida) com a de outra em um experimento controle (em que a feição continental não é alterada) mostram que, mesmo sem a região côncava, os ventos continuam apresentando curvatura ciclônica (comunicação pessoal com o Dr. Eduardo Marcos de Jesus). Esse fato pode estar relacionado com a posição do ASAS. No verão, o ASAS está afastado do continente, o que facilita a formação de sistemas de baixa pressão na região e, de fato, o verão é a estação mais ciclogênica nessa área (REBOITA et al., 2010a; GOZZO et al., 2014; CRESPO et al., 2020). Portanto, a frequência desses sistemas acaba refletindo na climatologia dos ventos em baixos níveis da atmosfera. Sugere-se a realização de outros experimentos numéricos de sensibilidade para avaliar o impacto de fatores termodinâmicos na curvatura ciclônica mostrada no campo de PNMM.

O vento em superfície é um elemento importante para a transferência de calor latente e sensível na interface mar-ar (ARYA, 1988). Como a umidade é muito elevada sobre o oceano, quanto mais intensos são os ventos em superfície, mais eles contribuem para a transferência de energia para a atmosfera (REBOITA et al., 2010b). Como a fonte de energia dos ciclones tropicais é a evaporação dos oceanos (PALMÉN, 1956; GRAY, 1968; EMANUEL, 1991, REBOITA et al., 2017a), logo, o vento em superfície é um agente importante para esses sistemas.

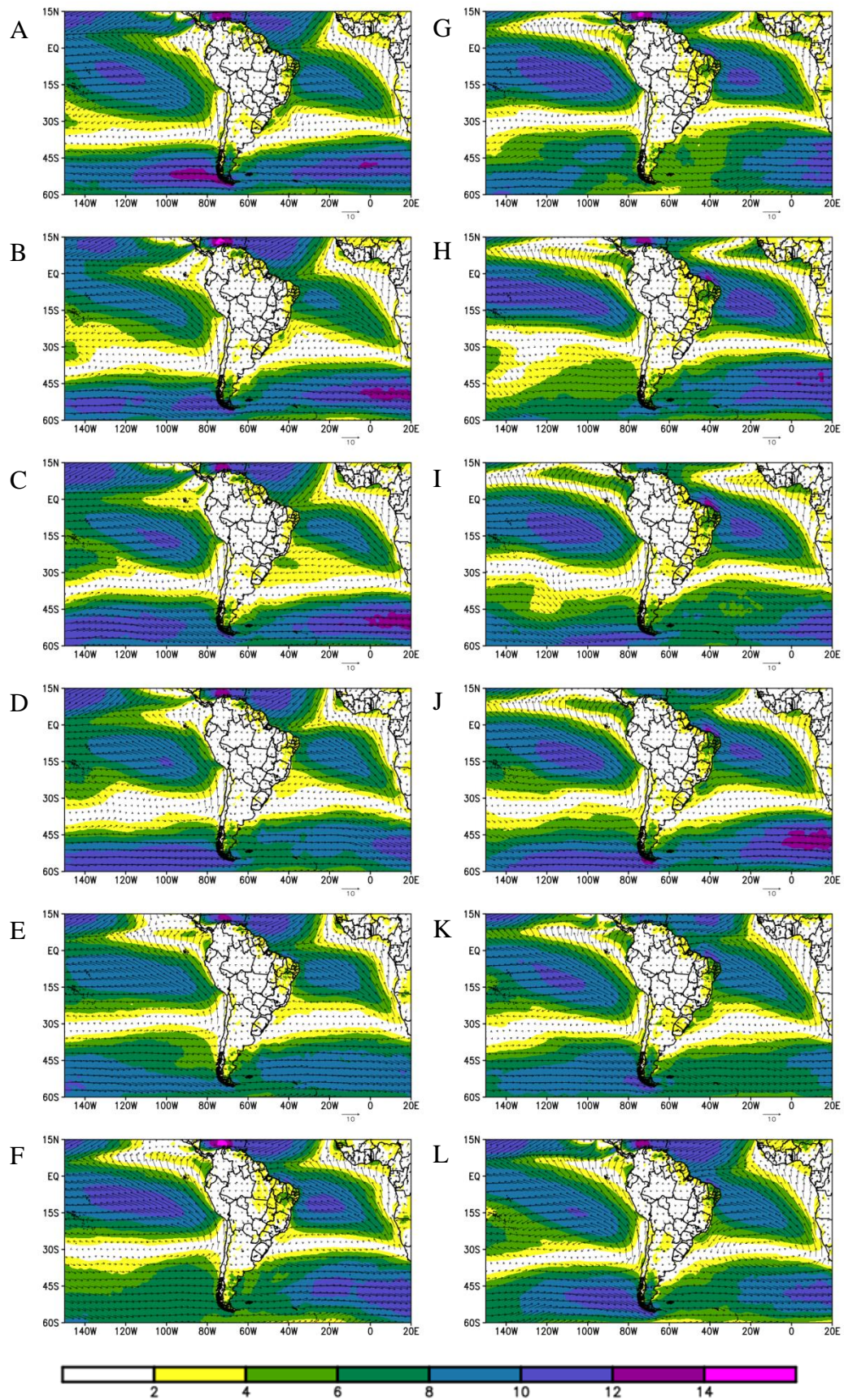


Figura 1.3 - Média mensal da intensidade (m s^{-1}) e direção do vento a 10 metros de altura (vetores) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro.

1.3.3. Temperatura da Superfície do Mar (TSM)

Muitos estudos indicam que a ciclogênese tropical ocorre sobre a superfície oceânica com TSM acima de 26°C (GRAY, 1968), 26,5°C (EMANUEL, 2005; PEZZA e SIMMONDS, 2005; WALLACE e HOBBS, 2006) e até acima de 27°C, como cita Galvin (2008). Entretanto, alguns casos também podem ocorrer em regiões com temperaturas relativamente mais baixas, mas são menos frequentes (MCTAGGART-COWAN et al., 2015). Quanto mais quente estiver o oceano em relação à atmosfera, mais eficiente é a transferência de energia para a atmosfera, o que favorece condições para a convecção. Se a convecção conseguir se manter e o cisalhamento vertical do vento for fraco, uma ciclogênese tropical pode se configurar.

No setor tropical dos oceanos Pacífico e Atlântico, a TSM é mais quente entre os meses de fevereiro a maio. Se a climatologia da TSM for comparada com a climatologia da temperatura do ar a 2 m de altura (figura não mostrada), como em Reboita et al. (2010a), observa-se que enquanto o verão é o período em que a temperatura do ar apresenta maiores valores, o final do verão e outono é o período em que a TSM é mais elevada. Isso está associado com a diferente capacidade térmica entre o ar e a água (REBOITA et al., 2010a). Enquanto o Pacífico tropical, ao longo da costa oeste da AS, praticamente não apresenta TSM acima de 26°C, no Atlântico ao redor da costa leste da AS, as cercanias da região Sudeste do Brasil mostram temperaturas acima desse limiar entre dezembro e maio enquanto essa característica ocorre durante o ano todo na costa nordeste do Brasil. Essas águas mais quentes no lado leste da AS estão associadas à corrente do Brasil que também é uma corrente com contribuição dos ventos do ASAS. A corrente do Brasil se desloca até a costa da Argentina/Uruguai, onde conflui com a corrente fria das Malvinas, que se desloca de sul para norte (REBOITA, 2008; CATALDI et al., 2010). Vale destacar que Gray (1968) indica que o Atlântico possui águas mais frias do que 26°C, mas isso só ocorre a sul de 30°S nos meses de verão e a sul de 10°S nos meses de inverno.

No oceano Pacífico sudeste, a TSM se mantém abaixo de 24°C e atinge menores valores ao longo de toda a costa oeste da AS em agosto. Fato que está associado ao transporte de águas menos quentes pela corrente de Humboldt (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2017) que, por sua vez, tem a contribuição dos ventos do setor leste do ASPS.

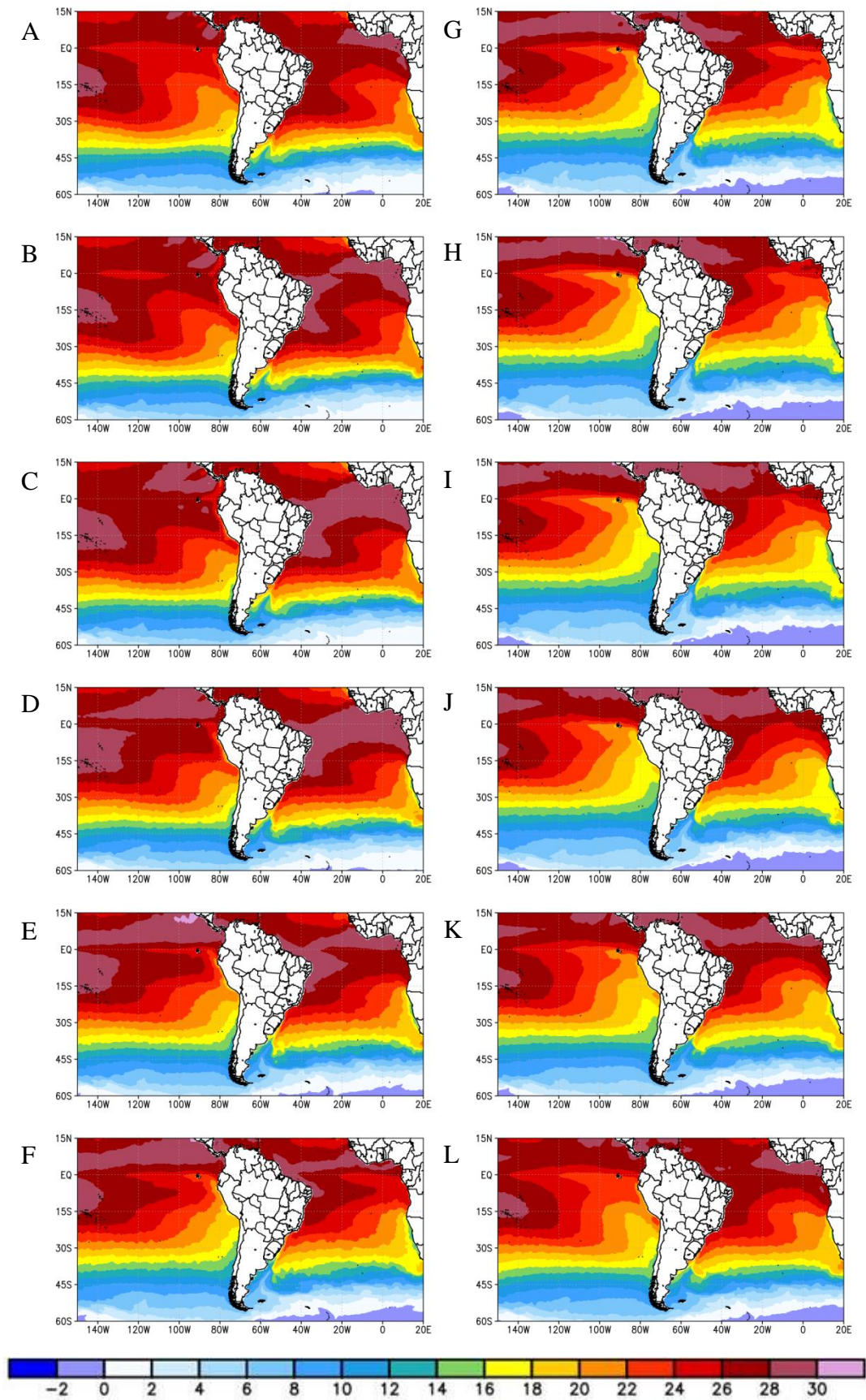


Figura 1.4 - Média mensal da TSM (°C) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro.

Vale ressaltar que, dependendo das condições da circulação atmosférica, os ciclones tropicais podem se desenvolver sobre águas mais frias, como exemplo, a transição tropical do ciclone Catarina (em $\sim 30^{\circ}\text{S}$) em março de 2004 sobre TSM de $23,5^{\circ}\text{C}$ a $24,5^{\circ}\text{C}$ (PEZZA e SIMMONDS, 2005). Com relação aos ciclones subtropicais no OAS, a climatologia de Gozzo et al. (2014) mostra que esses sistemas são mais frequentes no verão e na faixa latitudinal entre 20°S e 30°S , portanto, em região com TSM superior a 22°C em dezembro, 24°C em janeiro e 25°C em fevereiro. Já Evans e Braun (2012) mostraram maior frequência de sistemas subtropicais durante o outono austral no Atlântico Sul e com gênese sobre TSM em torno de 20°C . Esse valor de TSM é inferior tanto ao da climatologia da TSM do outono apresentada em Reboita (2008) quanto na climatologia mostrada na Figura 1.4.

1.3.4. Fluxos turbulentos de Calor Latente e Sensível (FCL e FCS)

As Figuras 1.5 e 1.6 mostram, respectivamente, a climatologia dos fluxos de calor latente (FCL) e sensível (FCS). Nas figuras, sinal positivo indica transferência de energia do oceano para atmosfera enquanto o sinal negativo, da atmosfera para o oceano. Em geral, os FCL são máximos nas regiões de interesse (OAS e Pacífico sudeste) no mês de junho. Já nas regiões ciclogênicas estudadas por Gan e Rao (1991), Guia (2010) e Reboita et al. (2010a), ao longo da costa leste da AS, os FCL são mais intensos em maio. Os FCS são máximos no Pacífico em junho e no Atlântico, em julho. Ao sul de 45°S , os FCS são negativos entre os meses de setembro a abril, mostrando que a atmosfera passa a ceder energia para o oceano.

As regiões de máximos FCL e FCS, em especial na costa leste da AS, correspondem à região da corrente do Brasil (PIVA et al., 2008; REBOITA et al., 2010b) que transporta águas mais quentes do equador para o polo. As climatologias dos FCL e FCS representam bem a região da confluência das correntes Brasil-Malvinas, com menor transferência de energia para a atmosfera na região da corrente das Malvinas e maior na região da corrente do Brasil. Considerando as regiões propícias à ciclogênese na costa leste da AS, há ao longo de todo ano FCL positivo, enquanto na costa sul da Argentina os FCS são negativos também em todos os meses do ano.

Os FCL são a fonte primária de energia para o desenvolvimento dos ciclones tropicais (EMANUEL, 1986). Entretanto, os FCL e FCS não são importantes apenas para os ciclones tropicais. Eles também contribuem para os ciclones subtropicais (GOZZO et al., 2014) e, quando ocorrem no setor quente dos ciclones extratropicais, ajudam a intensificar a baroclinia desses sistemas de modo que os fortalecem (SHAPIRO e KEYSER, 1990). Reboita et al. (2012), através de experimentos numéricos de sensibilidade, mostraram que a frequência de ciclones extratropicais no OAS decresce na ausência de fluxos de calor total (latente + sensível).

Em geral, como nos oceanos o FCL (Figura 1.5) é mais intenso do que o FCS (Figura 1.6), o primeiro terá maior impacto nos ciclones. De fato, os estudos de Nuss e Anthes (1987) e Piva et al. (2008) mostram que os fluxos de calor sensível têm menor contribuição para a redução da pressão nos ciclones. Já a fase do ciclo de vida dos ciclones que é mais impactada pelos fluxos depende de evento para evento. Em alguns casos de ciclones extratropicais, os fluxos podem contribuir significativamente para o seu desenvolvimento inicial (KUO et al. 1991, ROGERS e BOSART, 1991), antes da rápida redução da pressão, como nos ciclones explosivos (BOSART e LIN, 1984; UCCELLINI et al., 1987), ou na fase de rápido aprofundamento (KUO e REED, 1988; CHANG et al., 1996). Outro exemplo é o caso do ciclone subtropical Anita, dado que este sistema poderia ter se transformado em tropical se os fluxos de calor latente e sensível tivessem sido mais intensos na região de atuação do sistema (REBOITA et al., 2019c).

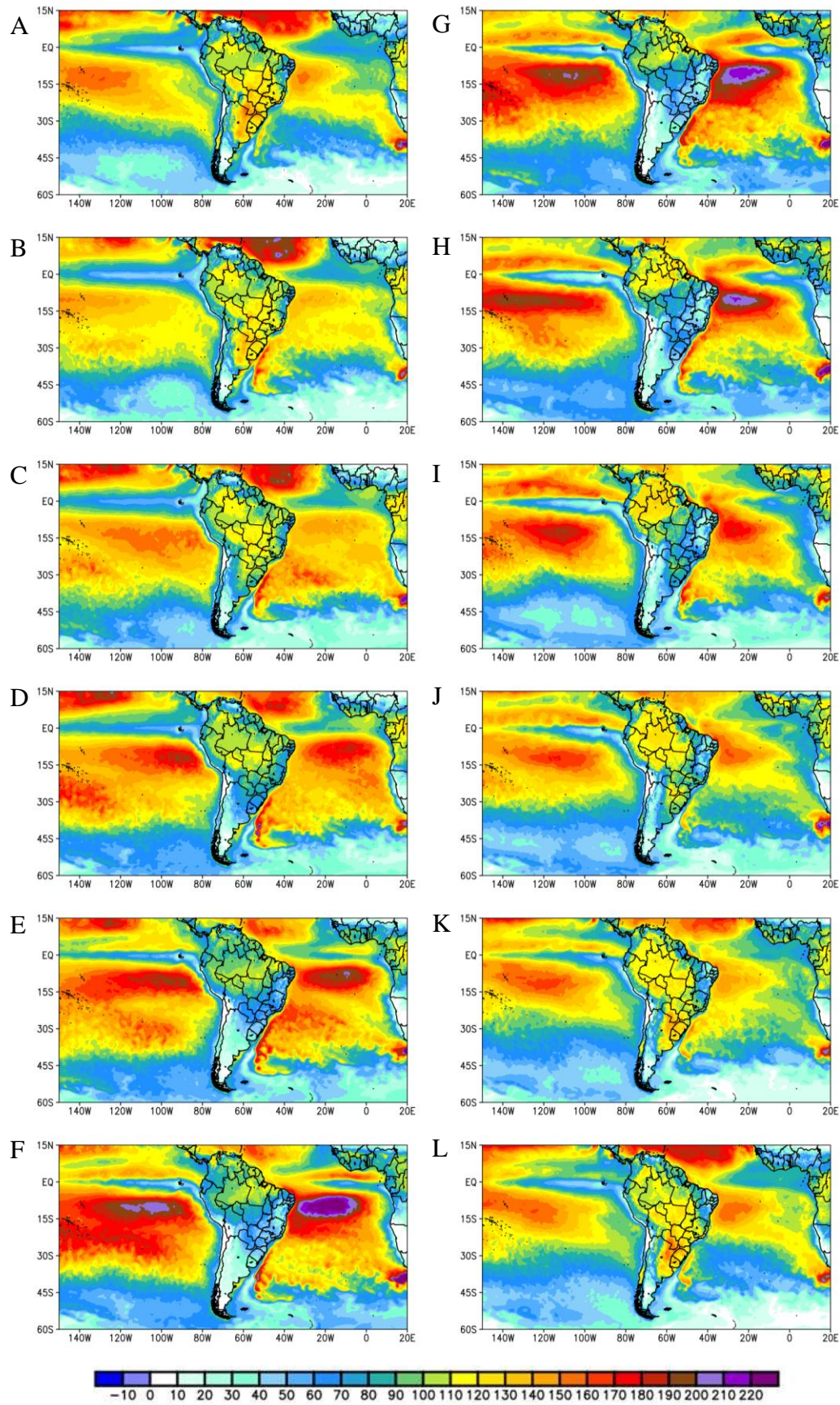


Figura 1.5 - Média mensal do fluxo de calor latente (W m^{-2}) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; e L. dezembro.

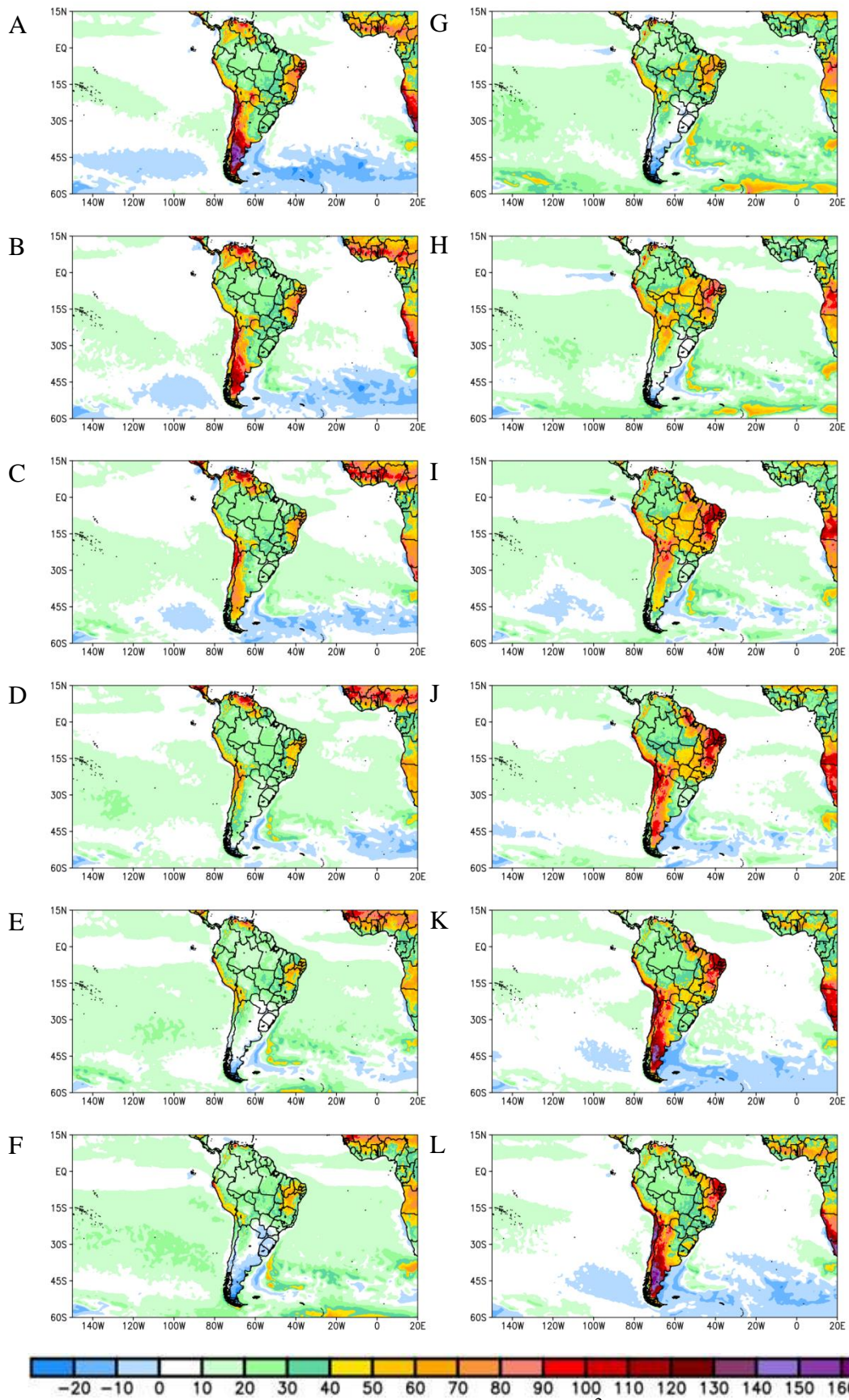


Figura 1.6 - Média mensal do fluxo de calor sensível (W m^{-2}) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro.

1.3.5. Jato de altos níveis (200 hPa)

A circulação atmosférica em 200 hPa (Figura 1.7) mostra padrão distinto ao daquele em superfície (Figura 1.3), já que em altos níveis não há efeito de atrito e a circulação atmosférica também responde às fontes de calor como, por exemplo, a da região amazônica no período de verão. Portanto, há variação sazonal da circulação atmosférica em 200 hPa. Nos meses de inverno, predomina o escoamento de oeste com a corrente de jato ao sul de 20°S, que é a região onde a magnitude do vento horizontal excede 30 m s^{-1} (BERGGREN et al., 1958). Em termos de média climatológica, é difícil distinguir as correntes de jato subtropical e polar. Portanto, aqui será mencionado apenas o termo corrente de jato.

A corrente de jato no oceano Pacífico é mais intensa em julho, enquanto no OAS os máximos ocorrem em junho, cobrindo uma faixa latitudinal mais extensa. No setor a norte de 20°S, no inverno os ventos também são de oeste. Na primavera, no setor noroeste da AS, começa a se desenvolver um anticiclone que se desloca para sudoeste mostrando seu centro sobre a Bolívia no verão. Devido a isso, esse sistema recebe o nome de Alta da Bolívia (ZHOU e LAU 1998; SILVA et al., 2019). Corrente abaixo da alta da Bolívia, encontra-se o cavado nas cercanias do Nordeste brasileiro (FERREIRA et al., 2019). No oceano Pacífico tropical, também há um cavado nos meses de verão.

Comparando-se os setores tropicais e extratropicais do domínio mostrado na Figura 1.7, nota-se que na região extratropical os ventos são mais intensos, fato que se associa aos intensos gradientes horizontais de temperatura norte-sul (HOLTON, 1973; YANG et al., 2020). Enquanto esses gradientes horizontais de temperatura são essenciais para a ocorrência dos ciclones extratropicais, eles não são adequados para a ciclogênese tropical. Além disso, as correntes de jato também podem apresentar regiões de divergência, favorecendo o desenvolvimento de sistemas em superfície (REBOITA et al., 2017b). Para a ciclogênese tropical, o importante é que o escoamento em altos níveis seja fraco (o que é avaliado através do cisalhamento vertical entre altos e baixos níveis da atmosfera) para que a convecção possa se organizar (MCTAGGART-COWAN et al., 2013), e tal condição ocorre de dezembro a abril nos dois oceanos de interesse nesse estudo. Novamente, ressalta-se a necessidade de avaliar o cisalhamento vertical do vento.

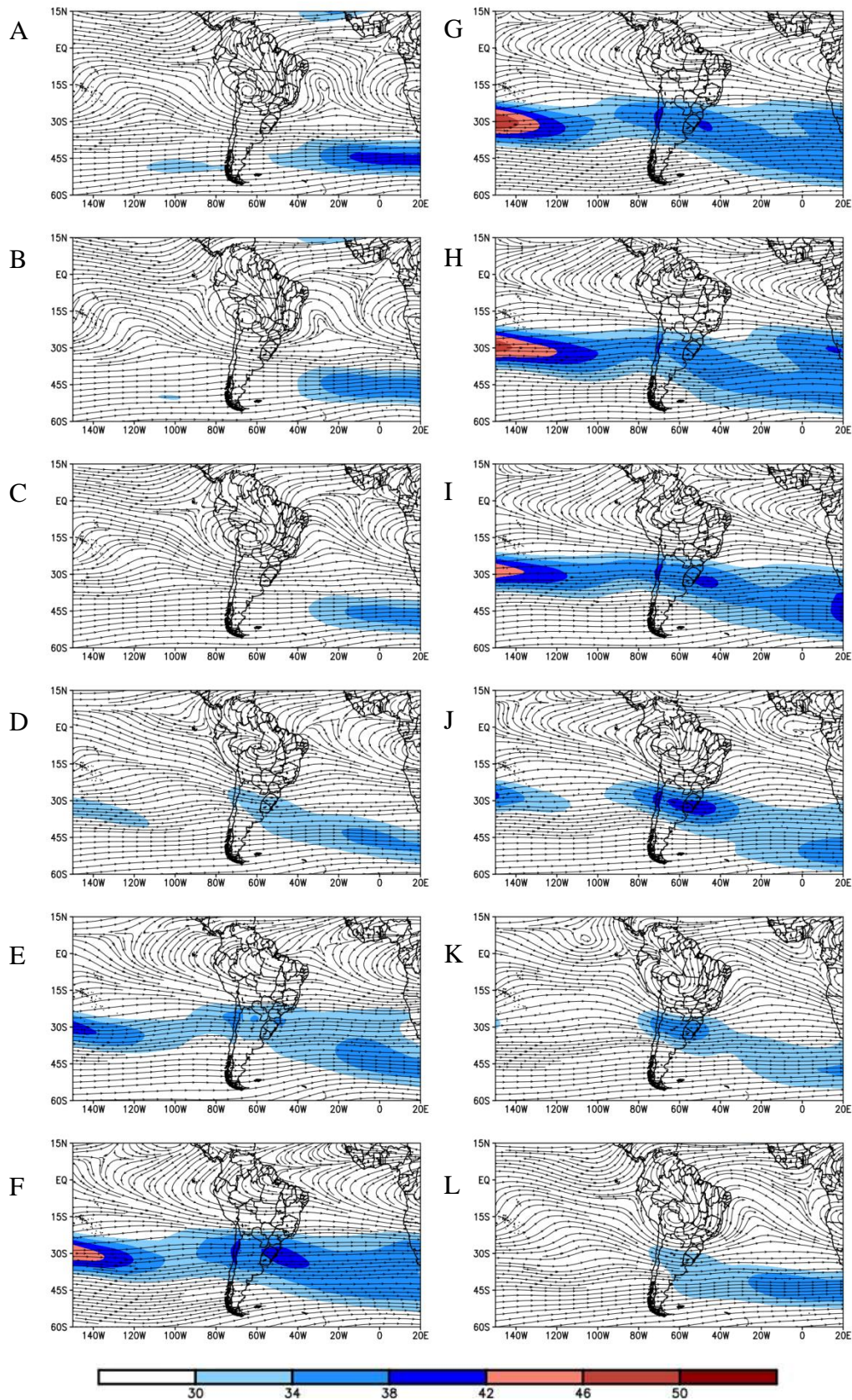


Figura 1.7 - Média mensal da corrente de jato em 200 hPa (W m s^{-1}) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro.

1.3.6. Cisalhamento Vertical do Vento Horizontal (V_{shear}) (200 hPa - 850 hPa)

Um dos fatores ambientais mais importantes para a ciclogênese tropical é o fraco cisalhamento vertical do vento. Já que o intenso cisalhamento vertical do vento entre os níveis de 200 e 850 hPa pode prejudicar a organização da convecção (GRAY, 1968; PEZZA e SIMMONDS, 2005), é de suma importância observar o comportamento desta variável. O V_{shear} pode ser calculado de duas maneiras: (i) considerando a diferença da intensidade do vento entre dois níveis de pressão e, (ii) considerando a diferença vetorial como mostrado na Equação 1.4. Essa última é chamada, no inglês, de Environmental Vertical Wind Shear (LIN e CHOU, 2020). No cálculo do IPG é usada a maneira (ii), mas para a rápida visualização e compreensão dos resultados, a maneira (i) é mais apropriada, pois quando o cisalhamento mostra valores positivos (negativos) indica que os ventos em altos níveis são mais intensos (fracos) do que em baixos níveis da atmosfera. Portanto, nessa seção é mostrada a diferença da intensidade do vento entre os níveis de 200 e 850 hPa de acordo com a maneira (i) (Figura 1.8). A Figura 1.8 também indica em hachurado as regiões com cisalhamento vertical menor ou igual a 10 m s^{-1} , que é o limiar típico associado à região propícia ao desenvolvimento de ciclones tropicais (GRAY, 1968; ZEHR, 1992; DEMARIA et al., 2001, FRANK e RITCHIE, 2001, GUISHARD, 2006).

A Figura 1.8, ao longo do ano, mostra uma banda de fraco cisalhamento vertical (abaixo de 10 m s^{-1}) que se expande para os subtropicais em ambos os oceanos (em geral, afastado das regiões costeiras), chegando a 30°S , de novembro (Figura 1.8K) a março (Figura 1.8C). Porém, no oceano Pacífico, ao longo da costa da AS, os menores valores de V_{shear} (e com sinal negativo) ocorrem em março entre as latitudes de 15°N e 15°S . Ao sul de 15°S , o cisalhamento é cerca de 18 m s^{-1} . Nessa mesma banda (sul de 15°S), o cisalhamento vertical é mais intenso nos meses de inverno, quando atinge valores superiores a 35 m s^{-1} . Na costa leste da AS, de dezembro a março, o V_{shear} é menor do que 10 m s^{-1} até cerca de 20°S . Nos demais meses se intensifica. Os resultados da climatologia do mês de março (Figura 1.8C) no OAS, entre as latitudes da região sul do Brasil, mostram que o cisalhamento vertical possui média entre 25 a 30 m s^{-1} . Embora aqui o cálculo seja diferente do de Pezza e Simmonds (2005), que usaram o método (ii), os valores são similares ao da climatologia desses autores que é de $25,7 \text{ m s}^{-1}$. Esses mesmos autores também mostram que na ocorrência do ciclone Catarina, o cisalhamento vertical foi inferior a 12 m s^{-1} , um valor anômalo para a região.

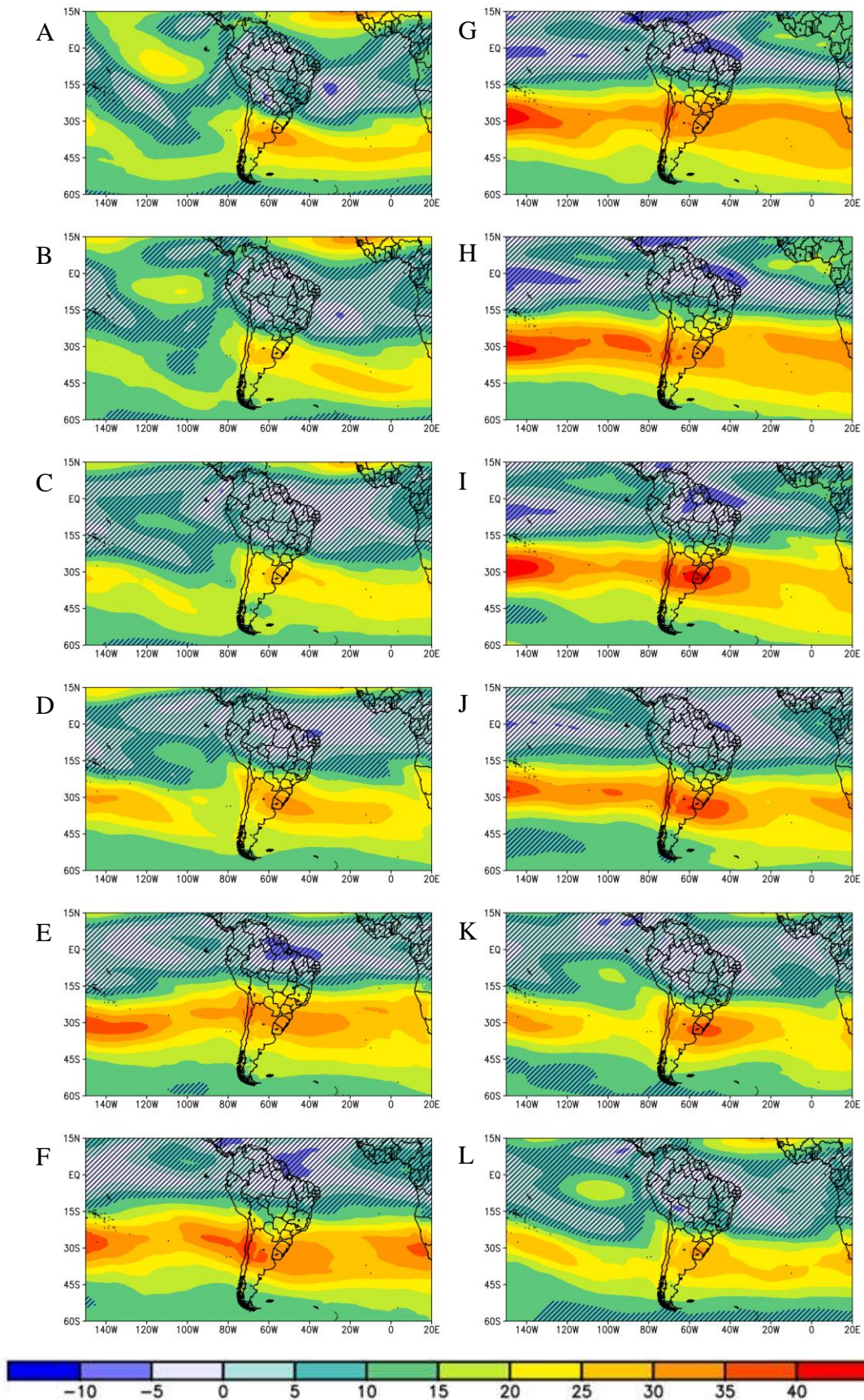


Figura 1.8 - Média mensal do V_{shear} entre 200 e 850 hPa (m s^{-1}) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro. Região hachurada indica $V_{\text{shear}} < 10 \text{ m s}^{-1}$.

Os resultados da Figura 1.8 revelam que os oceanos adjacentes à AS no setor tropical, em termos de cisalhamento vertical, possuem condições favoráveis à formação de ciclones de núcleo quente ao longo de todo o ano. Já no setor subtropical, as condições são propícias de dezembro a março no OAS. De fato, ocorreu fraco cisalhamento vertical (inferior a 5 m s^{-1}) na ocorrência dos ciclones subtropical Anita (DIAS PINTO et al., 2013) e tropical Iba (Reboita et al., 2020), em março de 2010 e em março de 2019, respectivamente. O fraco cisalhamento vertical nesses sistemas também teve contribuição de condições anômalas da circulação atmosférica.

1.3.7 Umidade relativa (700 hPa)

A umidade relativa em 700 hPa mostra dois núcleos mais secos que se mantêm ao longo do ano, um no Pacífico e outro no Atlântico (Figura 1.9), associados aos movimentos descendentes na região de atuação do ASPS e ASAS, respectivamente (Figura 1.2). Sobre o oceano Pacífico (em torno de 30°S , próximo à costa do Chile), a umidade relativa é menor em comparação com a região do ASAS no Atlântico (mais próximo à África). Isso pode estar associado ao efeito da TSM mais fria que pouco favorece a evaporação das águas superficiais nas cercanias da costa oeste da AS (Figura 1.4), contribuindo para uma massa de ar climatologicamente mais seca no Pacífico. As condições de menor umidade relativa em 700 hPa no setor oeste do Pacífico não estão totalmente relacionadas ao fato dos movimentos subsidentes na região, pois estes são mais intensos nas cercanias da África do que próximo à costa oeste da AS; isso pode ser visto em https://sites.ecmwf.int/era/40-atlas/docs/section_D/charts/D07_LL_YEA.html.

Além disso, a banda latitudinal úmida nas cercanias do equador deve-se à Zona de Convergência Intertropical (GRODSKY e CARTON, 2003; TEODORO et al., 2019), e a região central do Brasil apresenta umidade acima de 50% em quase todos os meses do ano em razão do efeito de transporte de umidade da região Norte para o Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil (Santos e Reboita, 2018). Ademais, de novembro a março é bem clara a presença de maior umidade na região que se estende da Amazônia, passando pelo sudeste do Brasil e chegando ao oceano Atlântico. Essa região configura a ZCAS (KOUSKY, 1988; KODAMA, 1992; CARVALHO et al., 2004; ESCOBAR e REBOITA, 2020).

Em termos de umidade disponível para o desenvolvimento de ciclones, nota-se umidade relativa mais elevada ($\sim 50\% - 60\%$) no verão, próximo à costa sul do Brasil. Após essa estação, há consequente diminuição da magnitude da umidade relativa em 700 hPa. No Pacífico sudeste, a umidade não atinge valores superiores a 20% na região central do ASPS (superfície), durante todo o ano. Como destacam os estudos de Gozzo et al. (2017), Reboita et al. (2019a, 2020) e da Rocha et al. (2019), o suprimento de umidade é de extrema importância para o desenvolvimento dos ciclones subtropicais. De fato, o recente evento Mani (26 de outubro de 2020), ocorreu associado a um canal

de umidade do continente para o oceano, como mostram as cartas sinóticas do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC).

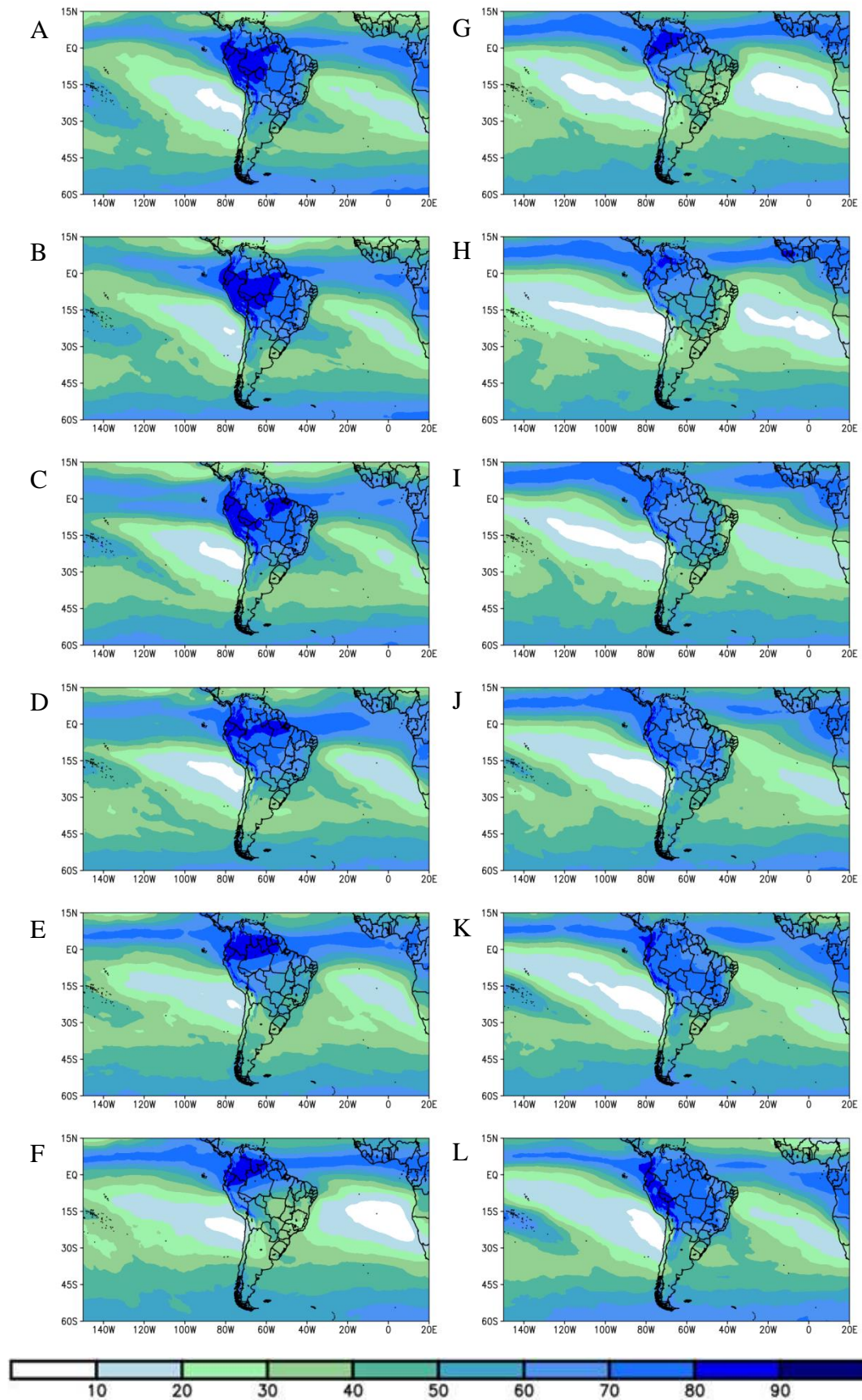


Figura 1.9 - Média mensal da umidade relativa em 700 hPa (%) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro.

1.3.8. Vorticidade absoluta (850 hPa) e Vorticidade relativa (850 hPa)

A Figura 1.10 mostra a média da vorticidade absoluta, que corresponde à soma das vorticidades planetária e relativa. Como a ordem de magnitude da vorticidade planetária (10^{-4} s^{-1}) é maior do que a relativa (10^{-5} s^{-1}), nas altas e médias latitudes, e, por definição, possui sinal negativo no HS, isso implica que a vorticidade absoluta será negativa nesse hemisfério. Ainda, na Figura 1.10, é mostrada em hachurado, a vorticidade relativa, mas apenas a que se refere à circulação ciclônica (sinal negativo) e inferior a $-0,25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. A vorticidade relativa indica a rotação do fluido.

A vorticidade absoluta apresenta grande dependência da latitude, sendo assim, aumenta (em módulo) em direção às maiores latitudes. As pequenas variações ocorrem na costa oeste da AS, nas cercanias do Peru e Chile, onde é mais intensa (superior a $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) quando comparada à costa leste da AS. Tal padrão se mantém durante todo o ano. Com relação ao Atlântico, uma pequena região ao sul do Rio de Janeiro e leste do Rio Grande do Sul denota vorticidade absoluta ciclônica com valores inferiores a $-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

Com relação à vorticidade relativa ciclônica na costa chilena, há sinal negativo ao longo de todo o ano. Seria suposto que essa região não apresentaria vorticidade relativa ciclônica devido à influência do ASPS, porém pela teoria de Sutcliffe, não há predomínio de vorticidade anticiclônica em toda a extensão de atuação de um anticiclone tentando transpor a barreira topográfica. Isso é devido ao efeito adiabático na curvatura do escoamento. Maiores detalhes são apresentados na figura 6 de Marrafon e Reboita (2018). Além disso, há estudos como o de Garreaud et al. (2002) e Garreaud e Rutllant (2003) que documentam a ocorrência de baixas em superfície na costa oeste da AS. Segundo Garreaud et al. (2002), há até cinco sistemas de baixa pressão por mês na costa chilena. Em geral, esses sistemas se formam associados com um anticiclone em superfície em latitudes médias que se desloca de oeste para leste e que se encontra conectado a uma crista em níveis médios da atmosfera (GARREAUD et al., 2002; GARREAUD e RUTLLANT, 2003). Este tema ainda é alvo de estudos, uma vez que a literatura é escassa com relação aos padrões sinóticos e dinâmicos associados às baixas na costa chilena.

Ao longo da costa leste da AS, há sinal de vorticidade relativa ciclônica nas três regiões ciclogênicas definidas por Reboita et al. (2010a): RG1 que é a costa do sudeste e sul do Brasil, RG2 que é o extremo sul do Brasil e Uruguai e RG3 que é o sul da Argentina. Na RG1, o sinal aparece entre setembro a março, o que reflete, de fato, o período mais ciclogênico nesta região (REBOITA et al., 2010a; GOZZO et al., 2014). Na RG2 e RG3, o sinal de vorticidade relativa ciclônica aparece ao longo de todo o ano, tendo em vista a grande frequência de sistemas nessas regiões.

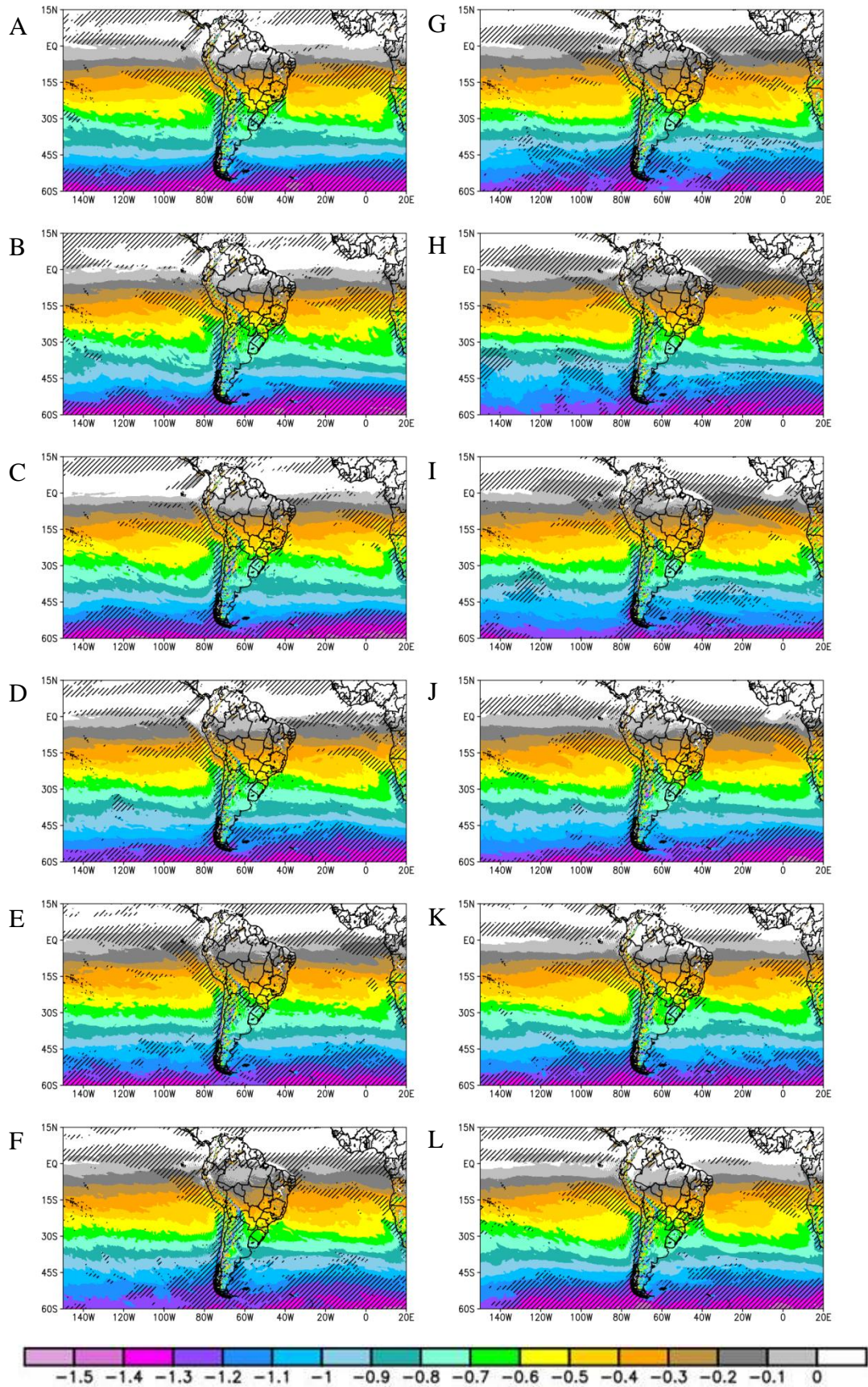


Figura 1.10 - Média mensal da vorticidade absoluta ciclônica em 850 hPa ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) e vorticidade relativa ciclônica em 850 hPa ($\times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio;

F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro. Região hachurada refere-se à vorticidade relativa ciclônica.

1.3.9 Intensidade Potencial do Vento (Vpot)

A variável Vpot indica a máxima intensidade que o vento em superfície pode chegar, dadas as condições dinâmicas e termodinâmicas no perfil atmosférico (EMANUEL e NOLAN, 2004). Na costa oeste da AS, os valores de Vpot não ultrapassam 5 m s^{-1} , com exceção da pequena região no extremo sul da costa chilena, onde o Vpot varia entre 25 e 30 m s^{-1} , entre o outono e o inverno (Figura 1.11). Em contrapartida, o Vpot na costa leste excede 20 m s^{-1} ao longo de todo o litoral brasileiro. Além disso, entre o verão e o outono, Vpot atinge os maiores valores na costa sudeste do Brasil ($> 60 \text{ m s}^{-1}$). De forma geral, o padrão de Vpot mostra maiores valores na região tropical, onde a TSM é mais elevada (Figura 1.4) e os ventos alísios são intensos (Figura 1.3).

1.3.10 Índice do Potencial de Gênese (IPG)

O IPG é um índice utilizado para mostrar os ambientes que têm potencial para a ciclogênese tropical. Considerando as latitudes austrais do domínio em estudo, a região com maior potencial de gênese de ciclones tropicais ocorre no oceano Pacífico, afastada da costa entre 15°S e 30°S e as longitudes 140° a 120°W , entre novembro a maio, o que concorda com o estudo de Camargo et al. (2007). Ainda, no oceano Pacífico, outra região com potencial de gênese ocorre próximo à costa do Equador e Peru entre os meses de fevereiro e abril. A segunda região com maior potencial de gênese na área de estudo ocorre no OAS, entre a costa da Bahia e sudeste do Brasil. Nessa região, um sinal começa a aparecer em outubro e se intensifica nos meses seguintes atingindo valor máximo entre fevereiro e março. Entre março e julho, também há sinal de IPG entre o subtropical e as latitudes médias numa banda afastada da costa leste da AS. Embora ambos os oceanos adjacentes à AS apresentem potencial de gênese (Figura 1.12), isso não significa que ocorrerá ciclogênese, o que segue as ideias de Gray (1968). De fato, a ciclogênese tropical nessas áreas é rara desde o início do monitoramento por satélite. Também não há um limiar estabelecido do IPG para garantir a ocorrência de sistemas tropicais.

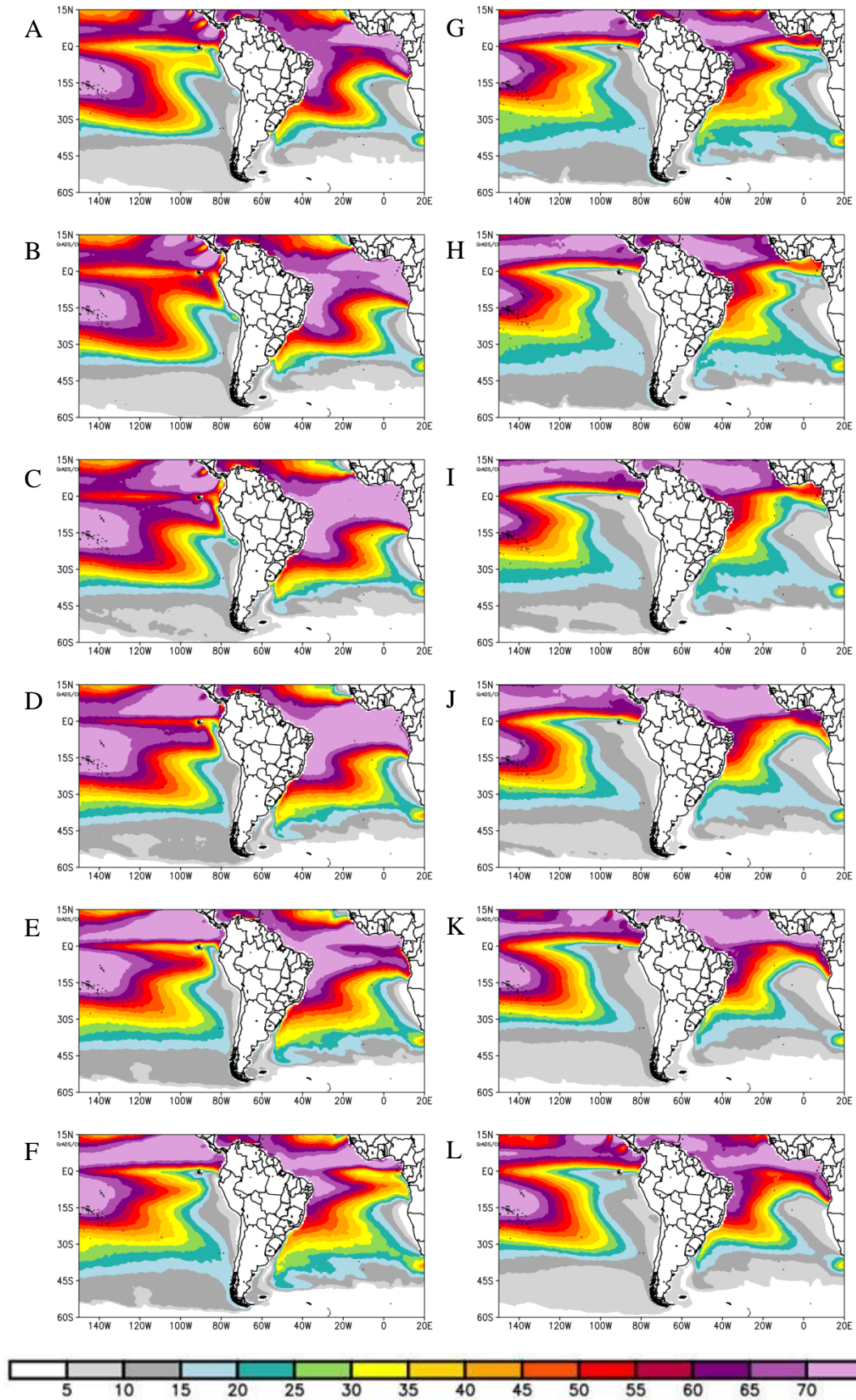


Figura 1.11 - Média mensal do vento potencial máximo (m s^{-1}) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro.

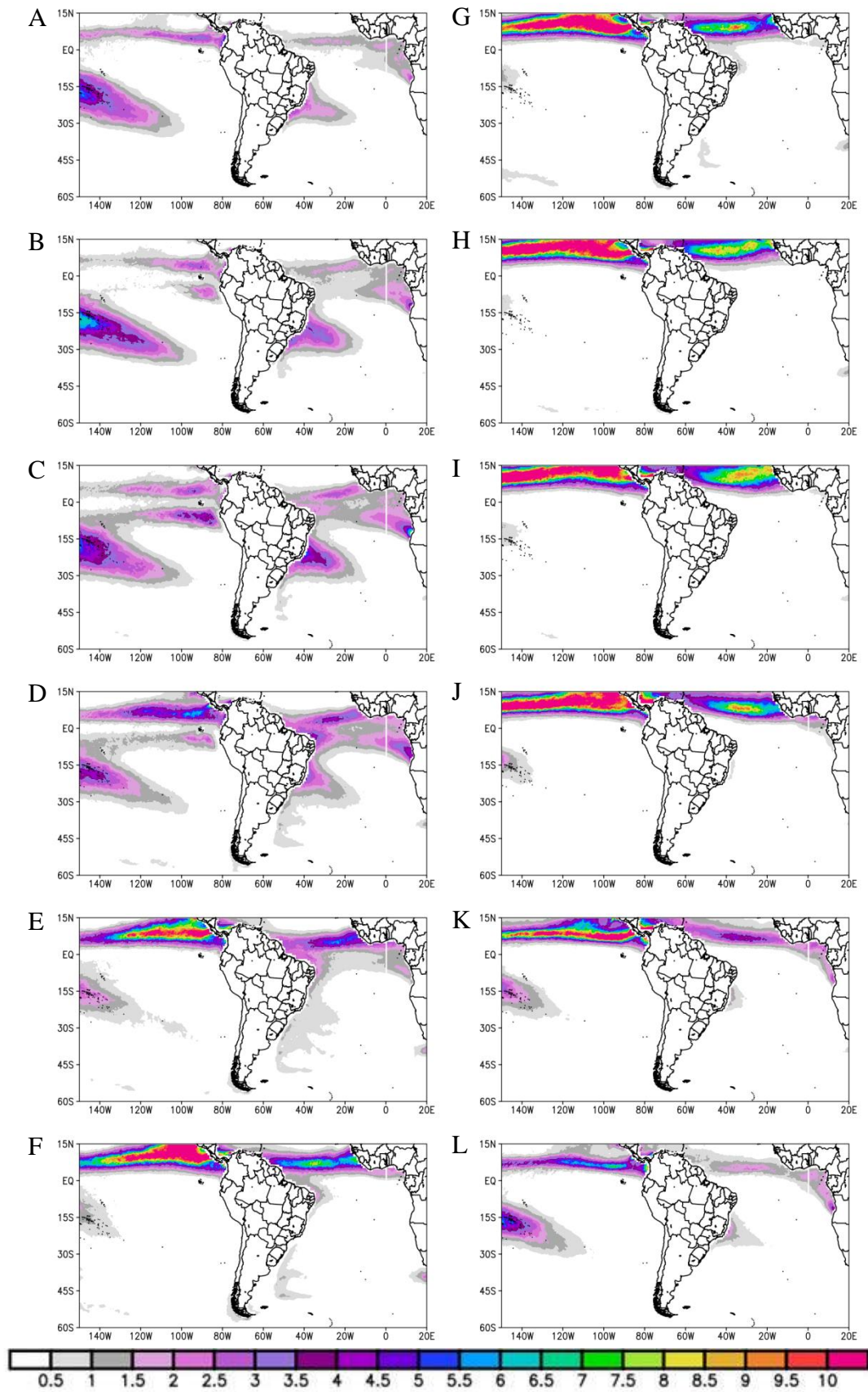


Figura 1.12 - Média mensal do IPG (adimensional) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro.

Para facilitar a visualização dos principais fatores que contribuem para a gênese tropical no domínio estudado, na Figura 1.13 são apresentadas as regiões em que há $TSM > 26^{\circ}\text{C}$, cisalhamento do vento horizontal (200-850 hPa) $< 10 \text{ m s}^{-1}$, umidade relativa em 700 hPa $> 50\%$, $V_{\text{pot}} > 17 \text{ m s}^{-1}$ e vorticidade relativa ciclônica em 850 hPa. A Figura 1.13 mostra as áreas em que cada fator aparece, bem como aquelas em que há sobreposição (regiões mais propícias à gênese tropical). É visível a sobreposição na costa sudeste do Brasil (em janeiro), Pacífico tropical (em abril, julho e outubro), OAS tropical (em julho e outubro). Entretanto, anomalias na circulação atmosférica, como no caso do Catarina em 2004, podem fornecer condições para o desenvolvimento de ciclones tropicais mesmo em regiões onde a TSM fica abaixo de 26°S . Apesar de alguns fatores ambientais terem mostrado potencial para a ciclogênese tropical, isoladamente ou até mesmo a combinação de todos podem não ser suficiente para a gênese dos ciclones, como já destacado por Gray (1968).

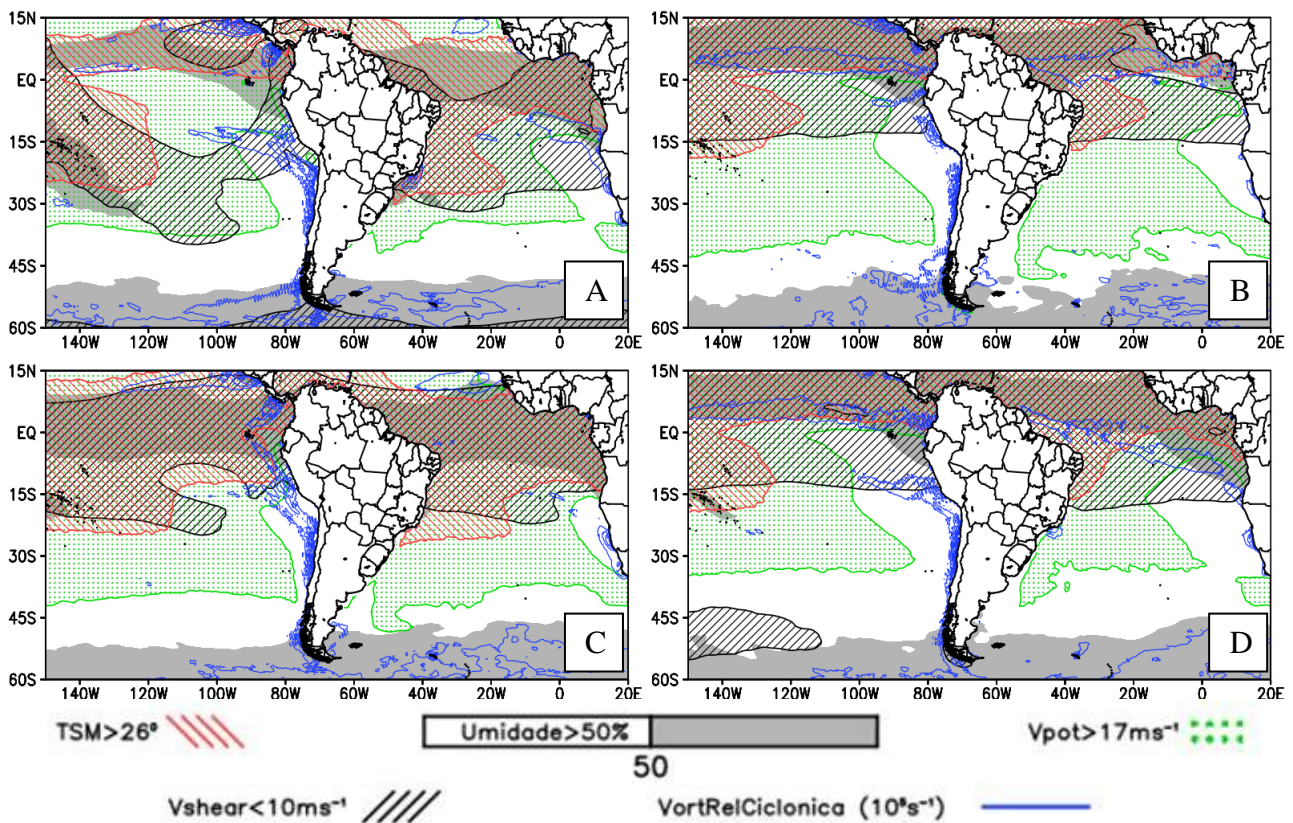


Figura 1.13 - Síntese dos principais fatores que contribuem para a gênese de sistemas tropicais: $TSM > 26^{\circ}\text{C}$ (hachurado vermelho), cisalhamento do vento horizontal entre 200 e 850 hPa menor do que 10 m s^{-1} (hachurado preto), umidade relativa em 700 hPa $> 50\%$ (sombreado cinza), $V_{\text{pot}} > 17 \text{ m s}^{-1}$ (REBOITA et al., 2019a) (hachurado verde) e vorticidade relativa ciclônica em 850 hPa (linha contínua azul) para A. janeiro; B. abril; C. julho; D. outubro.

1.4. CONCLUSÕES

Para contribuir com o conhecimento climatológico de regiões propícias à gênese de ciclones tropicais nas cercanias da América do Sul, foi calculado o índice do potencial de gênese com dados em alta resolução da ERA5 no período de 1989 a 2019. Essa reanálise é considerada estado-da-arte, pois inclui melhorias em relação à ERA-Interim como, por exemplo, a assimilação de dados de satélite que foram recuperados em condições de chuva ou nebulosidade e a utilização de um esquema de radiação de última geração (RAHMAN e ISLAM, 2019; JIN et al., 2020). Além disso, o estudo apresenta a climatologia dos fatores ambientais envolvidos no cálculo do IPG, bem como de outras variáveis importantes para a ciclogênese tropical. Em termos climatológicos obteve-se que:

- a TSM é mais quente no mês de março e tem valor médio de 23°C no Pacífico subtropical (região compreendida entre 15°S e 30°S) e 27°C no Atlântico (a norte da RG1, o que inclui toda a costa nordeste e sudeste do Brasil);
- o Vpot, que é o valor máximo que o vento pode chegar dependendo das condições ambientais (TSM, umidade e temperatura do ar), nos oceanos vizinhos à América do Sul, acompanha a sazonalidade da TSM e pode ser superior a 70 m s⁻¹.
- o padrão de circulação em altos níveis (200 hPa) mostra ventos menos intensos (importante para ciclones tropicais, em especial em termos de cisalhamento do vento) nos setores tropicais entre o verão e outono;
- a média anual do cisalhamento vertical do vento (200 - 850 hPa) é de 25 m s⁻¹ nos setores próximo à costa leste e oeste da América do Sul. Julho é o mês com maiores valores no Pacífico sudeste e agosto, no OAS; valores de cisalhamento abaixo de 10 m s⁻¹ são encontrados no mês de março nos subtrópicos e em julho no setor tropical dos dois oceanos;
- em níveis médios (700 hPa), a umidade relativa é mais elevada nos meses de verão nos dois oceanos adjacentes à AS e
- há potencial para a gênese de sistemas tropicais no oceano Atlântico ao longo da costa brasileira. Em outubro, surge um sinal fraco de IPG entre a costa da Bahia e Espírito Santo. Esse sinal se intensifica, obtendo máxima intensidade entre fevereiro e março, quando também atinge a costa sul do Brasil. O IPG é um índice utilizado para mostrar os ambientes que têm potencial para a ciclogênese tropical sem a utilização de um limiar pré-definido, pois mesmo com valores elevados, como aqueles registrados nos oceanos tropicais (IPG acima de 5), pode não ocorrer ciclogênese.

A combinação dos fatores acima descritos são favoráveis à ciclogênese tropical, pois valores elevados de TSM associados a ventos intensos a 10 metros de altura propiciam a transferência de calor e umidade do oceano para a atmosfera (que é refletido no campo de fluxos turbulentos),

resultando em convecção que pode se manter organizada e profunda em situação de fraco cisalhamento vertical do vento horizontal.

A principal mensagem desse estudo é que a costa entre o sudeste e o nordeste do Brasil tem potencial para a gênese de ciclones tropicais e que essa área deve receber atenção nas práticas de previsão do tempo. Além disso, em cenário de mudanças climáticas, regiões de TSM mais baixas (abaixo de 26°C) podem sofrer incrementos (GRAMCIANINOV, 2019) e propiciar ainda mais ciclogêneses barotrópicas.

1.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEITUNO, P. 1980. Relation entre la posicion del anticiclón subtropical y la precipitación en Chile. **Relatório do Projeto no E. 551.791 do Departamento de Geofísica da Universidade do Chile.**

ARYA, S.P. 1988. Introduction to micrometeorology. **International Geophysics Series**, 42: 307.

BARRETT, B. E HAMEED, S. 2017. Seasonal Variability in Precipitation in Central and Southern Chile: Modulation by the South Pacific High. **Journal of Climate**, 30: 55-69. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0019.1>

BASTOS, C.C. E FERREIRA, N.J. 2000. **Análise climatológica da alta subtropical do Atlântico Sul.** CEP, 12220(110): 973-990.

BERGGREN, R.; GIBBS, W.J. E NEWTON, C.W. 1958. **Observational characteristics of the jet stream: A survey of the literature.** Geneva, WMO Publication 71, 102 p.

BISTER, M. E EMANUEL, K.A. 1998. Dissipative heating and hurricane intensity. **Meteorology and Atmospheric Physics**, 55: 233–240. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF01030791>

BOSART, L.F. E LIN, S.C. 1984. A diagnostic analysis of the Presidents' Day storm of February 1979. **Monthly Weather Review**, 112(11): 2148-2177. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1984\)112<2148:ADAOTP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1984)112<2148:ADAOTP>2.0.CO;2)

CAMARGO, S.J.; EMANUEL, K.A. E SOBE, A.H. 2007. Use of a Genesis Potential Index to Diagnose ENSO Effects on Tropical Cyclone Genesis. **Journal of Climate**, 20: 4819- 4834. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI4282.1>

CAMARGO, SUZANA et al. Tropical cyclone genesis potential index in climate models. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 59, n. 4, p. 428-443, 2007.

CARVALHO, L.M.; JONES, C. E LIEBMANN, B. 2004. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, 17(1): 88-108. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2)

CATALDI, M.; ASSAD, L.P.D.F.; TORRES JUNIOR, A.R. E ALVES, J.L.D. 2010. Estudo da influência das anomalias da TSM do Atlântico Sul extratropical na região da Confluência Brasil-Malvinas no regime hidrometeorológico de verão do Sul e Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 25(4): 513-524. DOI: <https://doi.org/10.1590/S0102-77862010000400010>

CHANG, S.W.; HOLT, T.R. E SASHEGYI, K.D. 1996. A numerical study of the ERICA IOP 4 marine cyclone. **Monthly Weather Review**, 124(1): 27-46. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1996\)124<0027:ANSOTE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124<0027:ANSOTE>2.0.CO;2)

CRESPO, N. M., DA ROCHA, R. P. SPRENGER, M. E WERNLI, H. 2020. A potential vorticity perspective on cyclogenesis over centre-eastern South America. **Internacional Journal of Climatology**, 41(1), 663-678.

DE JESUS, E.M.; DA ROCHA, R.P.; CRESPO, N.M.; REBOITA, M.S. E GOZZO, L.F. 2020. Multi-model climate projections of the main cyclogenesis hot-spots and associated winds over the eastern coast of South America. **Climate Dynamics**, 1-21. DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-020-05490-1>

DEMARIA, M.; KNAFF, J.A. E CONNELL, B.H. 2001. A tropical cyclone genesis parameter for the tropical Atlantic. **Weather and Forecasting**, 16(2): 219-233. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2001\)016<0219:ATCGPF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2001)016<0219:ATCGPF>2.0.CO;2)

EMANUEL, K. 2005. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. **Nature**, 436(7051): 686-688. DOI: <https://doi.org/10.1038/nature03906>

EMANUEL, K. 2018. 100 Years of Progress in Tropical Cyclone Research. **Meteorological Monographs**, 59(1): 15-1. DOI: <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-18-0016.1>

EMANUEL, K.A. 1991. THE THEORY OF HURRICANES. **ANNUAL REVIEW OF FLUID MECHANICS**, 23(1): 179-196.

EMANUEL, K.A. E NOLAN, D.S. 2004. **Tropical cyclone activity and global climate system**. In: 26th CONFERENCE ON HURRICANES AND TROPICAL METEOROLGY, Miami, 2004. Expanded abstracts, Miami, p. 240–241.

EMANUEL, KERRY A. Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 22, p. 3969-3976, 1995.

EMANUEL, KERRY; NOLAN, David S. **Tropical cyclone activity and the global climate system**. In: 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorolgy. p. 240-241, 2004

ESCOBAR, G.C.J. E REBOITA, M.S. 2020. Relationship between daily atmospheric circulation patterns and South Atlantic Convergence Zone (SACZ) events. Early view. **Atmosfera**. DOI: <https://10.20937/ATM.52936>

FERREIRA, A.G. E DA SILVA MELLO, N.G. 2005. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, 1(1): 15-28. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v1i1.25215>

FRANK, W.M. E RITCHIE, E.A. 2001. Effects of vertical wind shear on the intensity and structure of numerically simulated hurricanes. **Monthly weather review**, 129(9): 2249-2269. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<2249:EOVWSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<2249:EOVWSO>2.0.CO;2)

GALVIN, J.F.P. 2008. The weather and climate of the tropics: Part 7 - Tropical revolving storms. **Weather**, 63(11): 327-333. DOI: <https://doi.org/10.1002/wea.252>

GAN, M.A. E RAO, V.B. 1991. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, 119(5): 1293-1302. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)119<1293:SCOSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119<1293:SCOSA>2.0.CO;2)

- GARBARINI, E.M.; GONZÁLEZ, M.H. E ROLLA, A.L. 2019. the influence of Atlantic high on seasonal rainfall in Argentina. **International Journal of Climatology**, 39: 4688- 4702. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.6098>
- GARBARINI, E.M.; GONZÁLEZ, M.H. E ROLLA, A.L. 2020. Modulation of Seasonal Precipitation in Argentina by The South Pacific High. **International Journal of Climatology**, 41(S1): 1-3324. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.6924>
- GARREAUD, R.D. E FALVEY, M. 2009. The coastal winds off western subtropical South America in future climate scenarios. **International Journal of Climatology**, 29(4): 543-554. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.1716>
- GARREAUD, R.D. E RUTLLANT, J. 2003. Coastal lows along the subtropical west coast of South America: Numerical simulation of a typical case. **Monthly Weather Review**, 131(5): 891-908. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0891:CLATSW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0891:CLATSW>2.0.CO;2)
- GARREAUD, R.D.; RUTLLANT, J.A. E FUENZALIDA, H. 2002. Coastal lows along the subtropical west coast of South America: Mean structure and evolution. **Monthly Weather Review**, 130(1): 75-88. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130<0075:CLATSW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<0075:CLATSW>2.0.CO;2)
- GRAMCIANINOV, C.B. 2019. **Changes in South Atlantic Cyclones due Climate Change**. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 224p.
- GRAMCIANINOV, C.B.; CAMPOS, R.M.; DE CAMARGO, R.; HODGES, K.I.; SOARES, C.G. E SILVA DIAS, P.L. 2020. Analysis of Atlantic extratropical storm tracks characteristics in 41 years of ERA5 and CFSR/CFSv2 databases. **Ocean Engineering**, 216: 108111. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2020.108111>
- GRODSKY, S.A. E CARTON, J.A. 2003. The intertropical convergence zone in the South Atlantic and the equatorial cold tongue. **Journal of Climate**, 16(4): 723-733. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0723:TICZIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0723:TICZIT>2.0.CO;2)
- GUIA, C. 2010. **Análises das características sinóticas das trajetórias dos ciclones extratropicais que atuam na América do Sul e Vizinhanças**. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Tese de Doutorado, 105p.
- HASTENRATH, S. 2012. **Climate dynamics of the tropics** (Vol. 8). Dordrecht, Springer Science e Business Media, 488 p.
- HOLTON, J.R. 1973. An introduction to dynamic meteorology. **American Journal of Physics**, 41(5): 752-754.
- HOSKINS, B.J. E HODGES, K.I. 2005. A new perspective on Southern Hemisphere storm tracks. **Journal of Climate**, 18(20): 4108-4129. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI3570.1>
- JIN, Z.; YOU, Q.; MU, M.; SUN, G. E PEPIN, N. 2020. Fingerprints of anthropogenic influences on vegetation change over the Tibetan Plateau from an eco-hydrological diagnosis. **Geophysical Research Letters**, 47(15):1-22. DOI: <https://doi.org/10.1029/2020GL087842>

KEPERT, J.D. 2010. Tropical cyclone structure and dynamics. In: CHAN, J.C. e KEPERT, J.D. (Eds.). **Global perspectives on Tropical cyclones: from science to mitigation**. Editora World Scientific, p. 3-53.

KODAMA, Y. 1992. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, 70(4): 813-836. DOI: https://doi.org/10.2151/jmsj1965.70.4_813

KOUSKY, V.E. 1988. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 3(1): 217-231.

KUO, Y.H. E REED, R.J. 1988. Numerical simulation of an explosively deepening cyclone in the eastern Pacific. **Monthly Weather Review**, 116(10): 2081-2105. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<2081:NSOAEED>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<2081:NSOAEED>2.0.CO;2)

KUO, Y.H., LOW-NAM, S. E REED, R.J. 1991. Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclones in the western Atlantic. **Monthly Weather Review**, 119(2): 457-476. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)119<0457:EOSEFD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119<0457:EOSEFD>2.0.CO;2)

LIN, S.J. E CHOU, K.H. 2020. The Lightning Distribution of Tropical Cyclones over the Western North Pacific. **Monthly Weather Review**, 148(11): 4415-4434. DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR-D-19-0327.1>

MARENGO, J.A.; ALVES, L.M.; AMBRIZZI, T.; YOUNG, A.; BARRETO, N.J. E RAMOS, A.M. 2020. Trends in extreme rainfall and hydrogeometeorological disasters in the Metropolitan Area of São Paulo: a review. **Annals of the New York Academy of Sciences**, 1471(1): 1–16. DOI: <https://doi.org/10.1111/nyas.14307>

MCTAGGART-COWAN, R., DAVIES, E.L., FAIRMAN, J.G., GALARNEAU, T.J. E SCHULTZ, D.M. 2015. Revisiting the 26.5°C Sea Surface Temperature Threshold for Tropical Cyclone Development. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 96: 1929–1943. DOI: <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00254.1>

MCTAGGART-COWAN, R.; GALARNEAU JR, T.J.; BOSART, L.F.; MOORE, R.W. E MARTIUS, O. 2013. A global climatology of baroclinically influenced tropical cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, 141(6): 1963-1989. DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00186>

MENDONÇA, F. E DANNI-OLIVEIRA, I.M. 2017. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo, Oficina de textos, 206 p.

MOGIL, H.M. 2007. **Extreme weather: Understanding the science of hurricanes, tornadoes, floods, heat waves, snow storms, global warming and other atmospheric disturbances**. Nova York, Black Dog e Leventhal, 304 p.

NÓBREGA, R.S. E SANTIAGO, G.A.C.F. 2014. Tendência de temperatura na superfície do mar nos oceanos Atlântico e Pacífico e variabilidade de precipitação em Pernambuco. **Mercator (Fortaleza)**, 13(1): 107-118. DOI: <https://doi.org/10.4215/RM2014.1301.0008>

- NUSS, W.A. E ANTHES, R.A. 1987. A numerical investigation of low-level processes in rapid cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, 115(11): 2728-2743. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<2728:ANIOLL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<2728:ANIOLL>2.0.CO;2)
- PALMÉN, E.H. 1956. A review of knowledge on the formation and development of tropical cyclones. In: **TROPICAL CYCLONE SYMPOSIUM**, 1956. Proceedings, Brisbane, Australia, Bureau of Meteorology, p. 213–231.
- PEZZA, A.B. E SIMMONDS, I. 2005. The first South Atlantic hurricane: Unprecedented locking, low shear and climate change. **Geophysical Research Letters**, 32(15): 1-5. DOI: <https://doi.org/10.1029/2005GL023390>
- PIVA, E.; MOSCATI, M.C.D.L. E GAN, M.A. 2008. Papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície associado a um caso de ciclogênese na costa leste da América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 23(4): 450-476. DOI: <https://doi.org/10.1590/S0102-77862008000400006>
- RAHMAN, M.S. E ISLAM, A.R.M.T. 2019. Are precipitation concentration and intensity changing in Bangladesh overtimes? Analysis of the possible causes of changes in precipitation systems. **Science of The Total Environment**, 690: 370-387. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.06.529>
- REBOITA, M.S. 2008. **Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade**. 2008. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 360p.
- REBOITA, M.S.; DA ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T. E GOUVEIA, C.D. 2015. Trend and teleconnection patterns in the climatology of extratropical cyclones over the Southern Hemisphere. **Climate Dynamics**, 45(7-8): 1929-1944. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2447-3>
- REBOITA, M.S.; GAN, M.A.; ROCHA, R.P.D. E AMBRIZZI, T. 2010c. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 25(2): 185-204. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862010000200004>
- REBOITA, M.S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T. E DA ROCHA, R.P.D. 2012. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. **Terrae Didatica**, 8(1): 34-50.
- REBOITA, M.S.; OLIVEIRA, D.M.; DA ROCHA, R.P. E DUTRA, L.M.M. 2019C. Subtropical cyclone Anita's potential to tropical transition under warmer sea surface temperature scenarios. **Geophysical Research Letters**, 46(14): 8484-8489. DOI: <https://doi.org/10.1029/2019GL083415>
- REBOITA, M.S.; RODRIGUES, M.; ARMANDO, R.; FREITAS, C.; MARTINS, D. E MILLER, G. 2016. Causas da semi-aridez do sertão nordestino. **Revista Brasileira de Climatologia**, 19: 2237-8642. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v19i0.42091>
- ROGERS, E. E BOSART, L.F. 1991. A diagnostic study of two intense oceanic cyclones. **Monthly Weather Review**, 119(4): 965-996. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)119<0965:ADSOTI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119<0965:ADSOTI>2.0.CO;2)

- SANTOS, D.F. E REBOITA, M.S. 2018. Jatos de baixos níveis a leste dos Andes: comparação entre duas reanálises. **Revista Brasileira de Climatologia**, 22: 423-445. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v22i0.47595>
- SANTOS, T.C.D.; REBOITA, M.S. E CARVALHO, V.S.B. 2018. Investigação da Relação entre Variáveis Atmosféricas e a Concentração de MP10 e O3 no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 33(4): 631-645. DOI: <https://doi.org/10.1590/0102-7786334006>
- SELUCHI, M.E. E GARREAUD, R.D. 2012. Campos médios e processos físicos associados ao ciclo de vida da Baixa do Chaco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 27(4): 447-462. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862012000400008>
- SELUCHI, M.E. E SAULO, A.C. 2012. Baixa do Noroeste Argentino e Baixa do Chaco: características, diferenças e semelhanças. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 27(1): 49-60. DOI: <https://doi.org/10.1590/S0102-77862012000100006>
- SHAPIRO, M.A. E KEYSER, D. 1990. Fronts, jet streams and the tropopause. In: NEWTON, C.W. e HOLOPAINEN, E.O. (Eds). **Extratropical cyclones**, American Meteorological Society, p. 167-191.
- SILVA, J.P.R.; REBOITA, M.S. E ESCOBAR, G.C.J. 2019. Caracterização da Zona de Convergência do Atlântico Sul em Campos Atmosféricos recentes. **Revista Brasileira de Climatologia**, 25: 355-37. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v25i0.64101>
- SOLMAN, S.A. E BLÁZQUEZ, J. 2019. Multiscale precipitation variability over South America: Analysis of the added value of CORDEX RCM simulations. **Climate Dynamics**, 53(3): 1547-1565. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04689-1>
- SONG, Y.; WANG, L.; LEI, X. E WANG, X. 2015. Tropical cyclone genesis potential index over the western North Pacific simulated by CMIP5 models. **Advances in Atmospheric Sciences**, 32(11): 1539-1550. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00376-015-4162-3>
- TANG, B.H.; FANG, J.; BETLEY, A.; KILROY, G.; NAKANO, M.; PARK, M.S.; RAJASREE, V.P.M.; WANG, Z.; WING, A.A. E WU, L. 2020. Recent advances in research on tropical cyclogenesis. **Tropical Cyclone Research and Review**, 9: 87-105. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tcrr.2020.04.004>
- TEODORO, T.A.; REBOITA, M.S. E ESCOBAR, G.C.J. 2019. Caracterização da Banda Dupla da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no Oceano Atlântico. **Anuário do Instituto de Geociências**, 42(2): 282-298. DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2019_2_282_298
- TIAN, F.; ZHOU, T. E ZHANG, L. 2013. Tropical cyclone genesis potential index over the western North Pacific simulated by LASG/IAP AGCM. **Acta Meteorologica Sinica**, 27(1): 50-62. DOI: <https://10.1007/s13351-013>
- TORY, K.J. E FRANK, W.M. 2010. Tropical cyclone formation. **Global perspectives on tropical cyclones: From science to mitigation**, 55-91. DOI: https://doi.org/10.1142/9789814293488_0002
- UCCELLINI, L.W.; PETERSEN, R.A.; KOCIN, P.J.; BRILL, K.F. E TUCCILLO, J.J. 1987. Synergistic interactions between an upper-level jet streak and diabatic processes that influence the

development of a low-level jet and a secondary coastal cyclone. **Monthly Weather Review**, 115(10): 2227-2261. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<2227:SIBAUL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<2227:SIBAUL>2.0.CO;2)

VIANELLO, R. E ALVES, A. 2012. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa, Editora UFV, 460 p.

WALLACE, J.M. E HOBBS, P.V. 2006. **Atmospheric science: an introductory survey** (Vol. 92). Londres, Elsevier, 473 p.

WALSH, K.; LAVENDER, S.; SCOCCIMARRO, E. E MURAKAMI, H. 2013. Resolution dependence of tropical cyclone formation in CMIP3 and finer resolution models. **Climate Dynamics**, 40: 585–599. DOI: <https://10.1007/s00382-012-1298-z>

WANG, B. E MOON, J.Y. 2017. An anomalous genesis potential index for MJO modulation of tropical cyclones. **Journal of Climate**, 30(11): 4021-4035. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0749.1>

YANG, H.; LOHMANN, G.; LU, J.; GOWAN, E.J.; SHI, X.; LIU, J. E WANG, Q. 2020. Tropical expansion driven by poleward advancing midlatitude meridional temperature gradients. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 125(16): 1-18. DOI: <https://doi.org/10.1029/2020JD033158>

YNOUE, R.Y.; REBOITA, M.S.; AMBRIZZI, T. E DA SILVA, G.A. 2017. **Meteorologia: noções básicas**. São Paulo, Oficina de Textos, 182 p.

ZEHR, R.M. 1992. **Tropical cyclogenesis in the western North Pacific**. NOAA Tech, Repository NESDIS 61, 181 p.

ZHANG, M.; ZHOU, L.; CHEN, D. E WANG, C. 2016. A genesis potential index for Western North Pacific tropical cyclones by using oceanic parameters. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 121(9): 7176-7191. DOI: <https://doi.org/10.1002/2016JC011851>

ZHANG, Y.; WANG, H.; SUN, J. E DRANGE, H. 2010. Changes in the tropical cyclone genesis potential index over the western North Pacific in the SRES A2 scenario. **Advances in Atmospheric Sciences**, 27(6): 1246-1258. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00376-010-9096-1>

ZHOU, J. E LAU, K.M. 1998. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of climate**, 11(5): 1020-1040. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2)

CAPÍTULO II

CICLONES SUBTROPICAIS GUARÁ E LEXI: ANÁLISE SINÓTICA E BALANÇOS DE CALOR E VORTICIDADE

2.1. INTRODUÇÃO

Os ciclones são um dos sistemas atmosféricos de escala sinótica (escala horizontal de 10^3 km e duração de dias a semana) mais estudados, pois são capazes de produzir mudanças no tempo com grandes impactos sociais (cerca de 20 mil mortes/ano ao redor do globo - BARRY e CHORLEY, 2013) e de controlar o clima do planeta por transportarem calor e umidade das regiões equatoriais para os polos (PEIXOTO E OORT, 1992).

Há três tipos de ciclones: ciclones tropicais (CT), ciclones extratropicais (CE) e ciclones subtropicais (CS). Os ciclones subtropicais, embora tenham sido abordados na década de 1960 por Gray (1968), passaram despercebidos pela comunidade científica até o desenvolvimento da metodologia de classificação dos tipos de ciclones (*Cyclone Phase Space - CPS*) de Hart (2003).

De forma breve, CT se formam sobre os oceanos tropicais (GRAY, 1968; FRANK, 1977) e possuem estrutura vertical com núcleo quente que se estende até a alta troposfera (EMANUEL, 1986), são alinhados verticalmente e apresentam ventos mais intensos próximos à superfície. Já os CE se formam, basicamente, associados aos intensos gradientes horizontais de temperatura em superfície e/ou por influência das ondas em médios e altos níveis da atmosfera. Além disso, possuem núcleo frio e com inclinação para oeste com aumento da altitude durante o estágio de desenvolvimento (CHARNEY, 1947). Por fim, os ciclones subtropicais são caracterizados por núcleo quente em baixos níveis, como os tropicais, e frio na alta troposfera, como os extratropicais; devido a esse fato, os CS também são chamados de sistemas híbridos (da ROCHA et al., 2019).

Com relação aos CS, Yanase et al. (2014) identificaram globalmente os tipos de ciclones no período de 1981 a 2011 e destacaram a ocorrência de CS no oceano Atlântico Sul. Conforme Gozzo et al. (2014), a média anual de CS nesse oceano é de 7,2 comparados ao valor de 1,2 sistemas/ano obtidos por Evans e Braun (2012). A diferença entre as climatologias é explicada pelos critérios menos restritivos utilizados por Gozzo et al. (2014) na identificação dos sistemas. Ainda, de acordo com Gozzo et al. (2014) e de Jesus et al. (2020), os CS são mais frequentes no verão.

A gênese dos CS envolve mecanismos dinâmicos e termodinâmicos. Guishard (2006) e Evans e Guishard (2009) mostram que cavados em altos níveis fornecem aporte dinâmico para a gênese desses sistemas no Atlântico Norte. Evans e Braun (2012) destacaram a importância de um cavado de pequena amplitude em níveis médios, fraco cisalhamento do vento e convergência do fluxo de umidade para ciclogênese subtropical no Atlântico Sul. Esses mecanismos também são mostrados

por Gozzo et al. (2014, 2017), Reboita et al. (2017, 2019a) e da Rocha et al. (2019). Ainda são poucos os estudos sobre os processos físicos associados aos CS no Atlântico Sul. Por exemplo, Dutra et al. (2017) analisaram o balanço de calor e de vorticidade do CS Anita ocorrido em março de 2010. Entre os resultados, os autores mostraram que o aquecimento diabático e a advecção horizontal da temperatura foram essenciais para o desenvolvimento subtropical.

Após a ocorrência do Anita (nome atribuído pelos centros de meteorologia do país), a Marinha do Brasil (MB) passou a nomear os CS ocorridos no Atlântico Sul. Desde o Anita, mais 11 tempestades já foram batizadas: Arani (2011), Bapo (2015), Cari (2015), Deni (2016), Eçaí (2016), Guará (2017), Iba (2019), Jaguar (2019), Kurumí (2020), Mani (2020) e Oquira (2020). Os seis primeiros CS nomeados foram estudados por Reboita et al. (2019a) e, dentre os resultados, os autores mostraram uma contribuição secundária da temperatura da superfície do mar (TSM), na fase inicial, e núcleo menos profundo, verticalmente, se comparado aos sistemas tropicais. Entretanto, uma análise dos balanços de vorticidade, calor e umidade não foi realizada e além disso, de 2017 até o presente estudo, os cinco CS que se formaram no sudoeste do Atlântico Sul, permanecem sem investigação.

No oeste da América do Sul, nas proximidades da costa chilena, outros dois sistemas com características híbridas foram registrados e nomeados (não oficialmente): Katie (2015) e Lexi (2018); ambos se formaram após a temporada de ciclones tropicais do Pacífico Sul. A ocorrência do Katie foi percebida extraoficialmente, pois, no OPS não há nenhum centro meteorológico responsável pelo monitoramento de ciclones (WEATHER, 2018). A NOAA (2018) também ressalta que as condições no OPS são desfavoráveis à formação de ciclones subtropicais em decorrência de dois principais fatores: o Anticiclone Semipermanente do Pacífico Sul (ASPS), que se localiza na região, e as águas mais frias. Por esta razão, a Forbes (2018) se refere ao Katie e ao Lexi como sistemas extremamente raros.

No presente estudo, o enfoque será dado aos CS Guará (gênese subtropical pura no oceano Atlântico) e Lexi (transição subtropical no oceano Pacífico). A tempestade subtropical Guará (ave das águas em Tupi-Guarani), originou-se no dia 9 de dezembro de 2017 afetando a região costeira da Bahia e Espírito Santo com agitação marítima, ventos fortes, altos acumulados de precipitação e ondas de até 5 metros (TNH1, 2017). Dentre os estragos causados por esse ciclone, tem-se a derrubada de telhados, alagamentos, queda de energia e naufrágio de embarcações (VEJA, 2017). O site de notícias TERRA (2017) relatou as características do Guará mostradas na carta sinótica das 0000Z de 9 de dezembro de 2017, traçada pela MB: pressão central de 998 hPa (na gênese), vento máximo de 20,5 m/s e ciclogênese subtropical pura. A tempestade teve deslocamento para o oceano

no sentido leste e, mais tarde, para sudeste. Ao longo do ciclo de vida o sistema sofreu transição para extratropical e posteriormente decaiu.

No ano seguinte, no dia 5 de maio de 2018, em águas com temperatura abaixo de 20°C, um sistema extratropical sofreu transição subtropical e deu origem ao ciclone Lexi que, posteriormente, em 9 de maio de 2018, entrou em fase de dissipação total (NOAA, 2018). Regiões do Uruguai e Argentina sofreram os impactos da atuação do Lexi, que teve ventos com intensidade similar ao de uma fraca tempestade tropical (NOAA, 2018). Todavia, por ter transicionado de extratropical para subtropical se faz necessária a investigação dos fatores que contribuíram para sua ciclogênese.

Diante do exposto, o objetivo deste estudo é apresentar a análise sinótica e dos balanços de vorticidade e calor dos ciclones Guará e Lexi. Esse estudo justifica-se pela contribuição ao entendimento dos processos físicos associados com CS nos arredores da América do Sul.

2.2. MATERIAL E MÉTODOS

2.2.1. Área de Estudo

A região de estudo está limitada entre as latitudes 50°S e 15°S e longitude entre 110°W e 10°E (Figura 2.1), o que inclui o OPS e o sudoeste do oceano Atlântico Sul (OAS). A descrição da climatologia da área de estudo é apresentada em Silva e Reboita (2021). A Figura 2.1 também mostra a trajetória do Lexi e Guará bem como dos demais CS que receberam nome até o presente momento.

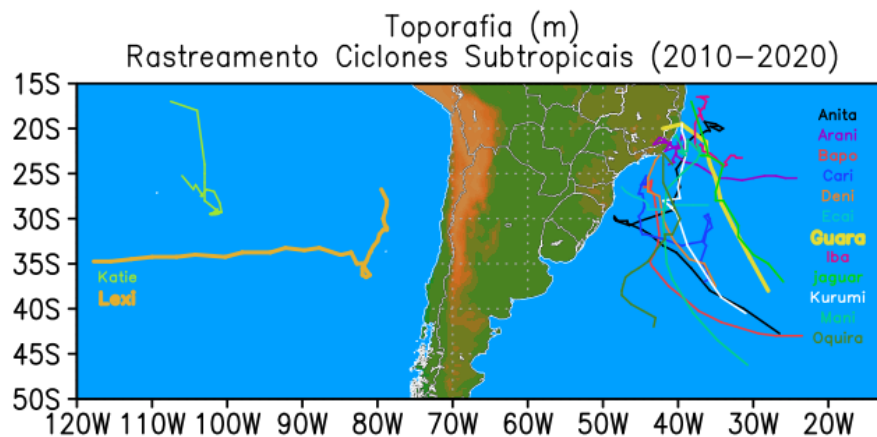


Figura 2.1 - Área de estudo e trajetória dos ciclones subtropicais que ganharam nome tanto no oceano Atlântico quanto no oceano Pacífico. A figura destaca os ciclones Lexi e Guará, que são os objetos de estudo. As trajetórias foram identificadas com dados de pressão ao nível médio do mar da reanálise ERA5.

2.2.2. Dados

Os dados de superfície utilizados foram: TSM, pressão ao nível médio do mar [Pa], temperatura da superfície do mar [K], componentes zonal e meridional do vento a 10 m [m s^{-1}], fluxos de calor latente e sensível [W m^{-2}], temperatura do ar em 2 m [K], precipitação [kg m^{-2}] e temperatura de brilho em 11 microns [K]. Já para compreender os processos que ocorrem na atmosfera superior, foram utilizadas as variáveis: geopotencial [gpm], componentes zonal e meridional do vento [m s^{-1}], temperatura do ar [K], umidade específica [g kg^{-1}], umidade relativa [%] e velocidade vertical [Pa s^{-1}]. Os níveis de pressão obtidos foram: 1000, 975, 950, 925, 900, 850, 825, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 200 e 100 hPa. Tais dados são pertencentes à reanálise ERA5 (COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE - C3S, 2017; HERSBACH et al., 2020), desenvolvida pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* - ECMWF. Os dados

possuem resolução horizontal de $0,25^\circ$, frequência de uma hora e, estão disponíveis em <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>.

Todavia, como o estudo trata de sistemas de escala sinótica, a frequência dos dados aqui utilizada é de 6 horas, seguindo os horários sinóticos padrões (0000, 0600, 1200 e 1800 Z) e a resolução horizontal dos dados utilizados para o cálculo dos termos dos balanços de calor e vorticidade, foi interpolada para $2,5^\circ$, para que os resultados não fossem afetados por distúrbios de mesoescala.

A precipitação utilizada neste estudo provém do *Global Precipitation Measurement* - GPM (HUFFMAN et al., 2015), que é baseado em dados de satélites, com resolução de $0,25^\circ$ de latitude por longitude e frequência de 3 horas (disponível em <https://pmm.nasa.gov/data-access/downloads>). Junto à precipitação, comparou-se a nebulosidade ocasionada pelos ciclones a cada 6 horas por meio dos dados de temperatura de brilho do canal infravermelho (GridSAT-B1 - próximo a 11 microns) cedida pela NOAA (KNAPP E NOAA CDR PROGRAM, 2014) e de livre acesso em www.ncdc.noaa.gov/gridsat.

2.2.3. Trajetória e Distância Percorrida

A trajetória de cada sistema foi identificada através da análise dos campos de pressão ao nível médio do mar. O ponto de grade com menor valor de pressão teve suas coordenadas registradas (longitude e latitude) bem como o valor da pressão atmosférica no referido ponto. A gênese dos ciclones foi considerada no horário sinótico em que surgiu a primeira isóbara fechada no campo de pressão atmosférica e a pré-ciclogênese corresponde a um horário anterior à gênese. Já a distância percorrida por cada sistema foi calculada de acordo com a Equação 2.1 apresentada por Van Brummelen (2012):

$$D = \text{acos}(\sin \varphi_1 \cdot \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cdot \cos \varphi_2 \cdot \cos \Delta\lambda)R \quad (2.1)$$

Nessa equação, D é a distância entre duas coordenadas geográficas (km), φ_1 é a latitude do ponto 1 (radianos), φ_2 é a latitude do ponto 2 (radianos), $\Delta\lambda$ é diferença entre as longitudes (radianos) e R é o raio da Terra (km).

2.2.4. Estrutura Térmica dos Ciclones

Para a análise da estrutura térmica e classificação dos ciclones é utilizada a metodologia do CPS, desenvolvida por Hart (2003). O CPS utiliza três parâmetros que são a assimetria térmica (B), o vento térmico em baixos níveis ($-|V_T^L|$) e o vento térmico em altos níveis ($-|V_T^U|$). Para o cálculo desses parâmetros é fornecido ao algoritmo do CPS a trajetória do ciclone e os dados de altura geopotencial nos níveis de 900, 600 e 300 hPa. Detalhes do cálculo dos três parâmetros são

apresentados em Gozzo et al. (2014), da Rocha et al. (2019) e Reboita et al. (2021), por exemplo. De acordo com Gozzo et al. (2014), um ciclone adquire características de subtropical quando $B < 25$ m, $-|V_T^L| > -50$ e $-|V_T^U| < -10$. Os parâmetros do CPS podem ser representados graficamente em diagramas que são denominados diagramas de fase. Os scripts fornecidos por Hart (2003) também informam a intensidade do vento em 925 hPa, portanto, esta variável é utilizada como entrada nos algoritmos.

2.2.5. Caracterização do Ambiente Sinótico

Com o intuito de analisar os mecanismos que desenvolveram um ambiente propício à transição subtropical (caso Lexi) e à gênese subtropical pura (caso Guará), são apresentados os campos sinóticos desses períodos e mapas de acumulados de precipitação e da média da intensidade do vento seguindo a trajetória dos ciclones a cada horário sinótico. As médias/acumulados são calculadas em áreas de 20° de latitude por longitude, centrada no centro dos ciclones, em cada passo de tempo, o que determina uma análise lagrangeana. Como nem sempre os sistemas de escala sinótica, como os do objeto do presente estudo, seguem um modelo conceitual de formação, desenvolvimento e dissipação, a contribuição do cisalhamento horizontal para a vorticidade relativa gerada, também foi analisada por meio da Equação 2 e também foi utilizada nos estudos de Schenkel (2009) e Reboita et al. (2020) :

$$\frac{\partial v}{\partial n} = -\frac{1}{v^2} \left(u^2 \frac{\partial u}{\partial y} + v^2 \frac{\partial v}{\partial x} - uv \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right) \quad (2.2)$$

A Equação 2.2 está descrita em coordenadas naturais e, u e v são as componentes zonal e meridional do vento, V é a magnitude do vento horizontal e n representa a direção normal do vento.

A anomalia de TSM aqui utilizada foi calculada considerando a climatologia entre os anos 1989 e 2019.

2.2.6. Balanço de Calor

A Equação 2.3 mostra o balanço termodinâmico em coordenadas esféricas e isobáricas. De modo geral, a equação indica que a variação local da temperatura de uma parcela de ar é induzida pela advecção horizontal da temperatura, pelos processos adiabáticos e diabáticos.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(\frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial T}{\partial \varphi} \right) - \omega \left(\frac{\partial T}{\partial p} + \frac{a}{c_p} \right) + F_T \quad 2.3$$

(i) (ii) (iii) (iv)

em que T é a temperatura do ar (K); t é o tempo (s); u é a componente zonal do vento ($m s^{-1}$); v é a componente meridional do vento ($m s^{-1}$); a é o raio da Terra (km); φ é a latitude; λ é a longitude; ω é o movimento vertical ($Pa s^{-1}$); C_p é o calor específico à pressão constante ($1004 J K^{-1} kg^{-1}$). O

significado físico de cada termo é: (i) é variação local da temperatura; (ii) é advecção horizontal de temperatura; (iii) é a soma dos processos adiabáticos e advecção vertical de temperatura; (iv) é o resíduo da equação de calor. O termo residual da equação da termodinâmica representa toda a contribuição sub-grade (VIRJI, 1982), além disso, é suposto ser de origem diabática e envolve incertezas (SINCLAIR, 1993)

2.2.7. Balanço de Vorticidade

A vorticidade caracteriza-se como uma medida de rotação das parcelas de um fluido (CARLSON, 1991); os componentes da equação de balanço (Equação 2.4) de vorticidade em coordenadas esféricas e isobáricas são:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \left(\frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial \zeta}{\partial \varphi} \right) - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \frac{v}{a} \frac{\partial f}{\partial \varphi} - (\zeta + f) \vec{\nabla}_p \cdot \vec{V}_H - \left(\frac{1}{a} \frac{\partial \omega}{\partial \varphi} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \omega}{\partial \lambda} \frac{\partial v}{\partial p} \right) + F_\zeta \quad (2.4)$$

(i) (ii) (iii) (iv) (v) (vi) (vii)

em que ζ é a vorticidade relativa (s^{-1}); t é o tempo (s); u é a componente zonal do vento ($m s^{-1}$); v é a componente meridional do vento ($m s^{-1}$); a é o raio da Terra (km); φ é a latitude; λ é a longitude; ω é o movimento vertical ($Pa s^{-1}$); f é a vorticidade planetária (s^{-1}); $\vec{\nabla}_p$ é o operador nabla horizontal calculado sobre uma superfície de pressão constante; V_H é o vento horizontal. O significado físico de cada termo é: (i) é a variação local de vorticidade; (ii) é a advecção horizontal de vorticidade relativa; (iii) é a advecção vertical de vorticidade relativa; (iv) é a advecção meridional de vorticidade planetária; (v) é o termo da divergência; (vi) é o termo de inclinação; (vii) é o resíduo da equação da vorticidade.

Nem todos os termos da equação da vorticidade são relevantes em sistemas de escala sinótica. O termo de advecção vertical de vorticidade relativa (iii), o termo de advecção meridional de vorticidade planetária (iv) e o termo de inclinação (vii) tornam-se desprezíveis, em razão da magnitude e, portanto, não foram considerados neste estudo. Dias Pinto (2007) afirma que em situações em que o resíduo da equação de vorticidade é diferente de zero, é sinal de que há outros processos dinâmicos agindo nas tendências de vorticidade, entretanto, tais processos não estão explícitos na equação.

Os termos das equações 2.3 e 2.4 são calculados com o método de diferenças finitas centradas no tempo, para os termos que envolvem derivada no tempo, e no espaço, para os termos que envolvem derivadas no espaço. Os resultados obtidos nas Equações 2.3 e 2.4 são mostrados através de perfis verticais seguindo a trajetória do ciclone. Para isso, foram calculadas médias numa área de $10^\circ \times 10^\circ$ de latitude por longitude e os termos residuais de ambas as equações (2.3 e 2.4) são obtidos através da soma de todos os termos das equações

2.3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

2.3.1. Características Gerais dos Ciclones Guar e Lexi

Na Figura 2.1  mostrada a trajetória de todos os CS que receberam nome nos oceanos adjacentes  América do Sul, sendo representados por linhas mais espessas, os ciclones Guar e Lexi. O Guar teve gênese às 0000 Z de 09 de dezembro de 2017, nas coordenadas 19,5S e 39,5O (Anexo 1), com pressão central de 1005,9 hPa (Anexo 1) e sobre águas com TSM superior a 25C (Anexo 1). Esse sistema se deslocou para sudeste ao longo de todo o ciclo de vida, perdurou por cerca de 3 dias, percorreu uma distância total de 2.415 km (Anexo 1) e se dissipou às 0000 Z de 12 de dezembro de 2017 (Anexo 1).

O ciclone Lexi originou-se como um sistema extratropical às 1200 Z de 01 de maio de 2018, a leste de um outro ciclone extratropical que teve gênese no dia 26 de abril de 2018, às 0000 Z. Entretanto, neste estudo,  considerado objeto de estudo após uma reintensificao ocorrida às 0600 Z de 04 de maio de 2018. Também vale ressaltar que  dado maior enfoque para o momento da transio subtropical. O Lexi se desloca para leste até 0000 Z do dia 05 de maio de 2018, posteriormente, para sudeste até 0000 Z do dia 07 maio e, por fim, segue na direo nordeste até sua total dissipo. O ciclo de vida desse ciclone mostra uma desintensificao do sistema com posterior regenerao, a cerca de 33,25S e 87,75O (Anexo 2), s 0600 Z de 04 de maio de 2018, sobre TSM de 19,6C (Anexo 2). Portanto,  a partir desse horário sinótico, que a análise  realizada no presente estudo. Com base nisso, tem-se que o sistema perdura por 6 dias, percorre uma distância total de 2116 km (Anexo 2) e se dissipa a nordeste de sua posio original, às 1200 Z de 10 de maio de 2018 (sobre TSM de 20C - Anexo 2).

Os diagramas de fase do ciclone Guar indicam que esse sistema teve gênese na categoria subtropical, pois B  7,9 m (Figura 2.2A), $-|V_T^L|$  positivo (51,7) e $-|V_T^U|$  negativo (-115,8) (Figura 2.2B). s 0600 Z de 11 de dezembro de 2017, $-|V_T^L|$ torna-se -152, enquanto B aumenta para 12,8 m, valores que caracterizam o início da fase extratropical do sistema (Harr e Elsberry, 2000). Já os diagramas de fase do ciclone Lexi indicam que esse sistema tem gênese como ciclone extratropical, uma vez que B  igual a 62,2 m (Figura 2.2C), $-|V_T^L|$  -19,0 e $-|V_T^U|$  -302,6 (Figura 2.2D). Ao longo do ciclo de vida do Lexi esses parâmetros se modificam e às 0600 Z do dia 5 de maio atingem os valores característicos de um CS, que são: $B < 25$ m, $-|V_T^L|$ positivo e $-|V_T^U|$ negativo ($B = 24,2$ m, $-|V_T^L| = 0,2$ e $-|V_T^U| = -159$). O sistema perde as características de CS s 1200Z de 9 de maio passando para a fase extratropical.

Em ambos os ciclones, o parâmetro $-|V_T^U|$ apresentou valores negativos, caracterizando a estrutura fria em altos níveis. O período em que os ciclones se mantiveram com estrutura subtropical está destacado em cinza na Figura 2.2.

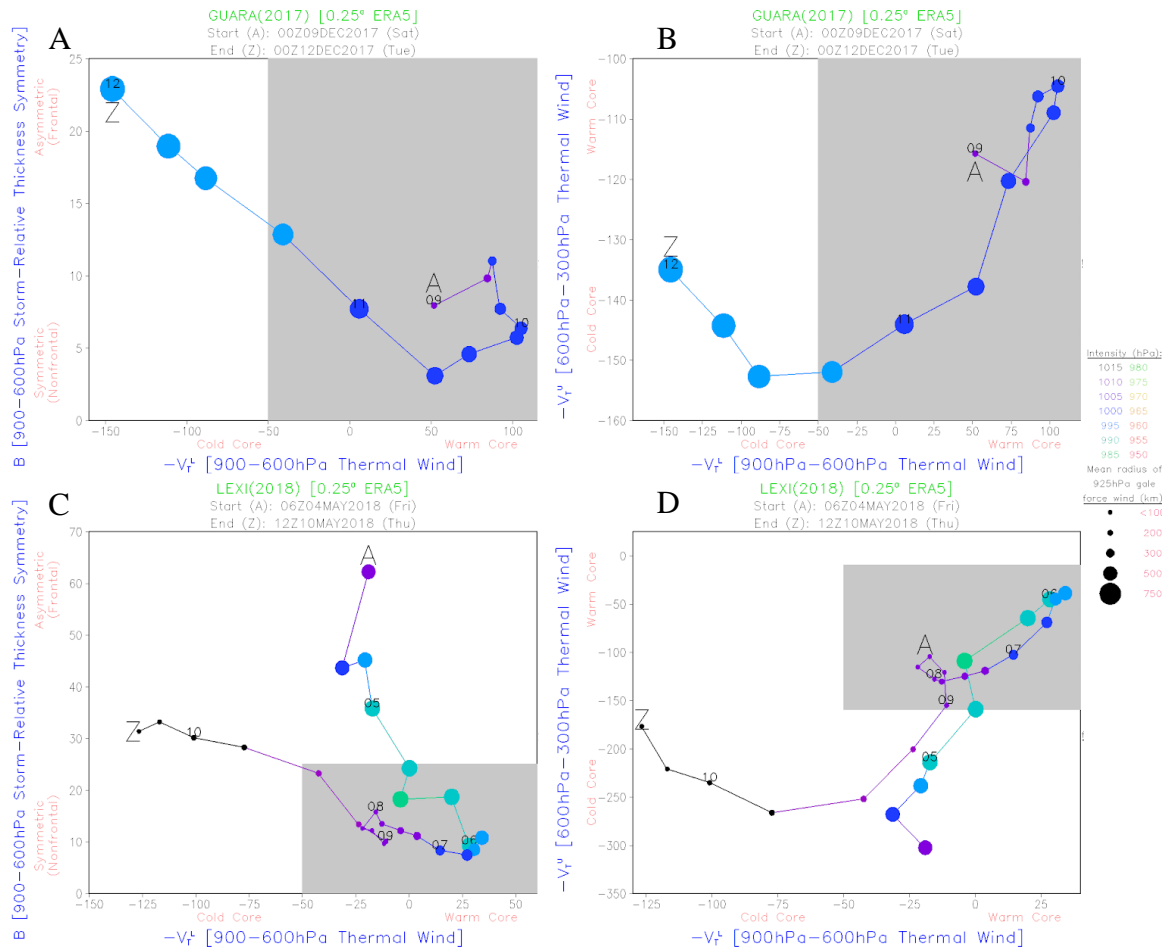


Figura 2.2 - Parâmetro de simetria B (m) versus $-|V_T^L|$ para o A. ciclone Guar e C. ciclone Lexi. Parâmetro $-|V_T^L|$ versus $-|V_T^U|$ para o B. ciclone Guar e D. ciclone Lexi. A região sombreada destaca a fase subtropical dos ciclones de acordo com os limies apresentados na metodologia. A e Z indicam, respectivamente, o primeiro e o último horário sinótico dos ciclones. O tamanho do círculo  o raio médio de atuação do vento com intensidade superior a 17 m s^{-1} em 925 e as cores representam a intensidade da PNMM (escala  direita da figura). As posies em 00Z são rotuladas com o dia.

Para definição do momento de maior intensidade dos ciclones em termos de vorticidade relativa,  analisado o perfil vertical da vorticidade relativa ciclônica, fixado na latitude central dos sistemas, a cada horário sinótico (figuras não mostradas). Adicionalmente  realizada uma mdia a fim de mostrar a informação num diagrama de Hovmller (Figura 2.3A-C). A mesma metodologia  aplicada para a intensidade máxima do vento (Figura 2.3B-D). No caso do CS Guar (Figura 2.3A-

B), a magnitude do vento aumenta próximo à superfície logo após a gênese, o que concorda com a localização dos máximos de vorticidade relativa ciclônica. Em termos de níveis verticais, o vento máximo é mais intenso entre 200 e 300 hPa durante todo o ciclo de vida, o que confirma que as características de altos níveis de um CS são similares às dos extratropicais. Já o perfil vertical da vorticidade deixa claro que o sistema não é profundo (se mantém até ~500 hPa) e que não tem inclinação para oeste com a altura, o que o caracteriza como um sistema subtropical. Além disso, a vorticidade é mais ciclônica (sistema mais intenso com base nessa variável) às 1200 Z de 09 de dezembro de 2017. Já às 1200 Z de 11 de dezembro, outro máximo de vorticidade ciclônica em superfície torna-se evidente pela proximidade de um sistema extratropical acerca do CS (figuras não mostradas).

Os ventos máximos do ciclone Lexi (Figura 2.3C) em altos níveis também ocorrem entre 300 e 200 hPa. Tanto os ventos quanto à vorticidade relativa ciclônica são mais intensos às 1800 Z de 04 maio de 2018 (Figura 2.3C-D), quando o sistema ainda está na fase extratropical como mostra o CPS (Figura 2.2C-D). O ciclone só atinge a fase subtropical às 0600 Z do dia 05 de maio. Entre os dias 8 e 10 de maio há um centro de máximos de ventos e vorticidade relativa ciclônica afastados da superfície, indicando o possível desenvolvimento de um sistema de nível superior.

Na Figura 2.4 é avaliada a evolução temporal PNMM no centro dos ciclones em estudo e o vento máximo a 10 metros de altura registrados numa caixa de 6° de latitude por 6° de longitude centrada nos ciclones (Figura 2.4). Com base nas informações da Figura 2.2, destacou-se em sombreado na Figura 2.4 o período em que os sistemas se mantiveram na categoria subtropical. De forma geral, a pressão e o vento são inversamente proporcionais (Figura 2.4). O Guará manteve sua tendência de diminuição da PNMM e aumento do vento máximo ao longo do ciclo de vida, em especial nas primeiras 24 horas. A PNMM registrada no centro do Lexi decaiu nos primeiros dois dias, devido ao deslocamento para latitudes mais altas e, posteriormente, teve aumento abrupto até seu enfraquecimento e consequente dissipação. Já o vento máximo sustentado a 10 metros, no caso do Lexi, apresentou tendência negativa, indicando diminuição da sua intensidade com o tempo. No caso do CS Guará, os ventos mais intensos ocorrem durante a transição extratropical.

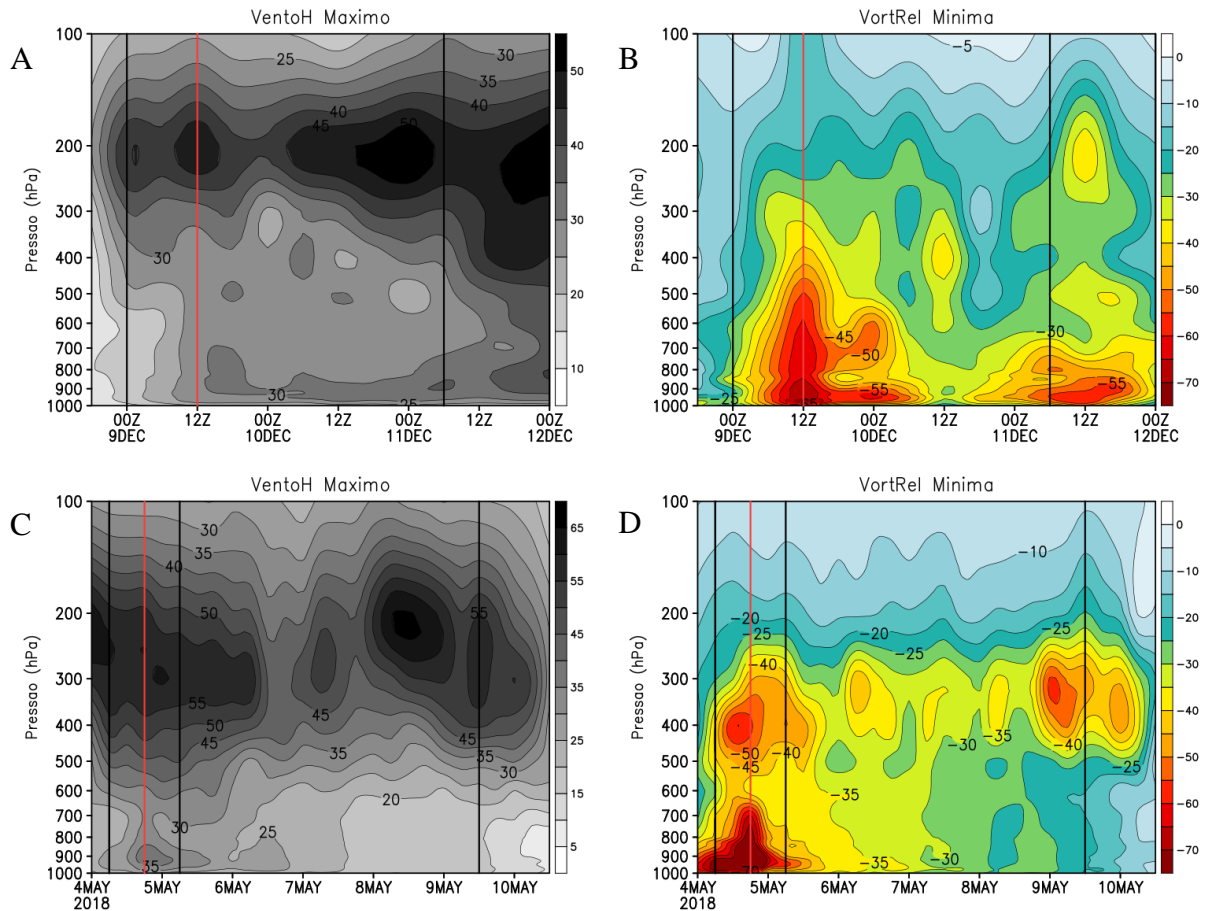


Figura 2.3 - Perfis verticais do Guará: A. vento máximo (m s^{-1}) e B. vorticidade relativa ciclônica mínima (10^{-5} s^{-1}); perfis verticais do Lexi: A. vento máximo (m s^{-1}) e B. vorticidade relativa ciclônica mínima (10^{-5} s^{-1}). Essas variáveis foram calculadas em uma caixa de 10° de latitude por 10° de longitude. Da esquerda para a direita, as linhas na vertical indicam no Guará a gênese, fase mais intensa em termos de vorticidade relativa ciclônica em baixos níveis (linha vermelha) e transição extratropical. No Lexi, as linhas indicam o horário que o ciclone extratropical se reintensifica, horário que atinge máxima intensidade em termos de vorticidade relativa ciclônica na superfície (linha vermelha), transição subtropical e transição extratropical.

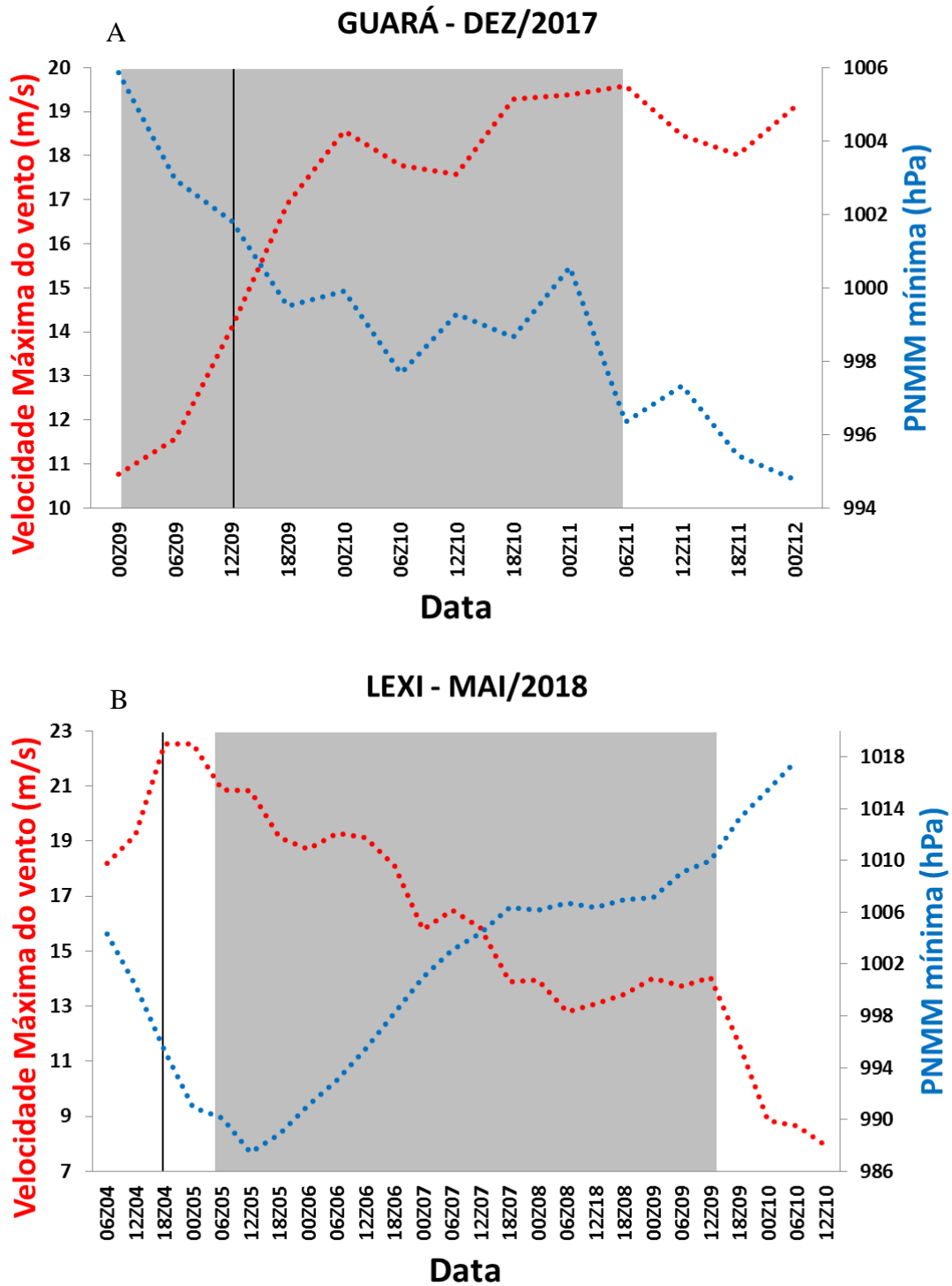


Figura 2.4 - Evolução temporal da PNMM (hPa) e do vento máximo em 10 metros (m s^{-1}) localizado dentro de uma caixa de 6° de latitude por longitude para o ciclone A. Guará e para o ciclone B. Lexi. A região em cinza corresponde ao período em que os sistemas se mantiveram na categoria subtropical. As linhas pretas contínuas, na vertical, indicam a fase de maior intensidade dos sistemas.

Elevados acumulados de precipitação e ventos intensos podem causar danos à população que reside nas regiões costeiras afetadas por ciclones. Essas duas variáveis são mostradas na Figura 2.5 e consideram os acumulados de precipitação e a média da intensidade do vento a 10 metros de altura ao longo do ciclo de vida do Guará e do Lexi. O ciclone Guará foi responsável por cerca de 40 mm de precipitação na região costeira da Bahia e Espírito Santo. O maior acumulado de chuva foi registrado no oceano (> 120 mm - Figura 2.5A). Já o ciclone Lexi propiciou chuva de cerca de 70 mm sobre o oceano (Figura 2.5C). A chuva registrada na Argentina e no Chile provavelmente não está associada com o Lexi. Com relação à média da intensidade do vento a 10 metros, percebe-se maior intensidade a oeste do ciclone Lexi (Figura 2.5D) e a nordeste do ciclone Guará (Figura 2.5B). No continente, ambos causaram ventos moderados (de até 5 m s^{-1}). No caso do Guará, os ventos mais intensos a nordeste são em decorrência do intenso gradiente de pressão entre ele e o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS; figura não mostrada). Já no caso do Lexi, os ventos mais intensos a oeste devem-se à contribuição da fase extratropical no início do sistema.

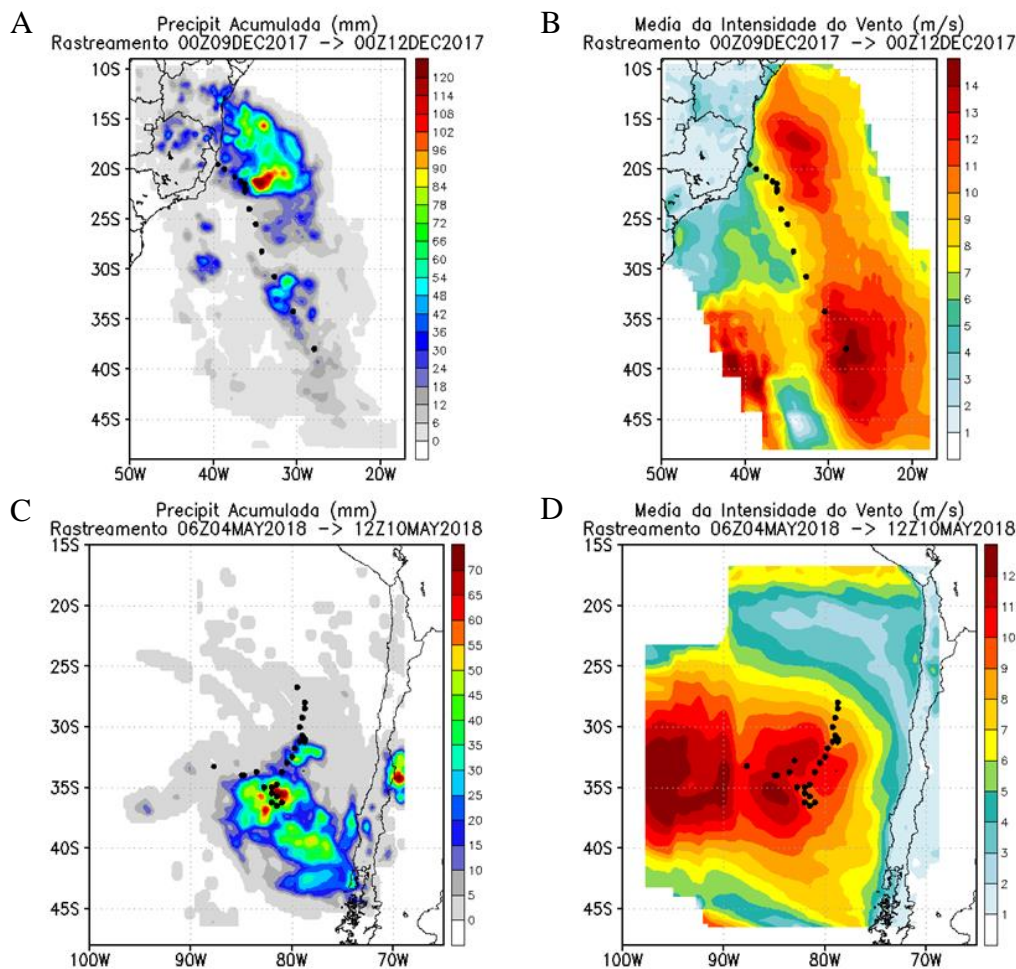


Figura 2.5 - Acumulado de precipitação (mm) para o A. ciclone Guará e para o C. ciclone Lexi. Média da intensidade do vento (m s^{-1}) para B. ciclone Guará e para o D. ciclone Lexi. Os

acumulados e as médias foram calculados em uma caixa de 20° de latitude por longitude centrada nos ciclones, desde a gênese até a dissipação. Os pontilhados, em preto, representam a trajetória percorrida por ambos os ciclones.

2.3.2. Processos Físicos Associados aos Ciclones

Esta seção foca a gênese do ciclone Guará e a transição subtropical do ciclone Lexi a fim de mostrar as características do ambiente que contribuíram para os sistemas adquirirem características híbridas. Além disso, são mostrados os balanços de calor e vorticidade.

2.3.2.1. Guará

2.3.2.1.1. Campos Sinóticos

Os campos sinóticos durante a gênese do Guará (0000 Z de 09 de dezembro de 2017) são mostrados na Figura 2.7 e 2.7. O período pré-ciclogênese não é mostrado, pois apresenta muitas similaridades com o da gênese. A avaliação em médio níveis revela que o guará apresentou gênese no eixo de um cavado pouco pronunciado, sobre uma região de anomalias negativas de geopotencial e com presença de vorticidade relativa ciclônica. Entretanto, em níveis mais baixos, nota-se que o Guará se forma numa região com cisalhamento horizontal do vento em 925 hPa, que tem contribuição para a geração de vorticidade relativa ciclônica próxima à superfície (Figura 2.7A-B), e com algumas características termodinâmicas importantes no perfil vertical da atmosfera (descritas a seguir). O cisalhamento horizontal do vento em 925 hPa tem contribuição da interação do escoamento do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul com a região costeira (Figura 2.7B). A gênese do Guará também está numa área próxima a de fraco cisalhamento vertical do vento (menor do que 10 m s^{-1} ; Figura 2.7B), o que pode favorecer a organização da convecção, conseqüentemente, a redução da pressão atmosférica em superfície. De fato, a imagem da temperatura de brilho (Figura 2.7E) mostra temperatura inferior a 220 K ($< -53,15^\circ\text{C}$, área mais esbranquiçada na figura) próxima ao local de gênese, o que indica a presença de nuvens profundas na atmosfera que são uma resposta à convecção. A nebulosidade presente à nordeste do centro de baixa pressão em superfície (Figura 2.7E) foi associada com acumulados de chuva (MARINHA do BRASIL, 2017), que resultaram em alagamentos no litoral norte do Espírito Santo e litoral sul da Bahia (TNH1, 2017) e destelhamento de casas, devido aos ventos intensos.

Os processos termodinâmicos também contribuem para a gênese do Guará. Na região de formação do ciclone é registrada advecção horizontal em 850 hPa de ar quente (Figura 2.7E) e úmido (Figura 2.7F). O Guará também ocorre sobre TSM de $25,9^\circ\text{C}$, sendo essa variável, nas cercanias da região costeira, superior a climatologia (Figura 2.7C). Mesmo que na maior parte da área da ciclogênese a TSM não exceda a climatologia, essa é mais quente que a temperatura do ar a

2 m contribuindo para a transferência de calor sensível do oceano para a atmosfera (há um gradiente vertical de temperatura como mostra a Figura 2.7C). Considerando a soma dos fluxos de calor latente e sensível da área gênese, essa é de cerca de 120 W m^{-2} (Figura 2.7C), o que é similar ao valor climatológico em dezembro, conforme apresentam Silva e Reboita (2021).

Em síntese, a análise sinótica sugere que a gênese do Guará ocorreu no eixo de um cavado em 500 hPa e teve contribuição de processos dinâmicos e termodinâmicos. A contribuição dinâmica ocorre através da presença de cisalhamento horizontal do vento em 925 hPa, que contribui para gerar vorticidade ciclônica em superfície, do fraco cisalhamento vertical do vento, que é importante para permitir a organização da convecção. A contribuição termodinâmica está associada com a advecção horizontal quente e úmida, que torna a camada atmosférica mais leve (ar úmido é menos denso) facilitando a convecção. Essa também é facilitada pelo gradiente de temperatura ar-mar (TSM mais quente que a temperatura a 2 m). Uma maneira de comprovar fisicamente os resultados descritos é através das equações dos balanços de calor e vorticidade. Esses balanços são calculados para todo o ciclo de vida do Guará e mostrados na próxima seção.

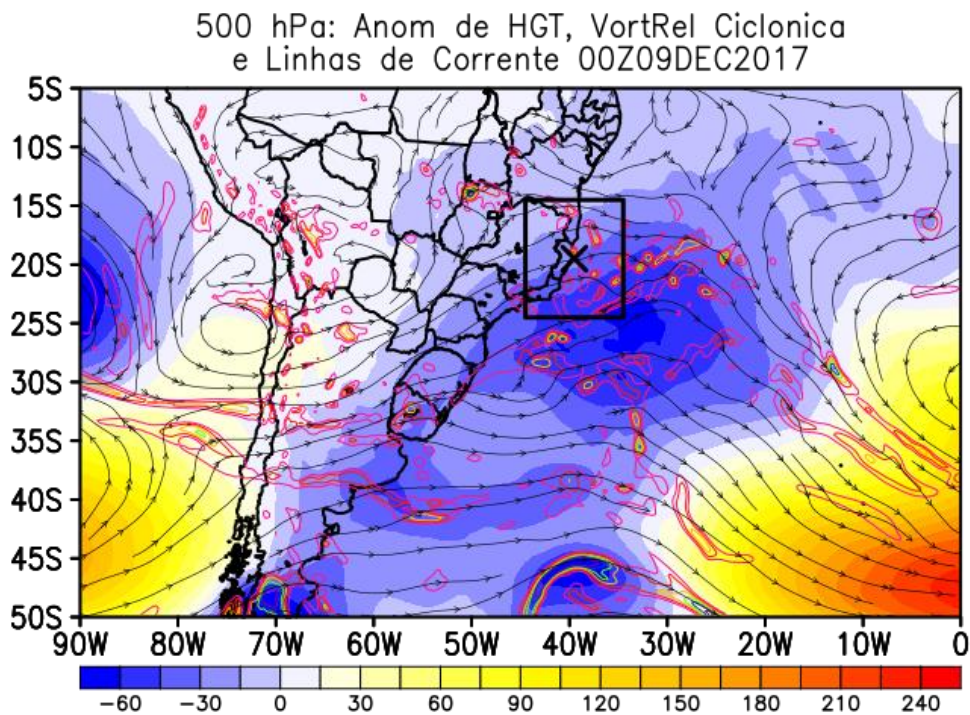
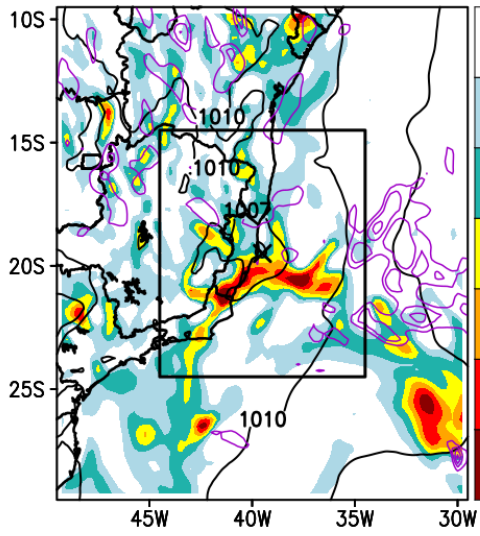
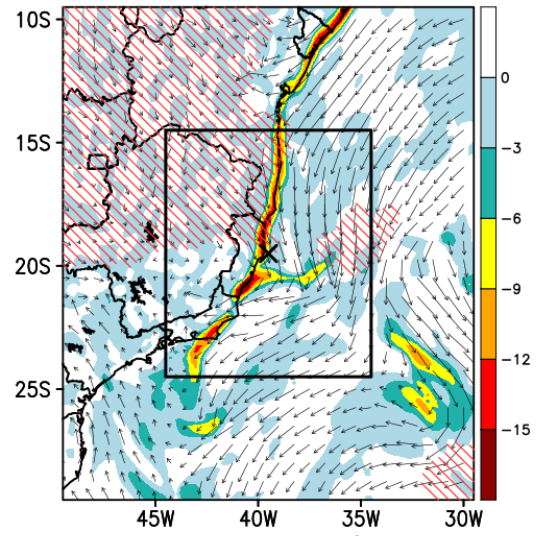


Figura 2.6 – Anomalia de altura geopotencial em 500 hPa, vorticidade relativa ciclônica em 500 hPa e linhas de corrente em 500 hPa em 0000 Z de 09 de dezembro de 2017.

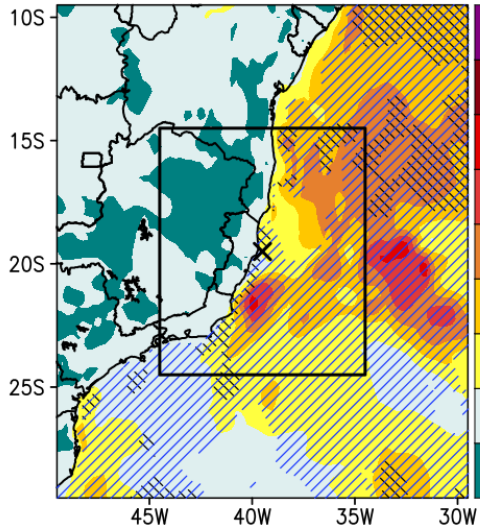
A VR em 925 hPa, Div em 200 hPa e PNMM 00Z09DEC2017



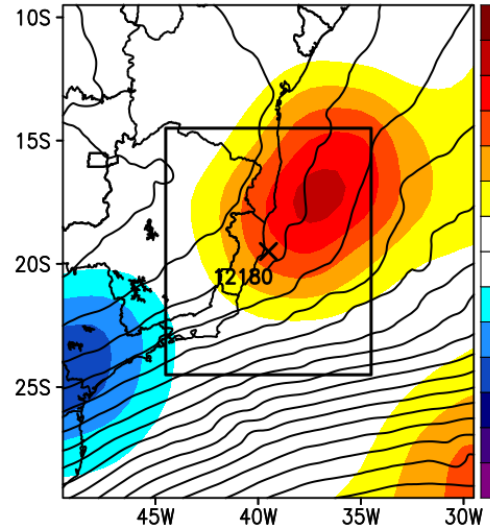
B 925 hPa: Vort do Cisal H. e Vento Cisal (200-850 hPa) 00Z09DEC2017



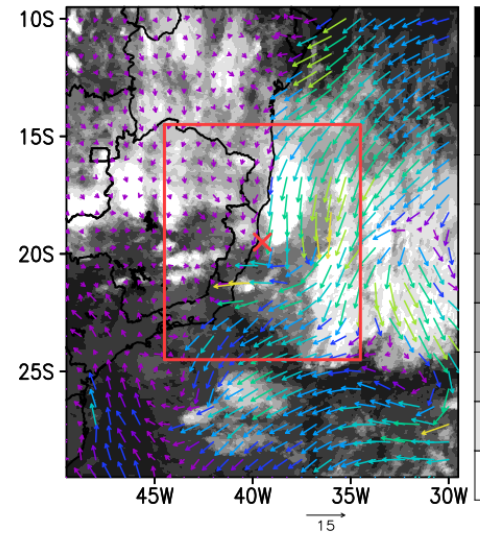
C FCL+FCS e AnomTSM e TSM-T2m 00Z09DEC2017



D AdvH Temp em 850 hPa e HGT em 200 hPa 00Z09DEC2017



E VentoH em 10m TempBrilho 11 microns 00Z09DEC2017



F AdvH Umid em 850 hPa e HGT em 500 hPa 00Z09DEC2017

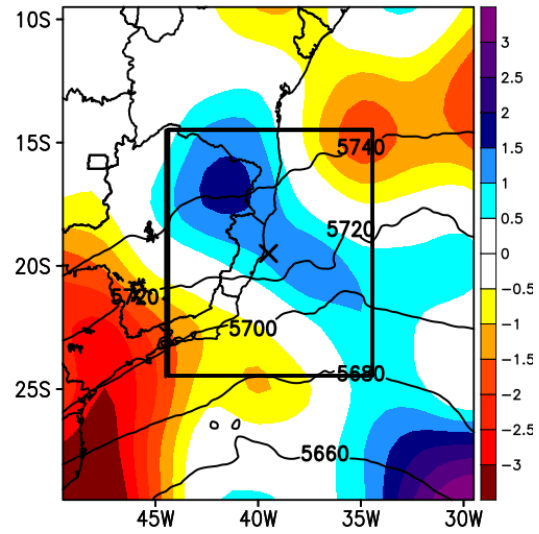


Figura 2.7 - Campos espaciais para o Guará: A. Vorticidade relativa em 925 hPa (colorido; 10^{-5}s^{-1}), PNMM (linha contínua preta; hPa) e Divergência positiva em 200 hPa (Linha contínua roxa; 10^4s^{-1}); B. Vorticidade relativa em 925 em função do cisalhamento horizontal do vento em 925 hPa (colorido; 10^{-5}s^{-1}), Vetores do vento em 925 hPa (setas pretas; m s^{-1}) e Cisalhamento do vento abaixo de 10 m s^{-1} (hachurado vermelho; m s^{-1}), calculado entre 200 e 850 hPa; C. Somatório dos fluxos de calor latente e fluxos de calor sensível (colorido; Wm^{-2}), Anomalia positiva de TSM (hachurado preto na direção 45° ; $^\circ\text{C}$) e TSM-T2m acima de 0°C (hachurado azul na direção 135° ; $^\circ\text{C}$); D. Advecção horizontal de temperatura em 850 hPa (colorido; K dia^{-1}) e HGT em 200 hPa (linha contínua preta; gpm); E. Temperatura de brilho em 11 microns (tons de cinza; K) e Vetores do vento em 10 metros (setas coloridas; m s^{-1}); F. Advecção horizontal de umidade específica em 850 hPa (colorido; $\text{g kg}^{-1} \text{ dia}^{-1}$) e HGT em 500 hPa (linha contínua preta; gpm).

2.3.2.1.2. Balanço de Calor

Na seção prévia foi mencionado que havia advecção horizontal quente em baixos níveis da atmosfera na região de gênese do Guará, essa é confirmada através do perfil vertical da advecção horizontal de temperatura do ar na Figura 2.8B em que há um núcleo quente ligeiramente mais intenso entre 900 e 800 hPa. A advecção quente predomina durante todo o ciclo de vida do ciclone. No horário da gênese, o perfil vertical de advecção vertical da temperatura do ar e processos adiabáticos indica a presença de movimentos ascendentes na coluna atmosférica uma vez que tem sinal negativo (Figura 2.8C). Esse termo acaba contribuindo para a tendência negativa de temperaturamostrada na Figura 2.8A. A presença de movimentos ascendentes está associada com a ocorrência de convecção. Isso é confirmado através dos valores elevados do termo diabático (Figura 2.8D) em níveis médios no dia da gênese. Nota-se, portanto, que ambos os termos (movimentos verticais e processos diabáticos) se contrapõem. Isso é uma característica que ocorre nos ciclones (Dutra *et al.* 2017; Marrafon e Reboita, 2018).

Na Figura 2.4A é mostrado que os ventos mais intensos em superfície ocorrem entre às 1200 Z do dia 09 e às 0000 Z do dia 10. Nesse mesmo período, os termos referentes aos processos diabáticos e de movimento vertical ascendente estão mais intensos (se contrapondo) na camada entre a superfície e 400 hPa.

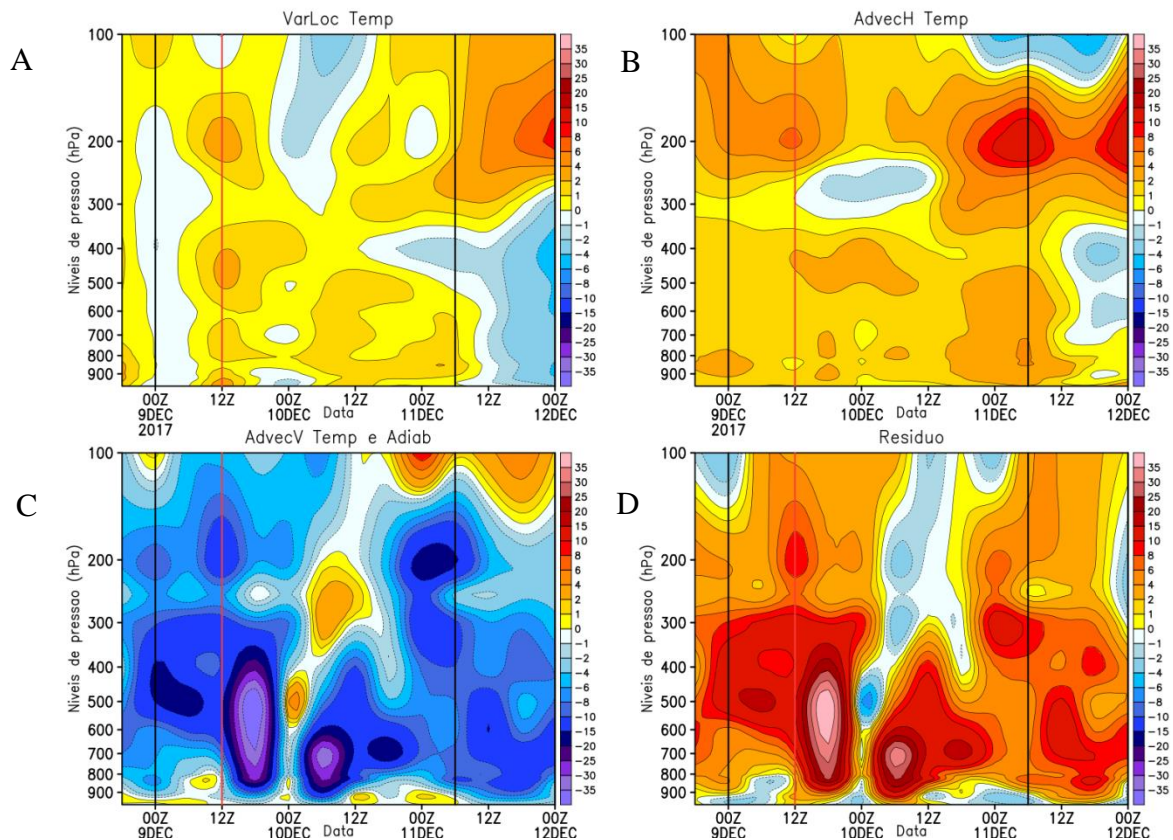


Figura 2.8 - Perfil vertical dos termos da Equao do balanço de calor para o ciclone Guar (K dia⁻¹): A. Variao local de temperatura, B. Adveco horizontal de temperatura, C. Soma da adveco vertical de temperatura e do termo adiabático e D. Termo residual. Da esquerda para a direita, as linhas na vertical indicam no Guar a gênese, fase mais intensa em termos de vorticidade relativa ciclônica em baixos níveis (linha vermelha) e transio extratropical. No Lexi, as linhas indicam o horário que o ciclone extratropical se reintensifica, horário que atinge máxima intensidade em termos de vorticidade relativa ciclônica na superfície (linha vermelha), transio subtropical e transio extratropical.

2.3.2.1.3. Balanço de Vorticidade

A Figura 2.9A mostra um predomínio de vorticidade relativa ciclônica na região de gênese do Guar no termo da variao local da vorticidade. Da pr-ciclogênese até a dissipo do Guar, há adveco de vorticidade anticiclônica (Figura 2.9B) para o centro desse sistema, nas camadas mais próximas  superfície. A adveco de vorticidade anticiclônica está relacionada com a localizao do ASAS como mostrado na Figura 2.7B-E em que predomina curvatura anticiclônica do escoamento próximo da região de gênese. Em contrapartida, em baixos níveis, predomina sinal negativo no termo da divergência, indicando que há convergência em superfície e favorecimento  vorticidade relativa ciclônica (Figura 2.9C). Por outro lado, entre 500 e 400 hPa o sinal da divergência torna-se positivo. Logo, isso  um indicativo de que o Guar possui núcleo pouco

profundo. Essa característica é documentada em outros estudos de caso de CS no Atlântico Sul (GOZZO et al., 2014; REBOITA et al., 2017a-b, REBOITA et al., 2018) e é uma diferença com relação aos ciclones tropicais. Já o termo residual mostra vorticidade ciclônica entre 800 e 400 hPa ao longo de todo o dia 09 de dezembro.

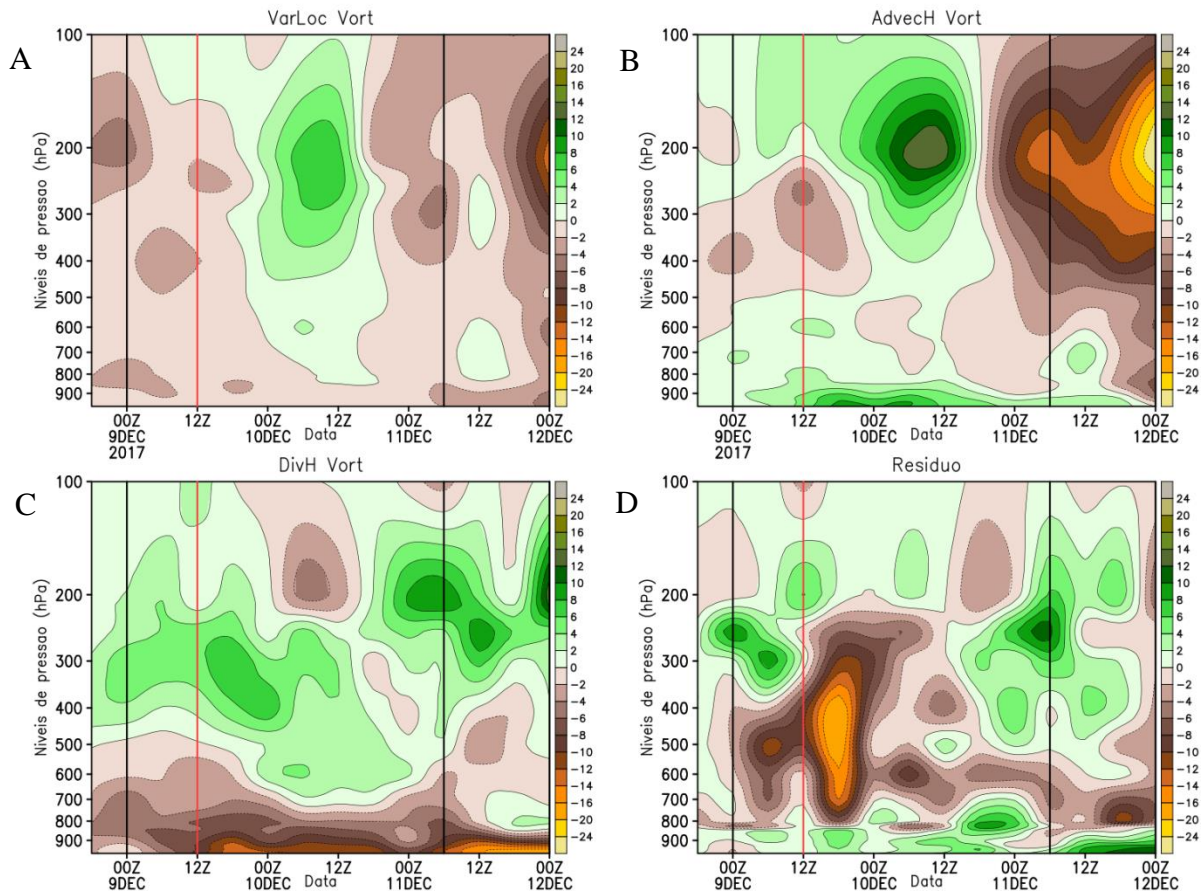


Figura 2.9 - Perfil vertical dos termos da equação de vorticidade para o ciclone Guarú (10^{-10} s^{-1}): A. Variação local de vorticidade relativa, B. Advecção horizontal de vorticidade relativa, C. termo divergente e D. Termo residual. Da esquerda para a direita, as linhas na vertical indicam no Guarú a gênese, fase mais intensa em termos de vorticidade relativa ciclônica em baixos níveis (linha vermelha) e transição extratropical. No Lexi, as linhas indicam o horário que o ciclone extratropical se reintensifica, horário que atinge máxima intensidade em termos de vorticidade relativa ciclônica na superfície (linha vermelha), transição subtropical e transição extratropical.

2.3.2.2. Lexi

2.3.2.2.1. Campos Sinóticos

O Lexi apresenta um ciclo de vida com fase extratropical e transição para subtropical. Os campos de linhas de corrente em 300 hPa junto com a PNMM mostram que o ciclone extratropical em superfície, que se desloca para leste, começa a interagir com uma *cutoff low* em médios/altos níveis (Figura 2.10) no dia 04 de maio de 2018. Quando esses sistemas estão quase acoplados, às 0600 Z do dia 05 de maio, o CPS (Figura 2.2C-D) mostra que o ciclone adquire características subtropicais. O processo físico associado a isso está grandemente relacionado à redução do cisalhamento vertical do vento devido à configuração da *cutoff low* (MCTAGGART-COWAN et al., 2006; EVANS e BRAUN, 2012; DIAS PINTO et al. 2013; GOZZO et al., 2014). Com cisalhamento vertical fraco, a atmosfera pode organizar a convecção. Além disso, alguns estudos mostram que devido à *cutoff low* ser uma baixa fria, isso pode promover instabilidade da atmosfera (FUENZALIDA et al, 2005; GARREAUD e FUENZALIDA, 2007; REBOITA et al., 2010).

Do dia 28 ao dia 01 de maio, as caixas focam o centro do ciclone extratropical, formado em 26 de abril, que, posteriormente, recebeu aporte de níveis superiores propiciando o fechamento de uma isóbara no setor leste, conforme mostra a Figura 210E (seta preta).

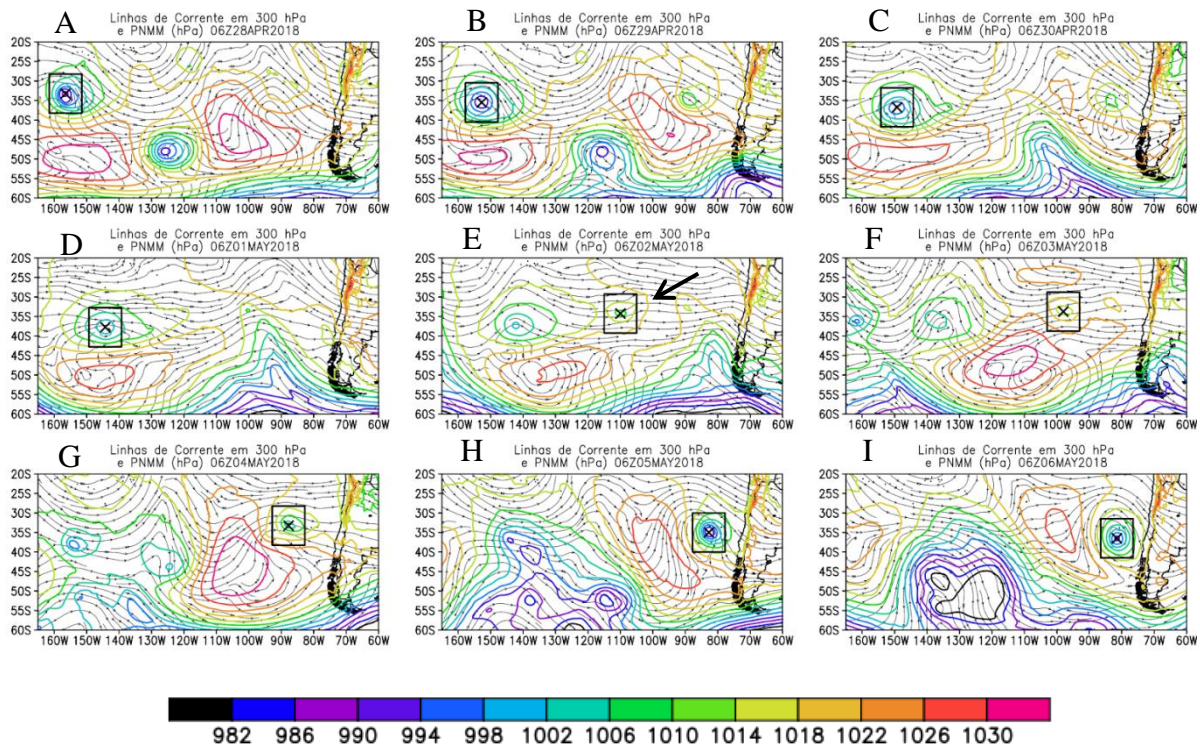


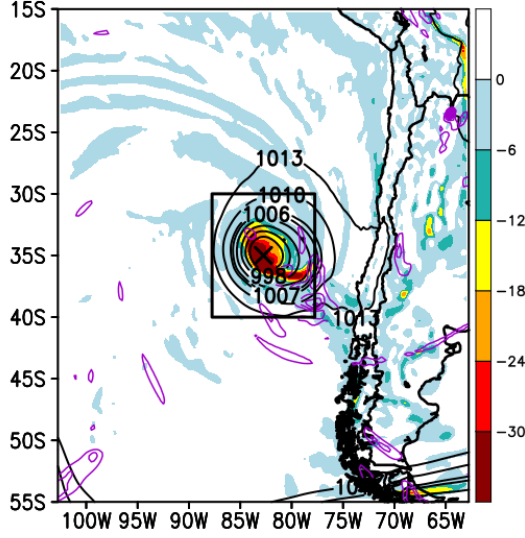
Figura 2.10 – Evolução do ciclone Lexi: Linhas de corrente em 300 hPa (linhas contínuas pretas) e PNMM (linhas contínuas coloridas; hPa) para às 0600 Z (2018) de A. 28 de abril, B. 29 de abril, C. 30 de abril, D. 01 de maio, E. 02 de maio, F. 03 de maio, G. 04 de maio, H. 05 de maio e I. 06 de maio.

De fato, a temperatura de brilho, mostra valores bem negativos entre os setores centro-leste e centro sul da *cutoff low* (Figura 2.11). Entretanto, essa área de nebulosidade também tem contribuição da advecção horizontal de ar quente (Figura 2.11D) atrelada à advecção horizontal de ar úmido (Figura 2.11F), no setor leste do ciclone em superfície (850 hPa). Isso induz movimentos ascendentes, pois o ar da camada se torna menos denso e, aliado aos fluxos de calor latente e sensível na direção mar-ar (Figura 11C), há favorecimento para a convecção.

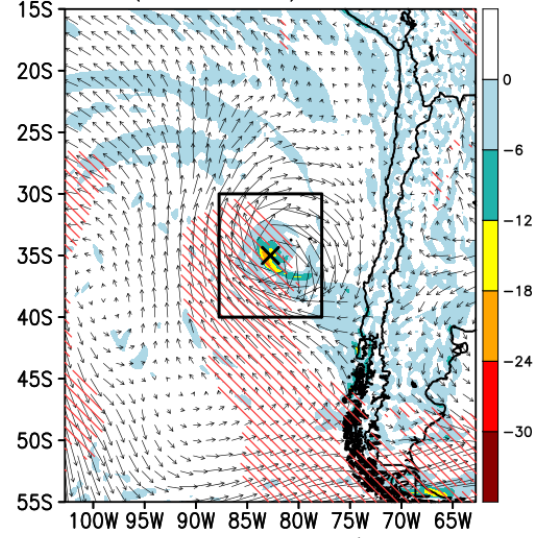
A Figura 2.11, que representa o primeiro horário da fase subtropical do Lexi, mostra que cisalhamento horizontal do vento em 925 hPa parece ter pouca contribuição para a vorticidade ciclônica do sistema em superfície (Figura 2.11B), enquanto o fraco cisalhamento vertical tem maior destaque para a transição do sistema (Figura 11B). Além disso, os fluxos turbulentos de calor total superam a climatologia, do mês de maio, em mais de 250 W m^{-2} , na mesma região do entorno onde atua o ciclone subtropical Lexi. A TSM (Figura 2.11C) mais elevada que a temperatura do ar a 2 metros também sugere a contribuição termodinâmica para a transição do Lexi.

Nas Figuras 2.11F é mostrado que a *cutoff low* tem centro fechado em 500 hPa e estágio de *tear off* (REBOITA et al., 2010) em 200 hPa (Figura 2.11D) e que a advecção de temperatura do ar em 850 hPa (Figura 2.11D) já não configura a de um ciclone extratropical, em que aparece advecção horizontal fria no setor a oeste do centro do ciclone.

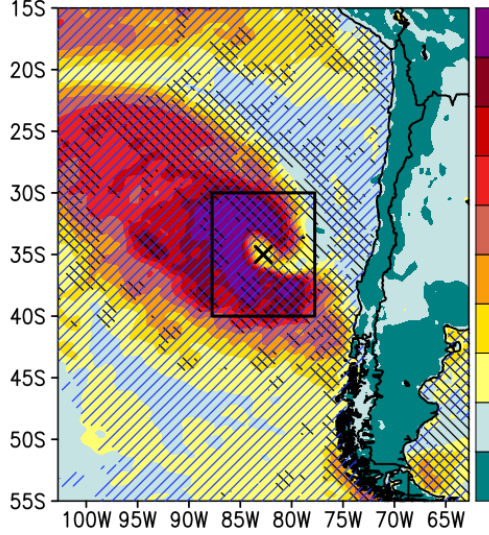
A VR em 925 hPa, Div em 200 hPa e PNMM 06Z05MAY2018



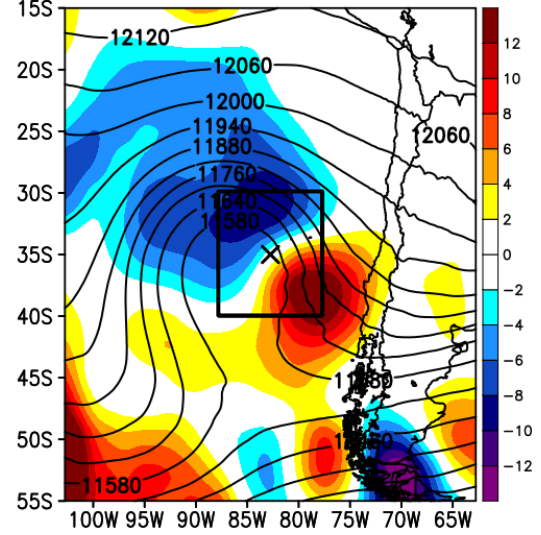
B 925 hPa: Vort do Cisal H. e Vento Cisal (200-850 hPa) 06Z05MAY2018



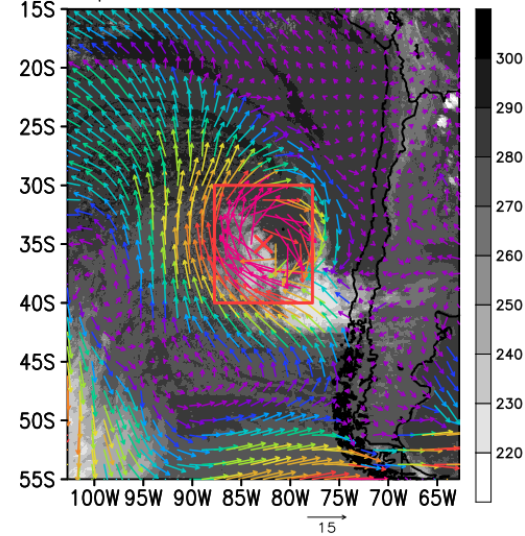
C FCL+FCS e AnomTSM e TSM-T2m 06Z05MAY2018



D AdvH Temp em 850 hPa e HGT em 200 hPa 06Z05MAY2018



E VentoH em 10m TempBrilho 11 microns 06Z05MAY2018



F AdvH Umid em 850 hPa e HGT em 500 hPa 06Z05MAY2018

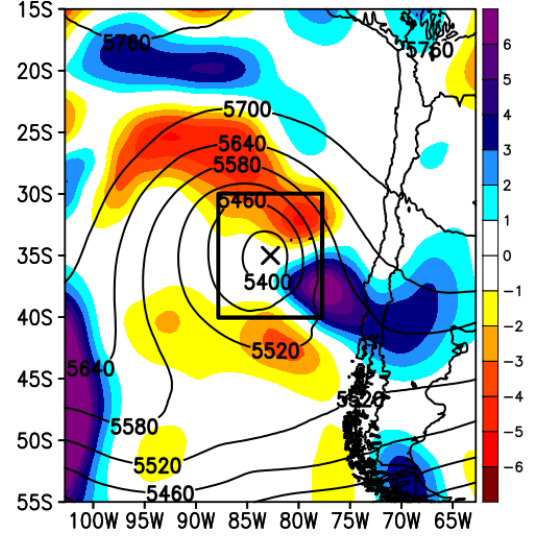


Figura 2.11 - Campos espaciais para o Lexi: A. Vorticidade relativa em 925 hPa (colorido; 10^{-5}s^{-1}), PNMM (linha contínua preta; hPa) e Divergência positiva em 200 hPa (Linha contínua roxa; 10^4s^{-1}); B. Vorticidade relativa em 925 em função do cisalhamento horizontal do vento em 925 hPa (colorido; 10^{-5}s^{-1}), Vetores do vento em 925 hPa (setas pretas; m s^{-1}) e Cisalhamento do vento abaixo de 10 m s^{-1} (hachurado vermelho; m s^{-1}), calculado entre 200 e 850 hPa; C. Somatório dos fluxos de calor latente e fluxos de calor sensível (colorido; Wm^{-2}), Anomalia positiva de TSM (hachurado preto na direção 45° ; $^\circ\text{C}$) e TSM-T2m acima de 0°C (hachurado azul na direção 135° ; $^\circ\text{C}$); D. Advecção horizontal de temperatura em 850 hPa (colorido; K dia^{-1}) e HGT em 200 hPa (linha contínua preta; gpm); E. Temperatura de brilho em 11 microns (tons de cinza; K) e Vetores do vento em 10 metros (setas coloridas; m s^{-1}); F. Advecção horizontal de umidade específica em 850 hPa (colorido; $\text{g kg}^{-1} \text{ dia}^{-1}$) e HGT em 500 hPa (linha contínua preta; gpm).

2.3.2.2.2. Balanço de Calor

A análise foca o período da transição subtropical do Lexi (0600 Z do 05 de maio de 2018). Nos dias 04 e 05 de maio, entre a superfície e 300 hPa, a tendência local da temperatura é negativa (Figura 2.12A) e isso tem a contribuição do termo de advecção vertical e processos adiabáticos (Figura 2.12C) e do termo da advecção horizontal de temperatura do ar (Figura 2.12B), que mostra advecção fria até cerca de 500 hPa. Por outro lado, o termo diabático mostra sinal positivo (Figura 2.12D) da superfície a cerca de 500-400 hPa, fato relacionado à intensa convecção que também pode ser inferida através do termo adiabático (Figura 2.12C).

De 300 a 100 hPa, a tendência local de aquecimento (com valor aproximado de 12 K dia^{-1}) é devido à advecção horizontal quente. Esse resultado parece contraditório ao fato da *cutoff low* ser um sistema de centro frio. Entretanto, em geral, as *cutoff lows* se formam associadas à advecção quente no seu setor sudoeste que ajuda a amplificar uma crista a sul do *cutoff low*. Portanto, há advecção quente na região desse sistema. Além disso, o resultado obtido aqui é similar aos estudos de caso de Dias Pinto (2007) e Ferreira et al., (2020).

Os termos da equação do balanço de calor ajudam a confirmar que a fase subtropical do Lexi teve forte contribuição dos processos diabáticos nos baixos níveis da atmosfera (Figura 2.12C), o que esteve associado com os fluxos turbulentos de calor na direção mar-ar. Já o perfil vertical de temperatura do ar ajuda a confirmar a contribuição da *cutoff low*. Se em médios/altos níveis tivesse ocorresse somente a presença de um cavado, muito provavelmente, que tal advecção seria fria.

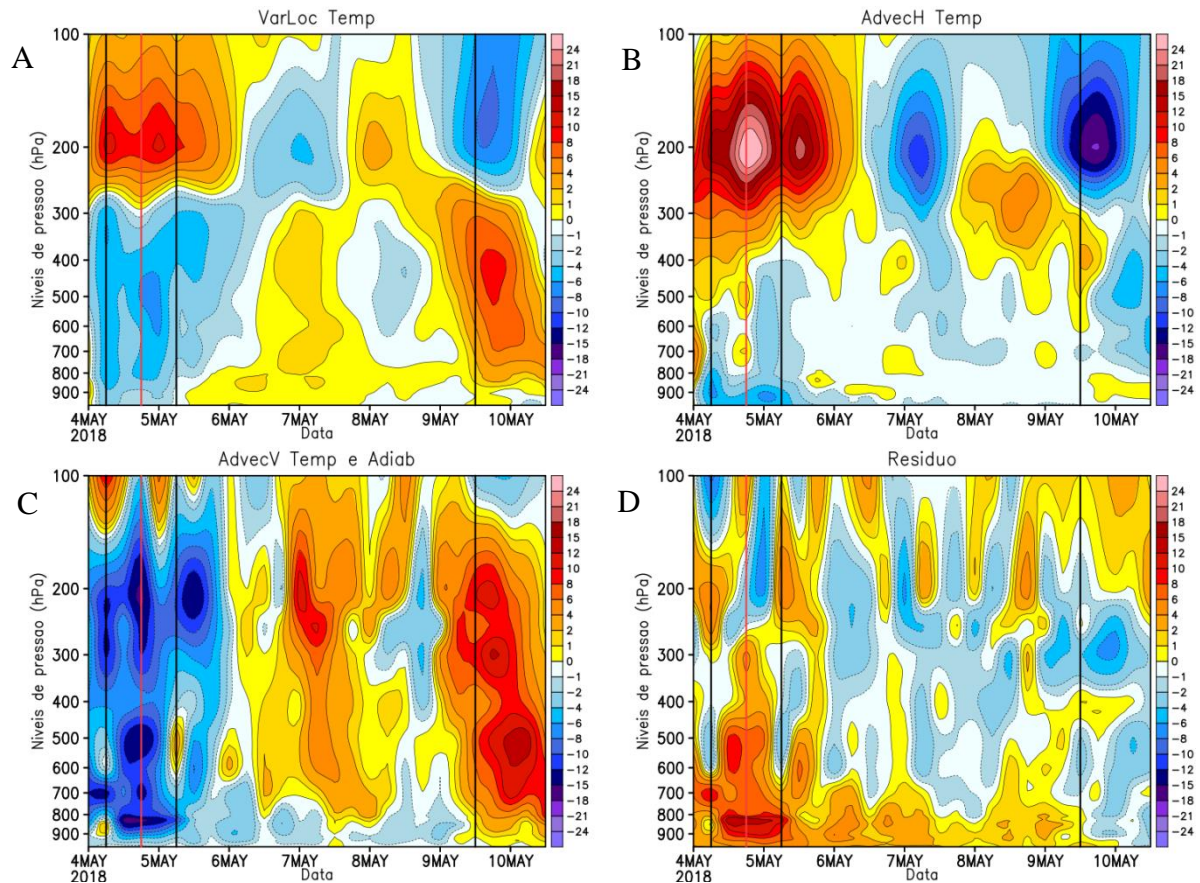


Figura 2.12 - Perfil vertical dos termos da equação de calor para o ciclone Lexi ($K \text{ dia}^{-1}$): A. Variação local de temperatura, B. Advecção horizontal de temperatura, C. Soma da advecção vertical de temperatura e do termo adiabático e D. Termo residual. Da esquerda para a direita, as linhas na vertical indicam no Guará a gênese, fase mais intensa em termos de vorticidade relativa ciclônica em baixos níveis (linha vermelha) e transição extratropical. No Lexi, as linhas indicam o horário que o ciclone extratropical se reintensifica, horário que atinge máxima intensidade em termos de vorticidade relativa ciclônica na superfície (linha vermelha), transição subtropical e transição extratropical.

2.3.2.2.3. Balanço de Vorticidade

Do dia 04 ao final do dia 05 de maio, a tendência local de vorticidade relativa ciclônica mostra sinal negativo em toda a coluna atmosférica e sendo mais intenso entre 300 e 200 hPa (Figura 2.13A). Essa tendência é favorecida pelo termo da advecção horizontal de vorticidade ciclônica (Figura 2.13B) associada tanto ao cavado referente ao ciclone extratropical quanto à *cutoff low* (Figura 2.10). Além disso, esse resultado é similar ao do estudo de caso de Dias Pinto (2007). Em superfície, a vorticidade ciclônica do Lexi está relacionada com a convergência (2.13C). Já em altitude, a partir de cerca de 400 hPa, predomina divergência. Por fim, o resíduo mostra sinal

negativo (Figura 2.13D). Ainda com relação ao termo da divergência, ele mostra claramente a situação de compensação na coluna atmosférica: se há convergência em superfície, ocorrerá divergência em níveis mais afastados dessa.

Na Figura 2.3D foi mencionado que o Lexi tinha maior intensidade nos baixos níveis da atmosfera às 1800 UTC do dia 04, antes da transição subtropical. Pelos termos do balanço de vorticidade, sugere-se a contribuição da convergência e do termo de resíduo. Esses mesmos termos tornam-se mais intensos no período da transição subtropical (0600 Z do dia 05), o que pode ser uma resposta ao acoplamento em superfície com a *cutoff low* em níveis médios e altos.

A tendência positiva de vorticidade relativa após a transição extratropical (1200 Z de 09 de maio de 2018), indica enfraquecimento em decorrência da desintensificação da circulação ciclônica. O termo residual atuou na geração de vorticidade anticiclônica entre 1000 e 900 hPa e propiciou tendência ciclônica na primeira fase extratropical do ciclone Lexi, com maior magnitude nas camadas entre 900 e 600 hPa. Em síntese, o sistema esteve mais próximo de um balanço na segunda metade da fase subtropical pois há valores baixos próximos de zero.

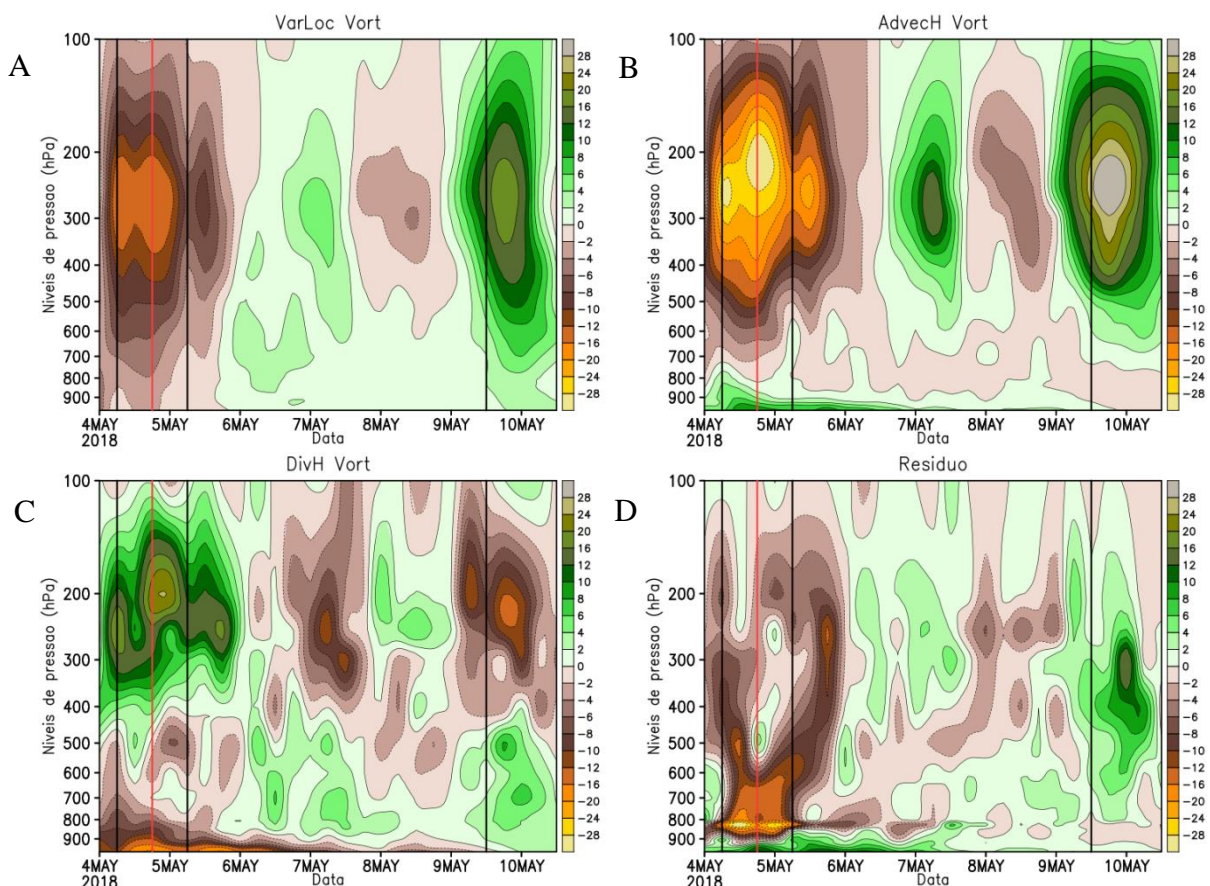


Figura 2.13 - Perfil vertical dos termos da equação de vorticidade para o ciclone Lexi (10^{-10} s^{-1}): A. Variação local de vorticidade relativa, B. Advecção horizontal de vorticidade relativa, C. termo divergente e D. Termo residual. Da esquerda para a direita, as linhas na vertical indicam no Guará a gênese, fase mais intensa em termos de vorticidade relativa ciclônica em baixos níveis (linha

vermelha) e transição extratropical. No Lexi, as linhas indicam o horário que o ciclone extratropical se reintensifica, horário que atinge máxima intensidade em termos de vorticidade relativa ciclônica na superfície (linha vermelha), transição subtropical e transição extratropical.

2.4. CONCLUSÕES

O presente trabalho descreve a gênese de um ciclone subtropical, no setor sudoeste do OAS e a transição subtropical de um ciclone com gênese no OPS, próximo à costa do Chile. Os ciclones se formaram em 09 de dezembro de 2017 e 01 de maio de 2018 e foram denominados de Guará (pela MB) e Lexi (não oficialmente), respectivamente. Os principais resultados obtidos foram:

- **características gerais:** ambos os ciclones adquiriram propriedades híbridas próximas às regiões de TSM anormalmente positiva e produziram maior acumulado de precipitação no oceano. O Guará desloca-se para sul e se dissipa ao interagir com um ciclone extratropical, já sobre águas mais frias; o CS Lexi antes de se tornar subtropical se desloca para sudeste e depois para nordeste. No que se diz respeito ao período de maior atividade convectiva, no Guará foi registrado quando o ciclone estava na fase subtropical conforme mostra os cúcloes mais intensos no perfil do termo residual da equação de balanço de calor (esse resultado geralmente está associado á liberação de calor latente das nuvens) e, no Lexi, na fase extratropical. O diagrama de fase confirma a gênese subtropical pura do ciclone Guará e mostra que as características híbridas são atribuídas ao ciclone Lexi às 0600 Z do dia até às 1200 Z de 09 de maio de 2018.

- **campos sinóticos:** os campos sinóticos revelam que as características subtropicais dos dois ciclones estudados tiveram contribuição de processos dinâmicos e termodinâmicos. No caso do Guará, o processo dinâmico esteve relacionado ao sinal ciclônico no cisalhamento horizontal do vento, e à um cavado pouco pronunciado em médios níveis, enquanto que no caso do Lexi, a interação do ciclone extratropical em superfície com uma *cutoff low* propiciou um ambiente com fraco cisalhamento vertical do vento, de forma a favorecer a manutenção/organização da convecção. Quanto aos processos termodinâmicos, no Guará a advecção quente e úmida em 850 hPa juntamente com a transferência de fluxos turbulentos na interface mar-ar teve importância relevante para esse sistema; no Lexi os fluxos turbulentos também tiveram contribuição para a transição desse sistema. Ressalta-se que, a quantificação da contribuição de cada processo (dinâmico e termodinâmico) só é possível através da realização de experimentos numéricos de sensibilidade, o que pode ser uma sugestão de estudo futuro. Por outro lado, a análise dos termos dos balanços de calor e vorticidade podem ajudar a confirmar os resultados da análise sinótica.

- **balanços de calor e vorticidade:** na gênese do Guará tem-se uma coluna extensa com tendência de resfriamento induzida pela advecção vertical de temperatura e pela expansão adiabática; a variação local de vorticidade relativa reflete a tendência ciclônica em baixos níveis devido à convergência e, em médios níveis, a tendência ciclônica é em razão da advecção horizontal de vorticidade relativa. Na transição subtropical do Lexi, até 300 hPa, tem-se tendência de resfriamento em virtude do termo responsável pelos movimentos verticais; em níveis superiores, o

predomínio é da advecção horizontal de ar quente provindo de regiões remotas. No balanço de vorticidade, o padrão presente no momento da transição é similar ao apresentado no perfil vertical dos termos da equação de vorticidade do Guará: em baixos níveis a tendência ciclônica retrata a convergência e, em altos níveis, a advecção horizontal de vorticidade relativa predominou e representa o deslocamento da cutoff low mencionada na seção referente aos campos sinóticos.

Uma ressalva que deve ser feita com relação aos perfis verticais: as médias calculadas em caixas centradas nos ciclones podem suavizar a contribuição dos termos, como o caso do Guará que apresentou uma coluna ligeiramente fria, na tendência local de temperatura, no horário da gênese mas que, no campo espacial (em 850 hPa), há advecção de ar quente na ordem de 12 K dia^{-1} , no setor sudeste. Uma possibilidade que pode sanar este problema é deslocar a caixa, na qual é feita a média, para leste do centro, região que recebe a maior parcela da advecção horizontal, em razão da circulação ciclônica.

2.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARRY, ROGER GRAHAM; CHORLEY, Richard John. Atmosfera, Tempo e Clima. 9. ed. Porto Alegre: **Bookman Companhia Editora**, 528 p., 2013.
- CARLSON, Toby N. Mid-latitude weather systems. 1991.
- CHARNEY, J. G. The Dynamics of Long Waves in a Baroclinic Westerly Currents. **Journal of Meteorology**, v. 4, p. 135-162, 1947.
- DIAS PINTO, J. R. Análise da dinâmica de um ciclone no leste do Sudeste do Brasil através do balanço de vorticidade, 2007. **Relatório final de atividades FAPESP**, 2007.
- FORBES. 2018. **Subtropical Cyclones Don't Normally Form Near Chile - But One Just Did** Disponível em: <https://www.forbes.com/sites/marshallshepherd/2018/05/10/subtropical-cyclones-dont-form-near-chile-one-just-did-and-why-thats-weird/#1911eb8014c2>. Acesso em: 20 nov. 2019.
- FUENZALIDA, H. A., SÁNCHEZ, R., E GARREAUD, R. D. (2005). A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 110(D18).
- GARREAUD, R., E FUENZALIDA, H. A. (2007). The influence of the Andes on cutoff lows: A modeling study. **Monthly Weather Review**, 135(4), 1596-1613.
- HARR, PATRICK A.; ELSEBERRY, RUSSELL L. Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part I: Evolution of structural characteristics during the transition process. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 8, p. 2613-2633, 2000.
- HUFFMAN, GEORGE J. et al. NASA global precipitation measurement (GPM) integrated multi-satellite retrievals for GPM (IMERG). **Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD)** Version, v. 4, p. 26, 2015.
- KNAPP, K. R. NOAA Climate Data Record (CDR) of Gridded Satellite Data from ISCCP B1 GridSat-B1) Infrared Channel Brightness Temperature, Version 2. NOAA's CDR Program, 2014.
- PEIXOTO, JOSÉ PINTO; OORT, Abraham H. **Physics of climate**. 1992.
- PETTERSEN, S. **Weather analysis and forecasting** (2nd ed). McGraw-Hill, New York, 1956.
- REBOITA, M. S., NIETO, R., GIMENO, L., DA ROCHA, R. P., AMBRIZZI, T., GARREAUD, R., E KRÜGER, L. F. (2010). Climatological features of cutoff low systems in the Southern Hemisphere. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 115(D17).
- SILVA, B. A.; REBOITA, M. S. Climatologia do Índice de Potencial de Gênese de Ciclones Tropicais nos Oceanos Adjacentes à América do Sul. **Anuário do Instituto de Geociências**, 2021.
- SINCLAIR, Mark R. Synoptic-scale diagnosis of the extratropical transition of a southwest Pacific tropical cyclone. **Monthly weather review**, v. 121, n. 4, p. 941-960, 1993.

TERRA. **Tempestade subtropical Guará atua no mar entre ES e BA.** Disponível em: <<https://www.terra.com.br/noticias/climatempo/tempestade-subtropical-guara-atua-no-mar-entre-es-e-ba,95ddb3a42386040e6f695509947a29a122jt5wdj.html>> Acesso em: 12 fev. 2020.

TNH1. **Chegada de Ciclone "Guará" assusta baianos no final de semana.** Disponível em: <<https://www.tnh1.com.br/noticia/nid/chegada-de-ciclone-guara-assusta-baianos-no-final-de-semana/>> Acesso em: 16 out. 2019.

VAN BRUMMELEN, G. HEAVENLY Mathematics: The Forgotten Art of Spherical Trigonometry. **Princeton University Press**, 208 p, 2012.

VEJA. **Ciclone Guará se afasta da costa brasileira.** Disponível em: <<https://veja.abril.com.br/brasil/ciclone-guara-se-afasta-da-costa-brasileira/>> Acesso em: 16 out. 2009.

VIRJI, H. 1982. An estimate of the summertime tropospheric vorticity budget over South America. *Monthly Weather Review*, 110(3), 217-224.

YANASE, W.; NIINO, H.; HODGES, K.; KITABATAKE, N. Parameter spaces of environmental fields responsible for cyclone development from tropics to extratropics. **Journal of Climate**, v. 27(2), p. 652-671, 2014.

DISCUSSÃO GERAL E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente estudo consistiu em realizar, no capítulo I, a climatologia (1989-2019) das variáveis importantes para gêneses tropicais: PNMM, e o índice de potencial de gênese. Os principais resultados foram:

- Os centros meteorológicos, especializados em previsão do tempo, devem dar maior atenção à costa sudeste e nordeste do Brasil, em especial nos meses de verão e outono, pois o IPG apresentou valores mais altos;
- O sudeste do OPS apresentou fraco ou nenhum potencial para gêneses tropicais e esse resultado está de acordo com as climatologias já apresentadas para a mesma região.

A análise de algumas variáveis, isoladamente e em termos de anomalia, pode alavancar ciclogêneses assim como a combinação de todos os fatores ambientais, podem não ser suficientes para a gênese dos ciclones, como já destacado por Gray (1968). Além disso, em cenário de futuro, a TSM, considerada um dos principais ingredientes na formação e desenvolvimento de ciclones tropicais e subtropicais, pode aumentar e, conseqüentemente, tornar favoráveis regiões que anteriormente não eram propícias à CT e CS.

O estudo de caso dos ciclones subtropicais Guará e Lexi, mostrado no capítulo II, mostrou que processos dinâmicos e termodinâmicos estavam presentes na gênese subtropical pura do ciclone Guará e na transição subtropical do ciclone Lexi. Dos mecanismos dinâmicos, em comum, cita-se: fraco cisalhamento vertical do vento horizontal, advecção quente e úmida em baixos níveis, anomalia positiva de TSM, gradiente vertical positivo de temperatura (mar-ar) e fluxos turbulentos acima da climatologia.

Isoladamente, na gênese do Guará ocorreu grande aporte do cisalhamento horizontal para a vorticidade em baixos níveis e, além disso, o Guará se formou no eixo de um cavado pronunciado em 500 hpa; para o ciclone Lexi, havia a presença de uma *cutoff low*, em níveis altos da atmosfera, que favoreceu a transição do mesmo para subtropical. A análise do balanço de calor mostrou que os movimentos verticais proporcionaram resfriamento da coluna atmosférica acima do ciclone Guará e do Lexi (exceto em níveis altos onde houve predomínio da advecção horizontal de ar quente relacionada ao deslocamento da *cutoff low*). A maior parcela de vorticidade ciclônica presente da gênese/transição de ambos deve-se à convergência na baixa troposfera.

Em síntese, o conhecimento da climatologia e dos processos que envolveram a formação e, posterior, desenvolvimento dos sistemas aqui estudados, contribuiu para o aumento do acervo literário no que se diz respeito à CS no HS. Estudos como este devem estar em constante crescimento, em especial, o sudeste do OPS que, não apresenta condições climatológicas para a ocorrência de ciclones híbridos. Destaca-se ainda que, as condições de tempo dos CS podem ser

similares às dos CT, podendo causar prejuízos imensuráveis à população habitante das regiões mais afetadas e, portanto, essa afirmação traz maior pertinência ao trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS GERAIS

- COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE (C3S). 2017. **ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate**. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS). Disponível em: <<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>>. Acesso em 10 out. 2020.
- DA ROCHA, R.P.; REBOITA, M.S.; GOZZO, L.F.; DUTRA, L.M.M. E DE JESUS, E.M. 2019. Subtropical cyclones over the oceanic basins: a review. **Annals of the New York Academy of Sciences**, 1436(1): 138-156. DOI: <https://doi.org/10.1111/nyas.13927>
- DIAS PINTO, J.R.; REBOITA, M.S. E DA ROCHA, R.P. 2013. Synoptic and dynamical analysis of subtropical cyclone Anita (2010) and its potential for tropical transition over the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 118(19): 10-870. DOI: <https://doi.org/10.1002/jgrd.50830>
- DUTRA, L.M.M.; DA ROCHA, R.P.; LEE, R.W.; PERES, J.R.R. E DE CAMARGO, R. 2017. Structure and evolution of subtropical cyclone Anita as evaluated by heat and vorticity budgets. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 143(704): 1539-1553. DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.3024>
- EMANUEL, K.A. 1986. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 43(6): 585-605. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1986\)043<0585:AASITF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<0585:AASITF>2.0.CO;2)
- EVANS, J.L. E BRAUN, A. 2012. A climatology of subtropical cyclones in the South Atlantic. **Journal of Climate**, 25(21): 7328-7340. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00212.1>
- EVANS, J.L. E GUSHARD, M.P. 2009. Atlantic subtropical storms. Part I: Diagnostic criteria and composite analysis. **Monthly Weather Review**, 137(7): 2065-2080. DOI: <https://doi.org/10.1175/2009MWR2468.1>
- FRANK, W.M. 1977. The structure and energetics of the tropical cyclone I. Storm structure. **Monthly Weather Review**, 105(9): 1119-1135. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1977\)105<1119:TSAEOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1977)105<1119:TSAEOT>2.0.CO;2)
- FERREIRA, G.W.S.; REBOITA, M.S. E DA ROCHA, R.P. 2019. Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis nas Cercanias do Nordeste do Brasil: Climatologia e Análise da Vorticidade Potencial Isentrópica. **Anuário do Instituto de Geociências**, 42(3): 568-585. DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2019_3_568_585
- GOZZO, L.F.; DA ROCHA, R.P.; GIMENO, L. E DRUMOND, A. 2017. Climatology and numerical case study of moisture sources associated with subtropical cyclogenesis over the southwestern Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 122(11): 5636-5653. DOI: <https://doi.org/10.1002/2016JD025764>
- GOZZO, L.F.; DA ROCHA, R.P.; REBOITA, M.S. E SUGAHARA, S. 2014. Subtropical cyclones over the southwestern South Atlantic: Climatological aspects and case study. **Journal of Climate**, 27(22): 8543-8562. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00149.1>

GRAY, W.M. 1968. Global View of the origin of Tropical Disturbances and Storms. **Monthly Weather Review**, 96(10): 669-700. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1968\)096<0669:GVOTOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1968)096<0669:GVOTOO>2.0.CO;2)

GUISHARD, M.P. 2006. **Atlantic subtropical storms: Climatology and characteristics**. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Pennsylvania State University, Tese de Doutorado, 158p.

HART, R.E. 2003. A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. **Monthly Weather Review**, 131(4): 585-616. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0585:ACPSDF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0585:ACPSDF>2.0.CO;2)

HERSBACH, H.; BELL, B.; BERRISFORD, P.; HIRAHARA, S.; HORÁNYI, A.; MUÑOZ-SABATER, J.; NICOLAS, J.; PEUBEY, C.; RADU, R.; SCHEPERS, D.; SIMMONS, A.; SOCI, C.; ABDALLA, S.; ABELLAN, X.; BALSAMO, G.; BECHTOLD, P.; BIAVATI, G.; BIDLOT, J.; BONAVITA, M.; DE CHIARA, G.; DAHLGREN, P.; DEE, D.; DIAMANTAKIS, M.; DRAGANI, R.; FLEMMING, J.; FORBES, R.; FUENTES, M.; GEER, A.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S.; HOGAN, R.J.; HÓLM, E.; JANISKOVÁ, M.; KEELEY, S.; LALOYLAUX, P.; LOPEZ, P.; LUPU, C.; RADNOTI, G.; DE ROSNAY, P.; ROZUM, I.; VAMBORG, F.; VILAUME, S. E THÉPAUT, J.N. 2020. The ERA5 global reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 146(730): 1999-2049. DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.3803>

MCTAGGART-COWAN, R.; BOSART, L.F.; DAVIS, C.A.; ATALLAH, E.H.; GYAKUM, J.R. E EMANUEL, K.A. 2006. Analysis of Hurricane Catarina (2004). **Monthly Weather Review**, 134: 3029–3053. DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR3330.1>

NOAA. **Rare Subtropical Storm off the Coast of Chile**. Disponível em: <https://www.nesdis.noaa.gov/content/rare-subtropical-storm-coast-chile>> Acesso em: 20 jan. 2020

REBOITA M.S.; CRESPO N.M.; DUTRA L.M.M.; SILVA B.A.; CAPUCIN, B.C E DA ROCHA, R.P. 2020. Iba: the First Pure Tropical Cyclogenesis over the Western South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 126(1): 1-20. DOI: <https://10.1029/2020JD033431>

REBOITA, M.S.; DA ROCHA, R.P. E OLIVEIRA, D.M.D. 2019a. Key Features and adverse weather of the named subtropical cyclones over the Southwestern South Atlantic Ocean. **Atmosphere**, 10(1): 6. DOI: <https://doi.org/10.3390/atmos10010006>

REBOITA, M.S.; DA ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T. E SUGAHARA, S. 2010a. South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). **Climate Dynamics**, 35(7): 1331-1347. DOI: <https://10.1007/s00382-009-0668-7>

REBOITA, M.S.; DA ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T. E CAETANO, E. 2010b. An assessment of the latent and sensible heat flux on the simulated regional climate over Southwestern South Atlantic Ocean. **Climate Dynamics**, 34(6): 873-889. DOI: <https://10.1007/s00382-009-0681-x>

REBOITA, M.S.; GAN, M.A.; DA ROCHA, R.P.D. E CUSTÓDIO, I.S. 2017a. Ciclones em Superfície nas Latitudes Austrais: Parte I-Revisão Bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 32(2): 171-186. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-77863220010>

REBOITA, M.S.; GAN, M.A.; DA ROCHA, R.P. E CUSTÓDIO, I.S. 2017b. Ciclones em Superfície nas Latitudes Austrais: Parte II Estudo de Casos. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 32(4): 509-542. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-7786324002>

WEATHER. **Extremely Rare Southeast Pacific Subtropical Cyclone Forms Off the Chilean Coast**. Disponível em: <<https://weather.com/storms/hurricane/news/2018-05-08-subtropical-cyclone-chile>> Acesso em: 15 out. 2019.

ANEXOS

Anexo 1 - Localização do centro de menor PNMM, valor da pressão, valor da TSM do centro e distância percorrida ponto a ponto do ciclone Guará.

Data e Hora Sinótica	Latitude (°)	Longitude (°)	Pressão (hPa)	Vento máximo em 10 m (m s ⁻¹)	TSM (°C)	Distância percorrida (km)
00Z09	-19,50	-39,50	1005,87	10,76	25,83	0
06Z09	-20,00	-38,75	1002,94	11,57	25,97	96,14
12Z09	-20,75	-37,50	1001,81	14,10	25,58	154,63
18Z09	-21,25	-36,75	999,49	16,92	25,39	95,63
00Z10	-21,50	-36,25	999,91	18,56	25,09	58,74
06Z10	-22,00	-36,25	997,67	17,77	24,88	55,57
12Z10	-22,25	-36,25	999,29	17,57	24,55	27,78
18Z10	-24,00	-35,75	998,66	19,28	24,40	201,09
00Z11	-25,50	-35,00	1000,56	19,39	23,64	183,09
06Z11	-28,25	-34,25	996,35	19,58	23,64	314,54
12Z11	-30,75	-32,75	997,33	18,46	22,11	313,45
18Z11	-34,25	-30,50	995,44	18,01	21,07	442,46
00Z12	-38,00	-28,00	994,78	19,10	19,10	473,33
Distância Total Percorrida de A a Z (km)						2416,45

Anexo 2 - Localização do centro de menor PNMM, valor da pressão, valor da TSM do centro e distância percorrida ponto a ponto do ciclone Lexi.

Data e Hora Sinótica	Latitude (°)	Longitude (°)	Pressão (hPa)	Vento máximo em 10 m (m s ⁻¹)	TSM (°C)	Distância percorrida (Km)
06Z04	-33,25	-87,75	1004,29	18,18	19,6173	0
12Z04	-34,00	-85,00	1000,34	19,22	18,2581	267,83
18Z04	-34,00	-84,75	995,29	22,52	18,4182	23,04
00Z05	-33,75	-83,50	990,98	22,54	18,8848	118,66
06Z05	-35,00	-82,75	990,09	20,87	18,2087	155,03
12Z05	-35,00	-82,00	987,48	20,81	18,1718	68,29
18Z05	-35,75	-81,50	988,91	19,12	17,6969	94,88
00Z06	-36,25	-81,00	991,06	18,69	17,2857	71,48
06Z06	-36,50	-81,50	993,04	19,27	17,3857	52,68
12Z06	-36,25	-82,00	995,44	19,14	17,566	52,68
18Z06	-35,50	-82,00	998,21	18,11	18,0105	83,35
00Z07	-34,75	-81,50	1000,96	15,78	17,7642	94,94
06Z07	-33,75	-81,00	1003,08	16,49	18,7901	120,26
12Z07	-33,00	-80,50	1004,36	15,83	18,4283	95,40
18Z07	-32,50	-80,00	1006,37	13,89	18,4973	72,62
00Z08	-31,75	-79,75	1006,17	13,95	18,7122	86,61
06Z08	-31,25	-79,25	1006,72	12,81	19,3959	73,03
12Z18	-31,25	-78,75	1006,33	13,10	19,4572	47,51
18Z08	-31,00	-78,75	1007,00	13,44	19,6477	27,78
00Z09	-31,00	-78,75	1007,09	14,03	19,5281	0,00
06Z09	-30,75	-79,00	1009,07	13,73	19,415	36,62
12Z09	-30,00	-79,25	1010,01	14,04	19,3013	86,73
18Z09	-29,25	-79,00	1013,29	11,59	19,2311	86,78
00Z10	-28,50	-78,75	1015,42	8,84	19,3489	86,83
06Z10	-28,00	-78,75	1017,74	8,66	19,4733	55,57
12Z10	-26,75	-79,50	1019,28	7,95	20,0315	157,42
Distância Total Percorrida de A a Z (km)						2116,04