

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

Luis Martin Suarez Sotelo

Variabilidade da Circulação na Alta Troposfera sobre a América do Sul

São Paulo

2021



Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas

COMISSÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO

LISTA DE ASSINATURAS

MESTRANDO: Luis Martin Suarez Sotelo

PROGRAMA: Meteorologia

TÍTULO: "Variabilidade da Circulação na Alta Troposfera sobre a América do Sul"

MEMBROS DA COMISSÃO JULGADORA:

Prof. Dr. Ricardo de Camargo - IAG/USP
(por videoconferência)

Prof. Dr. Mario Francisco Leal de Quadro - IFSC
(por videoconferência)

Dra. Natália Pillar da Silva - pós-doutoranda - DCA/IAG
(por videoconferência)

MESTRANDO:

Luis Martin Suarez Sotelo
(por videoconferência)

São Paulo, 08 de junho de 2021.

Luis Martin Suarez Sotelo

Variabilidade da Circulação na Alta Troposfera sobre a América do Sul

Versão corrigida. O original encontra-se disponível na unidade.

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Ricardo de Camargo

São Paulo

2021

AGRADECIMENTOS

À Deus.

Aos meus pais, Martha e Luis, e meu irmão Julio pelo amor e apoio incondicional

Ao meu orientador, Prof. Dr. Ricardo de Camargo, pela paciência, orientação, apoio e o conhecimento transmitido em cada etapa desta pesquisa.

Aos professores do Departamento de Ciências Atmosféricas por compartilharem conhecimento.

Aos amigos que fiz durante o mestrado Katherine, Carlos e Eleazar, que foram como uma segunda família.

A Dona Claudia pelo constante apoio.

Aos meus colegas e amigos Victor, Pedro, Lucas, Gabriel, Alan, Diogo, Wesley pela ajuda e momentos vividos. A todos meus amigos que conheci no Brasil.

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) pelo apoio financeiro e a todos os funcionários do IAG pela atenção.

Resumo

A Alta da Bolívia é um anticiclone de altos níveis que predomina na América do Sul durante o verão. Este anticiclone favorece a ocorrência de precipitação sobre os Andes centrais em função dos ventos de leste que transportam umidade para essa região. Além disso, a divergência da Alta da Bolívia contribui na configuração espacial da convecção na Amazônia. A variabilidade intrassazonal deste sistema é um aspecto ainda pouco estudado, mas que, no entanto, pode ser muito útil para aspectos de previsão. Assim sendo, procurou-se estudar o comportamento da Alta da Bolívia através dos campos diários de vento em 200 hPa do ERA-Interim de 1979 a 2015. Foi localizado o centro do anticiclone nos campos do vento rotacional, tendo sido obtidas séries temporais de latitude e longitude desta localização. Além disso, as anomalias da função corrente foram filtradas nas bandas 2-10, 10-30 e 30-90 dias. Com base nestes campos, foram calculados os modos principais na área onde a Alta da Bolívia posiciona-se normalmente. Foram feitos compostos dos campos filtrados de vento, radiação de onda longa emergente para os casos selecionados a partir dos coeficientes temporais dos modos. Assim, os padrões encontrados mostram os deslocamentos para oeste da AB associados com estruturas de trem de ondas provenientes de latitudes maiores. Além disso, foram feitos compostos para as 3 subfases das 8 fases da OMJ. Por fim, estudos de casos em períodos selecionados evidenciaram a importância de cada escala analisada nos casos específicos de interesse em termos da evolução espacial da convecção e da AB.

Palavras chave: Alta da Bolívia, Circulação na alta troposfera, intrassazonal, função corrente, ROLE

Abstract

Bolivian High is a upper-tropospheric anticyclone that dominates South America during the summer. This anticyclone influences precipitation over the central Andes due to the easterly winds that transport moisture to that region. In addition, the divergence of Bolivian High contributes to the spatial configuration of the convection in the Amazon. The intraseasonal variability of this system is an aspect not fully explored yet; nevertheless it can be very useful for forecasting aspects. Therefore, we sought to study the behavior of Bolivian High through the daily wind fields at 200 hPa of the ERA-Interim from 1979 to 2015. The center of the anticyclone was located in the rotational wind fields, with time series of latitude and longitude of this location. In addition, current function anomalies were filtered in bands 2-10, 10-30 and 30-90 days. Dominant modes were calculated with these fields in the area where Bolivian High is normally located. Composites were made from the filtered fields of wind, outgoing longwave radiation for the cases selected with the time coefficients of the modes. Thus, the patterns found show the displacements of the Bolivian High to the west associated with trainwave structures coming from higher latitudes. In addition, composites were made for the 3 subphases of the 8 phases of OMJ. Finally, case studies in selected periods showed the importance of each scale analyzed in the specific cases of interest in terms of the spatial evolution of convection and Bolivian High.

Keywords: Bolivian High, upper-troposphere circulation, intraseasonal, stream function, OLR

Lista de Abreviações

AB - Alta da Bolívia

ACP - Análise de Componente Principais

CP - Componente Principais

BC - Baixa do Chaco

CNB - Cavado do Nordeste do Brasil

CP1n2-10 - Primeira Componente Principal normalizada calculada com a função corrente filtrada na banda de 2-10 dias

CP1n10-30 - Primeira Componente Principal normalizada calculada com a função corrente filtrada na banda de 10-30 dias

CP1n30-90 - Primeira Componente Principal normalizada calculada com a função corrente filtrada na banda de 30-90 dias

ECMWF - *European Center for Medium-Range Weather Forecast*

EOF - *Empirical Orthogonal Function*

GPCP - *Global Precipitation Climatology Project*

JBN - Jato de Baixos Níveis

OMJ - Oscilação de Madden-Julian

NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*

REOF - *Rotated Empirical Orthogonal Functions*

ROLE - Radiação de Onda Longa Emergente

RMM1 e RMM1 - *Real-Time Multivariate MJO Index*

SMAS-Sistema de Monção da América do Sul

SVD - *Singular Value Decomposition*

WPS - *Wavelet Power Spectrum*

ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

Lista de Figuras

Figura 1. Distribuição vertical do desvio da media zonal da temperatura do ar (cores) e altura geopotencial (linhas cinzas), média entre as latitudes 10°S e 20°S, entre os meses de Dec-Jan-Fev da reanálise ERA-Interim para o período 1981-2005. Obtido de Barreto (2016).	3
Figura 2. Média climatológica da circulação do vento em nós (barbelas), da vorticidade relativa (cores), no nível de 200hPa, entre os meses de Dec-Jan-Fev da reanálise do ERA-Interim para o período 1981-2005. Obtido de Barreto (2016).	4
Figura 3. Média climatológica da circulação do vento em nós (barbelas), da divergência do vento horizontal (cores), e altura geopotencial em metros geopotenciais (linhas vermelhas), no nível de 200hPa, entre os meses de Dec-Jan-Fev da reanálise do ERA-Interim para o período 1981-2005. Obtido de Barreto (2016).	5
Figura 4. Esquema dos elementos do SMAS. O sombreamento representa a topografia. As áreas onde prevalecem os ventos de leste são indicadas por linhas tracejadas. As características numeradas correspondentemente são as seguintes: 1) fluxo equatorial de baixo nível, 2) ventos do noroeste, 3) Baixa do Chaco, 4) Alta subtropical, 5) ZCAS, 6) ventos de oeste de latitudes médias, 7) Alta da Bolívia e 8) fluxo de retorno de alta troposfera. Obtido de Zhou e Lau (1998).	7
Figura 5. Velocidades que o algoritmo procura por cada ponto. Os números representam o sinal dos componentes de velocidade. Adaptado de Holmén (2012).	14
Figura 6. Possíveis velocidades gerando um “falso centro de vórtice”. Adaptado de Holmén, 2012	15
Figura 7. O caso de achar velocidades com uma componente igual a zero. Adaptado de Holmén (2012).	16
Figura 8. Posições médias do centro da AB para novembro, dezembro, janeiro, fevereiro, março e abril obtidas com o algoritmo de rastreamento.	21
Figura 9. Latitude média e desvio padrão (linha vermelha) do centro da AB para novembro, dezembro, janeiro, fevereiro, março e abril.	21
Figura 10. Longitude média e desvio padrão (linha vermelha) do centro da AB para novembro, dezembro, janeiro, fevereiro, março e abril.	22
Figura 11. Ondeletas das séries de latitude do centro da AB.	24
Figura 12. Ondeletas das séries de longitude do centro da AB.	26

Figura 13. Padrões espaciais das 5 primeiras componentes principais de função corrente filtrada na banda 2-10 dias.....	29
Figura 14. Variância explicada por as primeiras 5 componentes principais.	29
Figura 15. Números de casos para cada mês.....	30
Figura 16. Composições das anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 2-10 dias dos casos selecionados para D-3, D-2, D-1, D0, D+1, D+2, D+3. Áreas dentro dos contornos e os vetores destacados são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%.....	32
Figura 17. Composições de anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) 2-10 dias dos casos selecionados para D-3, D-2, D-1, D0, D+1, D+2, D+3. Áreas dentro dos contornos e os vetores destacados são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%...	32
Figura 18. Padrões espaciais das componentes principais de função corrente filtrada na banda 10-30 dias.....	34
Figura 19. Variância explicada pelas primeiras 5 componentes principais.....	34
Figura 20. Números de casos para cada mês.....	35
Figura 21. Composições das anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)10-30 dias dos casos selecionados para D-8, D-6, D-4, D-2, D0, D+2, D+4, D+6, D+8. Áreas dentro dos contornose os vetores destacados são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%.....	37
Figura 22. Composições das anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2})10-30 dias dos casos selecionados para D-8, D-6, D-4, D-2, D0, D+2, D+4, D+6, D+8. Áreas dentro dos contornos e os vetoresdestacados são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%.....	37
Figura 23. Padrões espaciais das componentes principais de função corrente filtrada na banda 30-90 dias.....	38
Figura 24. Variância explicada por as primeiras 5 componentes principais.	39
Figura 25. Números de casos para cada mês.....	40
Figura 26. Números de casos para cada fase da OMJ segundo os índices RMM.	40
Figura 27. Composições das anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 30-90 dias dos casos selecionados para D-25, D-20, D-15, D-10, D-5, D0, D+5, D+10, D+15, D+20, D+25. Áreas dentro dos contornos e os vetores destacados são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%.	41
Figura 28. Composições das anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) 30-90 dias dos casos selecionados para D-25, D-20, D-15, D-10, D-5, D0, D+5, D+10, D+15, D+20, D+25.	

Áreas dentro dos contornos e os vetores destacados são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%.....	41
Figura 29. Composições das anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)30-90 dias para as 24 subfases de OMJ segundo o índice RMM. Áreas dentro dos contornos e os vetores destacados são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%.	43
Figura 30. Composições das anomalias de vento ROLE (Wm^{-2}) 30-90 dias para as 24 subfases de OMJ segundo o índice RMM. Áreas dentro dos contornos e os vetores destacados são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%.	44
Figura 31. Séries temporais de CP1 normalizado 2-10 dias (linha azul), 10-30 dias (linha vermelha), 30-90 dias (linha verde) para o período de 01 de janeiro a 31 de março de 2013.	46
Figura 32. Anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 2-10 dias, de 31 de janeiro 2013 a 06 de fevereiro 2013.	49
Figura 33. Anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) 2-10 dias, de 31 de janeiro 2013 a 06 de fevereiro 2013.	49
Figura 34. Anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 10-30 dias, de 25 de janeiro 2013 até 12 de fevereiro 2013, a cada três dias.	52
Figura 35. Anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) 10-30 dias, de 25 de janeiro 2013 até 09 de fevereiro 2013, a cada três dias.....	52
Figura 36. Anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 30-90 dias, de 09 de janeiro 2013 a 28 de fevereiro 2013, a cada cinco dias.....	54
Figura 37. Anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) 30-90 dias, de 09 de janeiro 2013 a 28 de fevereiro 2013, a cada cinco dias.....	54
Figura 38. Anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) sem filtrar, de 31 de janeiro 2013 a 06 de fevereiro 2013.	56
Figura 39. Anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) sem filtrar, de 31 de janeiro 2013 a 06 de fevereiro 2013.	56
Figura 40. Anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 2-10 dias, de 11 a 17 de março de 2013.	58
Figura 41. Anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) 2-10 dias, de 11 a 17 de março de 2013.	58
Figura 42. Anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)10-30 dias, de 5 a 23 de março 2013, a cada três dias.....	60

Figura 43. Anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2})10-30 dias, de 5 a 23 de março de 2013, a cada três dias.....	60
Figura 44. Anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 30-90 dias, de 17 de fevereiro de 2013 a 08 de abril de 2013, a cada cinco dias.	62
Figura 45. Anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) 30-90 dias, de 17 de fevereiro a 08 de abril 2013, a cada cinco dias.....	63
Figura 46. Anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 2-10 dias, de 11 a 17 de março de 2013.	65
Figura 47. Anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) 2-10 dias, de 11 a 17 de março de 2013.	65
Figura 48. Vento (m/s) em 200 hPa para 03 de fevereiro 2013 e 14 de março de 2013.	66
Figura 49. Imagens de satélite do canal Infravermelho (IR) de 03 de fevereiro 2013 e 14 de março de 2013 para o horário 18UTC.	66

Conteúdo

1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	3
2.1. A Alta da Bolívia	3
2.2. Sistemas de Monções da América do Sul (SMAS)	6
2.3. Variabilidade sinótica e intrassazonal.....	9
3. MATERIAIS E MÉTODOS	12
3.1. Materiais	12
3.2. Métodos	13
3.2.1. Rastreamento da AB.....	13
3.2.2. Ondeletas	16
3.2.3. Filtro de Lanczos	17
3.2.4. Análise de Componentes Principais.....	17
3.2.5. Elaboração das Composições	18
3.2.6. Estudos de casos.....	19
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	20
4.1. Posições da Alta da Bolívia	20
4.2. Variabilidade na escala temporal 2-10 dias	28
4.3. Variabilidade na escala temporal 10-30 dias	33
4.4. Variabilidade na escala temporal 30-90 dias	38
4.5. Estudos de caso	45
4.5.1. Caso 1: Centralizado no dia 3 de fevereiro 2013	46
4.5.1.1. Escala temporal 2-10 dias.....	46
4.5.1.2. Escala temporal 10-30 dias.....	50
4.5.1.3. Escala temporal 30-90 dias.....	52

4.5.1.4.	Anomalias sem filtrar	54
4.5.2.	Caso 2: Centralizado no dia 14 de março 2013.....	57
4.5.2.1.	Escala temporal 2-10 dias.....	57
4.5.2.2.	Escala temporal 10-30 dias.....	59
4.5.2.3.	Escala temporal 30-90 dias.....	61
4.5.2.4.	Anomalias sem filtrar	64
4.5.3.	Vento dos dias centrais dos casos	66
5.	Conclusões	67
6.	Sugestões para trabalhos futuros	69
7.	Referências Bibliográficas	70

1. INTRODUÇÃO

Nos campos de vento da alta troposfera pode-se observar uma circulação anticiclônica sobre a região central da América do Sul referida como a Alta da Bolívia (AB), que faz com que o escoamento adquira uma componente meridional mais acentuada no verão austral, em contraste ao vento predominantemente zonal no inverno. Além disso, no verão austral ocorrem as maiores quantidades de precipitação na região tropical da América do Sul (Kousky e Kagano, 1981; Nishizawa e Tanaka, 1983; Horel et al., 1989). Em função disso, pode-se dizer que na América do Sul existe um Sistema de Monção. A AB é uma estrutura importante deste Sistema de Monção da América do Sul (SMAS), pois tem influência na configuração espacial da chuva. Isso se deve à divergência na alta troposfera gerada pela AB que favorece os movimentos ascendentes do ar na média troposfera e a convergência em níveis baixos, que juntamente com a umidade, são elementos necessários para a formação de nuvens convectivas que geram a precipitação. Este sistema pode apresentar retroalimentação, pois uma forte convecção produz aquecimento dentro da média e baixa troposfera devido à condensação. Este aquecimento resulta em uma maior espessura entre os níveis de pressão e, portanto, no desenvolvimento de um sistema de alta pressão na alta troposfera que favorece a continuidade da AB. A AB também é importante na ocorrência da precipitação sobre os Andes centrais, porque favorece os ventos de leste nos níveis médios e altos que transportam umidade da região amazônica em direção àquela região (Garreaud, 1999). Portanto, conhecer melhor o comportamento da AB favoreceria a previsão da precipitação durante o verão para grande parte da América do Sul.

Como será visto na revisão bibliográfica deste trabalho, estudos observacionais e de modelagem sobre a AB foram realizados para explicar sua origem e investigar suas características principais, tais como, a distribuição da vortacidade, divergência, movimentos verticais do ar, temperatura e pressão (Silva et al., 1983; Virji, 1982; Gusmão de Carvalho, 1989; Lenters e Cook, 1997). Por outro lado, estudos das características da circulação atmosférica na alta troposfera na escala sinótica foram feitos para períodos curtos, menores de quatro estações (Kousky e Gan, 1981; Ferreira et al., 2004). Além disso, estudos que analisaram a variabilidade intrassazonal foram focados na precipitação, convecção e outros elementos do SMAS, como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Jato de Baixos Níveis (JBN) e convergência do

fluxo de umidade (Liebmann et al., 1999; Paegle et al., 2000; Carvalho et al., 2004; Gonzalez e Vera, 2014; Alvarez et al., 2015; Mayta et al., 2019; Grimm 2019). Porém, pode-se dizer que estudos da variabilidade da AB nas escalas sinótica e intrassazonal não consideraram longos períodos de tempo. Desta forma, pode-se evidenciar a lacuna no conhecimento no comportamento da AB principalmente na escala intrassazonal.

Neste contexto, o presente trabalho visa contribuir com o aprimoramento da compreensão do papel AB no SMAS, de modo a potencializar a elaboração de prognósticos de tempo e clima, dada a existência de padrões de variabilidade em diversas escalas temporais que podem afetar o posicionamento da AB e, portanto, a configuração espacial da convecção durante o verão. Em vista disso, o objetivo principal deste trabalho é **estudar a variabilidade da AB e a evolução do seu posicionamento nas escalas sinótica e intrassazonal**, procurando associar tais padrões de variabilidade com a configuração espacial da convecção. Para atingir este objetivo principal, propõem-se os seguintes objetivos específicos:

- Realizar objetivamente o levantamento do posicionamento da AB para caracterizar sua região de atuação e seus deslocamentos típicos, através de um algoritmo que rastreia o centro de vórtice anticiclônico do campo de vento em 200 hPa.
- Procurar as bandas de frequência mais energéticas nas séries temporais de latitude e longitude do centro da AB, as quais indicariam as escalas temporais com maior variabilidade do posicionamento da AB.
- Encontrar os principais modos de variabilidade da função corrente em 200hPa filtrada nas bandas temporais sinótica e intrassazonal na região de atuação da AB, através de um Análise de Componentes Principais, de modo que, se obtenha séries temporais que representem a variabilidade da AB nas diferentes escalas temporais.
- Determinar e analisar os padrões espaciais dos principais modos de variabilidade através de composições das anomalias de função corrente e ROLE.

Este documento está estruturado da seguinte forma: o Capítulo 2 apresenta uma revisão da bibliografia existente sobre o assunto, a qual fundamenta a abordagem metodológica utilizada, cujos detalhes encontram-se no Capítulo 3. Os resultados são apresentados e discutidos no Capítulo 4, o qual inclui também os estudos de caso em períodos específicos de interesse. No Capítulo 5 são apresentadas as conclusões alcançadas no trabalho, bem como as principais limitações enfrentadas e as sugestões para trabalhos futuros.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Características Estruturais e Origem da Alta da Bolívia

A Alta da Bolívia é um anticiclone da alta troposfera presente durante o verão do Hemisfério Sul. Climatologicamente, este sistema localiza-se na zona central da América do Sul, sobre o Altiplano dos Andes centrais. Verticalmente, a região de alta pressão deste anticiclone atinge a média troposfera, os maiores valores de pressão estão entre 150 hPa e 200 hPa (Figura 1). A AB possui um núcleo quente abaixo de 150 hPa com temperaturas máximas localizadas ao redor de 300hPa (Figura 1). Este núcleo quente é mantido pela subsidência presente a oeste da AB, sobre a costa oeste da América do Sul. Este ar quente é transportado pelo vento de oeste para a região da AB acima deste núcleo quente, entanto o ar frio acima de 150hPa é oriundo dos topos das nuvens convectivas da Amazônia e trazido pelos ventos de leste (Lenters e Cook, 1997).

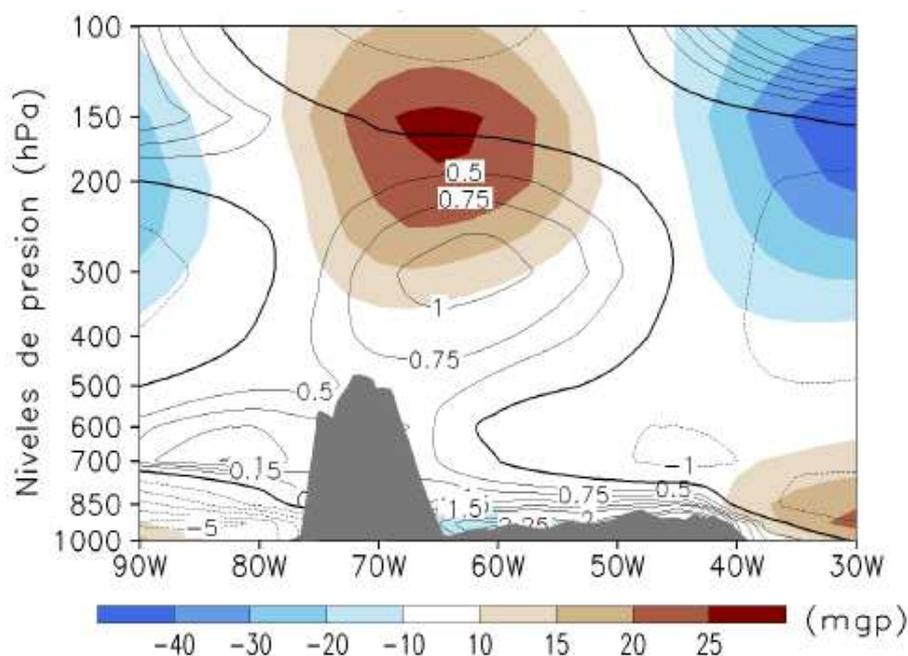


Figura 1. Distribuição vertical do desvio da média zonal da temperatura do ar (cores) e altura geopotencial (linhas cinzas), média entre as latitudes 10°S e 20°S, entre os meses de Dec-Jan-Fev da reanálise ERA-Interim para o período 1981-2005. Obtido de Barreto (2016).

O padrão da circulação média de verão mostra que o máximo de vorticidade relativa anticiclônica associado à AB encontra-se ao sul do seu centro, imerso no jato

subtropical (Figura 2). Por outro lado, os máximos de divergência estão localizados a leste do centro da AB e na região entre este sistema e o Cavado do Nordeste do Brasil (CNB; Figura 3). Lenters e Cook (1997) mostraram que esta divergência é compensada pela advecção de vorticidade planetária do fluxo de sul situado na porção leste da AB; ademais, o movimento vertical do ar é ascendente ao leste e norte da AB, enquanto que, os movimentos descendentes estão ao sul e oeste. Ainda de acordo com estes autores, os valores da velocidade vertical são máximos na média-alta troposfera. Estas características corroboraram com as determinações de Virji (1982), que através de quantificações dos termos da equação da vorticidade, conseguiu estimar movimentos de ar ascendentes na Amazônia, bem como a presença movimentos descendentes no Nordeste do Brasil. Esta subsidência está associada a uma circulação ciclônica ligada dinamicamente à AB (Horel et al., 1989; Gusmão de Carvalho, 1989), denominada Cavado do Nordeste do Brasil (CNB). Kousky e Gan (1981) explicaram que a subsidência no Nordeste de Brasil é devida a uma circulação termal direta em que o ar frio do centro dos ciclones desce, enquanto que o ar mais quente situado em sua periferia apresenta movimento ascendente.

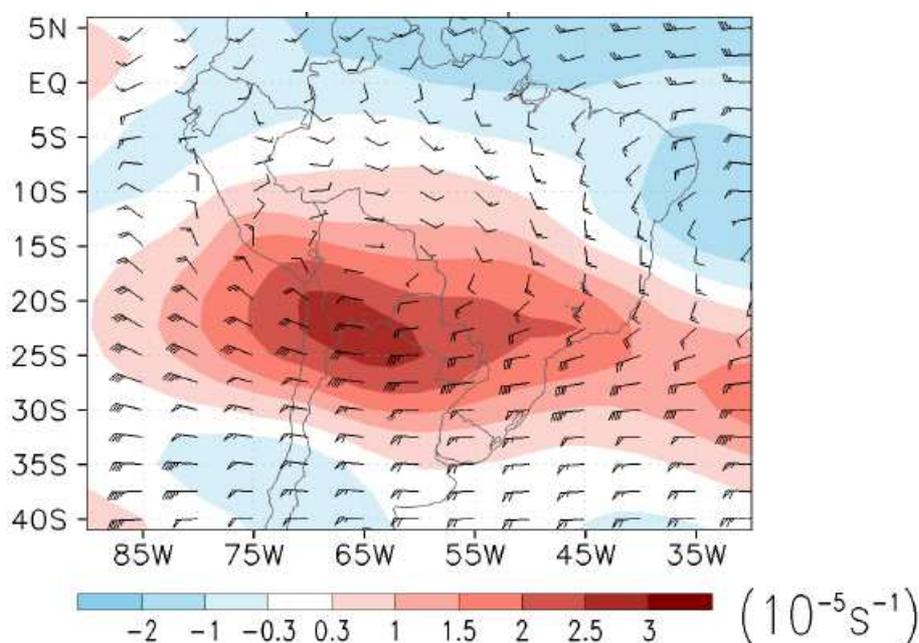


Figura 2. Média climatológica da circulação do vento em nós (barbelas), da vorticidade relativa (cores), no nível de 200hPa, entre os meses de Dec-Jan-Fev da reanálise do ERA-Interim para o período 1981-2005. Obtido de Barreto (2016).

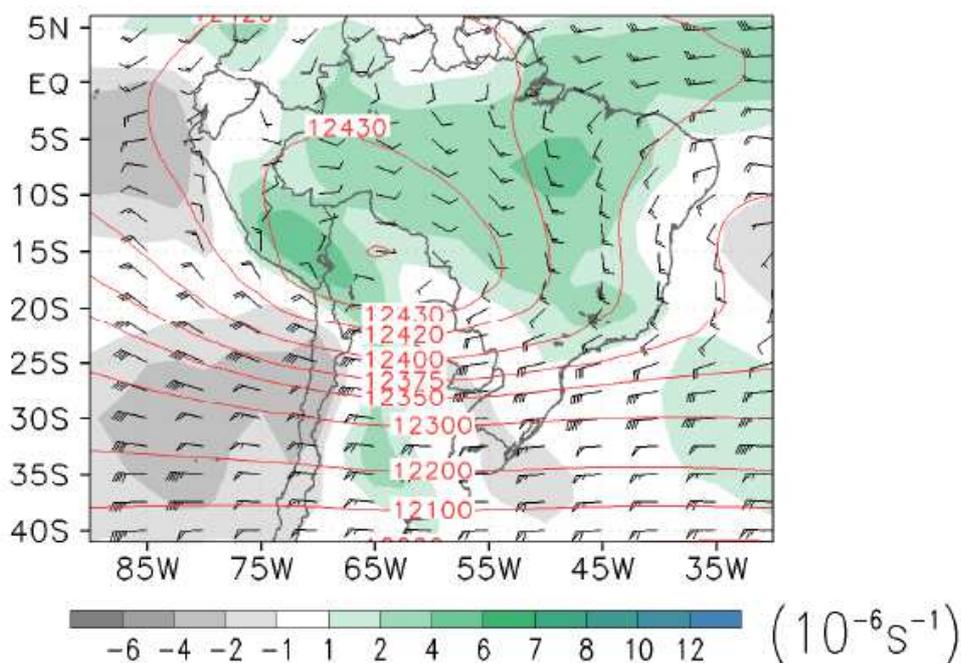


Figura 3. Média climatológica da circulação do vento em nós (barbelas), da divergência do vento horizontal (cores), e altura geopotencial em metros geopotenciais (linhas vermelhas), no nível de 200hPa, entre os meses de Dec-Jan-Fev da reanálise do ERA-Interim para o período 1981-2005. Obtido de Barreto (2016).

Sobre a origem da AB, vários trabalhos foram realizados. Um dos primeiros em mencionar a AB foi Schwerdtfeger (1961), que percebeu que esta circulação anticiclônica estava ausente durante o inverno e que sua formação poderia ser causada pelo efeito do calor sensível do Altiplano Andino. Porém, Gutmann e Schwerdtfeger (1965), usando dados de instrumentos convencionais para fazer um balanço energético, sugeriram que a AB era mantida pelo calor latente liberado na região e que o calor sensível ajudaria a formação das nuvens convectivas. Depois de vários anos, Silva et al. (1983) abordaram de forma mais completa o processo de formação da AB. Eles encontraram a formação de um anticiclone sobre o Altiplano como consequência da propagação de uma onda Rossby gerada por um forçamento térmico ligado à convecção úmida na Amazônia. No entanto, o papel da topografia ainda permanecia incerto.

Kleeman (1989) abordou o efeito dos Andes na circulação da América do Sul, usando um modelo linear de duas camadas. Para isto, estudou a interação do forçamento diabático com a cordilheira e encontrou que a barreira imposta na baixa troposfera não seria necessária para gerar o anticiclone sobre os Andes. Gandu e Geisler (1991) obtiveram resultados semelhantes com um modelo não linear forçado pela divergência associada à liberação de calor latente centrado na Amazônia, tendo encontrado que os

maiores efeitos da topografia estão na baixa troposfera e, portanto, concordando com estudos anteriores a respeito da presença dos Andes não ser fundamental para a formação da AB. Figueroa et al. (1995), que também abordaram o assunto da circulação na alta troposfera, utilizaram um modelo multi-camadas de área limitada para estudar os efeitos do calor latente na Amazônia e da presença dos Andes. Além de conseguir simular as características da circulação, incluindo a AB, estes autores encontraram que o calor latente na Amazônia produz a convergência dos ventos na baixa troposfera e que a presença dos Andes determinaria a intensidade e localização da ZCAS.

Gandu e Silva Dias (1998), usando um modelo não linear, estudaram o efeito combinado de outras fontes de calor e encontraram que a não linearidade tem impacto, principalmente, na curvatura ciclônica sobre o Atlântico equatorial e não tanto na AB. Eles também encontraram que a subsidência por compensação associada à liberação de calor na Amazônia é localizada a sudoeste da fonte, concordando com a região de subsidência da AB. Também estudaram outras áreas e encontraram que a subsidência associada à ZCAS estaria situada ao norte da Argentina, e aquela associada à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), no nordeste do Brasil e sobre o Atlântico central equatorial. Lenters e Cook (1997) abordaram de modo mais abrangente a questão da AB com um modelo linear e verificaram que a AB pode ser gerada como resposta à convecção úmida na Amazônia, sendo que a convecção nos Andes e na região da ZCAS ajudam no sentido que a AB e o CNB sejam melhores simulados. A convecção no Altiplano favorece a intensidade da AB e sua localização sobre o Altiplano e a ZCAS ajuda ao alongamento ao sudeste. Ademais, utilizaram um modelo global de circulação para analisar o impacto dos Andes e concluíram que os efeitos mecânicos e os associados ao calor sensível são mínimos e que só poderiam contribuir para o fortalecimento da AB e o deslocamento ao norte do CNB, principalmente devido a mudanças no campo da precipitação. Por consequência, evidências sugerem que a AB não precede ao estabelecimento da monção da América do Sul, mas sim seria uma consequência da fonte de calor, principalmente associada à convecção/precipitação.

2.2. Sistemas de Monções da América do Sul (SMAS)

Do ponto de vista de definição, um sistema de monções é caracterizado pela ocorrência do período de chuvas durante o verão e o período seco no inverno, além da

reversão dos ventos na baixa troposfera. Estas mudanças são provocadas pelo contraste térmico entre o mar e o continente que, por sua vez, são determinados pela variação anual da radiação solar incidente. No caso do SMAS, os ventos na baixa troposfera mantêm a componente meridional de norte durante tudo o ano; contudo, a reversão dos ventos é evidenciada quando as médias anuais são extraídas (Zhou e Lau, 1998).

Além da AB e do CNB, o SMAS apresenta outras estruturas como o Jato de Baixos Níveis (JBN; Marengo et al., 2004) que transporta umidade e calor do noroeste da Amazônia até a região da Baixa do Chaco (BC) e norte da Argentina, escoando paralelamente ao lado leste da Cordilheira dos Andes (Gandu e Silva Dias, 1984). Este transporte ajuda na formação da BC que é um centro de baixa pressão que se estende na região do Chaco Paraguai-Boliviano.

Outra estrutura do SMAS é a ZCAS, que é a região de convergência dos ventos do ramo norte da Alta Subtropical do Atlântico Sul e os ventos do sul provenientes de latitudes médias. A ZCAS pode ser descrita como uma região de nebulosidade e precipitação persistentes, que se estende da Amazônia até o sudeste do Brasil e o Oceano Atlântico adjacente (Kodama, 1992, 1993). Algumas destas estruturas são sumarizadas na Figura 4 obtida de Zhou e Lau (1998);

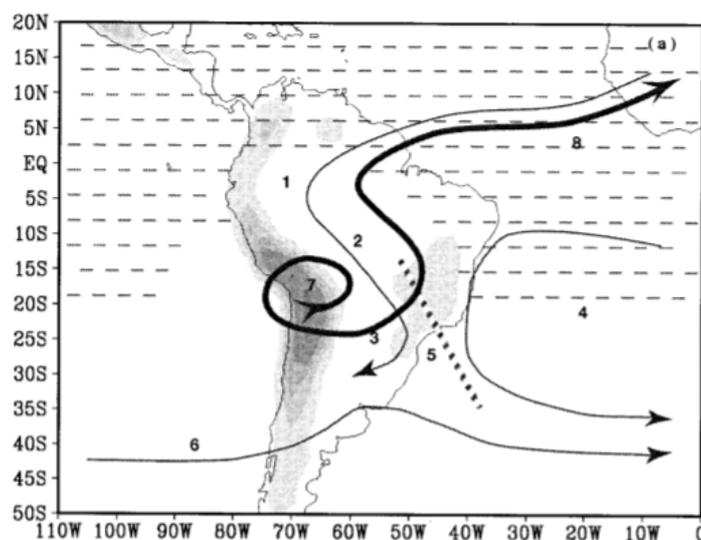


Figura 4. Esquema dos elementos do SMAS. O sombreado representa a topografia. As áreas onde prevalecem os ventos de leste são indicadas por linhas tracejadas. As características numeradas correspondentemente são as seguintes: 1) fluxo equatorial de baixo nível, 2) ventos do noroeste, 3) Baixa do Chaco, 4) Alta subtropical, 5) ZCAS, 6) ventos de oeste de latitudes médias, 7) Alta da Bolívia e 8) fluxo de retorno de alta troposfera. Obtido de Zhou e Lau (1998).

O SMAS tem um ciclo de vida que pode ser dividido em três etapas principais: início, maturidade e enfraquecimento. Vários trabalhos foram feitos para estabelecer o início do SMAS com diversas metodologias (Gan et al., 2006; Gonzalez et al., 2007; da Silva e de Carvalho, 2007; Nieto-Ferreira e Rickenbach, 2011), mas existe um consenso geral que o início se dá entre outubro e novembro. Nieto-Ferreira e Rickenbach (2011), por exemplo, propuseram um modelo conceitual de três fases para o início do SMAS baseado em um limite de precipitação e em Funções Ortogonais Empíricas Rotacionadas (*rotated empirical orthogonal functions*, REOF) dos campos de chuva do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP). Na primeira fase, as chuvas começam em torno da pântada 59 (18-22 outubro) no noroeste da América do Sul; a segunda fase é caracterizada pela abrupta formação da ZCAS em torno da pântada 61 (28 outubro – 01 novembro) e a terceira fase acontece por volta da pântada 73 (27-31 dezembro) quando as precipitações no Atlântico associadas à ZCIT finalmente chegam à costa norte do Brasil.

Nieto-Ferreira et al. (2011) discutem o papel das frentes frias no estabelecimento do SMAS na ZCAS: para que as frentes frias sejam precursoras de eventos de ZCAS, precisam ser estacionárias e não deslocarem-se rapidamente para o Oceano Atlântico. O cisalhamento horizontal anticiclônico favorece que as frentes permaneçam estacionárias porque os cavados de latitudes médias associados a estas frentes são mais curtos, com o eixo orientado para noroeste/oeste e algumas vezes formam vórtices ciclônicos fechados. Então, a presença da AB, produzida pela chuva nos dois terços ocidentais da Amazônia, associada ao deslocamento para sul do jato subtropical, favorecem um ambiente anticiclônico que propicia que as frentes sejam estacionárias, possibilitando a formação das ZCAS.

Depois do início da monção, a migração da convecção continua para o sul, em grande parte devido a mudanças na temperatura do topo da camada limite planetária e ao aumento de umidade dentro desta camada. Estas mudanças de temperatura e umidade são devidas ao padrão de advecção de temperatura e de umidade dos ventos na baixa troposfera. Portanto, o transporte atmosférico em larga escala desempenharia um papel dominante na marcha sazonal da precipitação (Marengo et al., 2001; Liebmann e Marengo, 2001).

Na fase madura do SMAS (dezembro-fevereiro), a principal atividade convectiva está no centro do Brasil, na ZCAS e no Altiplano, e as estruturas do SMAS

se encontram bem definidas. A fase de decaimento de SMAS começa entre março e maio, à medida que as regiões de forte precipitação sobre o sul da Amazônia e o centro do Brasil diminuem e migram gradualmente para noroeste em direção ao equador (Horel et al., 1989).

2.3. Variabilidade sinótica e intrassazonal

A variabilidade do SMAS tem sido estudada em muitas escalas temporais, desde o ciclo diurno até a escala decadal. Neste trabalho, o enfoque estará centrado nas escalas sinótica e intrassazonal.

A variabilidade sinótica sobre a região tropical da América do Sul é resultado de vários fatores que podem atuar de modo combinado. Estes fatores são os ventos alísios, os distúrbios ondulatórios de leste e os transientes de latitudes médias. Na alta troposfera, os sistemas sinóticos de latitudes médias tendem a manter o seu deslocamento para leste em todo o setor do Pacífico Sul. No entanto, os centros de baixas pressões podem ingressar no continente sul-americano pelo sul da Cordilheira dos Andes, podendo eventualmente se associar com a BC. A presença desta baixa favorece que o jato de baixos níveis transporte com eficiência o calor e a umidade requeridos para a formação de tempestades severas e de complexos convectivos de mesoescala. Conforme a baixa pressão vai se deslocando para leste, ou seja, para o Atlântico, ventos secos dirigem-se para o equador favorecendo eventos de frentes e também de ZCAS.

Na alta troposfera, Virji (1981) observou a ocorrência de vórtices ciclônicos ao nordeste da AB. Estes vórtices propagam-se para oeste com uma velocidade estimada de 4-6° de longitude por dia, e enquanto se deslocam vão suprimindo a convecção ao mesmo tempo em que a AB vai enfraquecendo. Estes deslocamentos de vórtices ciclônicos podem durar de 3 a 5 dias e a propagação normalmente termina em função da forte convecção que favorece a recuperação da intensidade da Alta da Bolívia.

Outro estudo da alta troposfera sobre América do Sul foi feito por Ferreira et al. (2004), que identificou 4 padrões de circulação da AB e do CNB nos meses de janeiro e fevereiro de 1999. No primeiro padrão, a AB localiza-se no sudeste da Amazônia, perto da Bolívia, enquanto que o CNB sobre o sudoeste do oceano Atlântico. No segundo

caso, o CNB está mais intensificado e desloca-se para o interior do continente, enquanto a Alta da Bolívia tem uma configuração mais estendida com orientação noroeste/sudeste. Nestes casos, quando a crista associada à frente intensifica-se muito, e a AB pode se separar em dois núcleos anticiclônicos. Na terceira configuração, a AB desloca-se para oeste, enquanto o outro anticiclone está ao sudoeste do oceano Atlântico. O quarto episódio tem uma AB bem simétrica com o centro no norte de Chile e um cavado englobando desde o norte do estado de São Paulo até o sudoeste do Oceano Atlântico.

O padrão espacial da variabilidade intrassazonal da convecção no SMAS é um dipolo que está associado às fases ativas e inativas da monção (Nogués-Paegle e Mo, 1997; Jones e Carvalho, 2002). A fase ativa se caracteriza por apresentar aumento das precipitações na ZCAS e diminuição no sul de Brasil, norte da Argentina e no Nordeste do Brasil. Durante esta fase, aparecem anomalias anticiclônicas na alta troposfera devido ao fortalecimento da AB e ao seu deslocamento para leste da sua posição média (Vera e Vigliarolo, 2000). Na baixa troposfera são observadas anomalias ciclônicas associadas às anomalias do vento zonal de oeste desde a região amazônica até o sudeste de Brasil (Jones e Carvalho, 2002), cujo efeito é a canalização do transporte de umidade para esta região. Durante a fase inativa, o padrão de chuva se reverte: na alta troposfera as anomalias do vento tornam-se ciclônicas, a AB se desintensifica e se desloca para oeste; por sua vez, na baixa troposfera, as anomalias do vento são anticiclônicas, as anomalias do vento zonal na região das ZCAS são de leste e o JBN intensifica-se em direção ao sul do Brasil, alterando os padrões de transporte de umidade.

Este padrão de dipolo (ciclônico/anticiclônico) está associado a um trem de ondas (Grimm e Silva Dias, 1995). Isto se dá em função de perturbações que se propagam pelo Pacífico e que podem estar associados às teleconexões trópicos-extratrópicos (Grimm, 2019). Estas propagações, além de controlar as anomalias de precipitação na ZCAS e na porção subtropical da América do Sul, também podem ter impactos nas anomalias na região tropical do continente quando se propagam para nordeste (Grimm, 2019).

Gonzalez e Vera (2014) estudaram a variabilidade nas bandas de frequência de 10 a 30 dias e 30 a 90 dias e, em ambos os casos, encontraram o padrão espacial do tipo dipolo. Eles sugerem que a variabilidade de 10 a 30 dias estaria associada ao trem de ondas de Rossby e que a variabilidade de 30 a 90 dias associada à oscilação de Madden-

Julian (OMJ; Madden e Julian, 1994). Existe uma relação entre a OMJ e a convecção na ZCAS encontrada por Paegle et al. (2000) e corroborada por Carvalho et al. (2004). De forma complementar, estudos de teleconexão indicam que a variabilidade de 30 a 60 dias na região da ZCAS pode estar forçada pela propagação da onda de Rossby ligada a eventos da OMJ no Oceano Pacífico e também forçada diretamente ao longo do equador (Grimm e Ambrizzi, 2009). Grimm (2019) indicou que a OMJ aumenta a precipitação média diária em mais de 30% do valor climatológico e que dobra a frequência de eventos extremos no centro-leste da América do Sul, incluindo a ZCAS. Alvarez et al. (2015) encontraram que, entre dezembro e fevereiro, quando o sistema de monções da América do Sul está ativo, são observadas chances de aumento da precipitação na região sudeste da América do Sul, principalmente durante as fases 3 e 4 da OMJ, enquanto que aumento da precipitação no Atlântico Sul e na região da ZCAS é observada nas fases 8 e 1.

Grimm (2019) analisou os efeitos das fases da OMJ na convecção e precipitação durante o verão na América do Sul. Ela encontrou que na fase 7, as anomalias positivas de precipitação se localizam noroeste e centro da América do Sul e são negativas na bacia do Paraná e La Plata. Na fase 8, as anomalias positivas de precipitação se estendem pelo centro-leste da América do Sul, enquanto as anomalias negativas predominam no sudeste. Estas anomalias se intensificam na fase 1, porém enfraquecem na fase 2. Nas fases 3, 4 5 e 6 as anomalias de convecção tendem ser opostas às fases 7, 8, 1 e 2. No setor ocidental da América do Sul, nas fases 1 e 2, se forma um dipolo com convecção aumentada nos Andes do norte do Peru e Equador, e supressão da convecção no Altiplano.

Os efeitos da OMJ também foram analisados para a região amazônica. Mayta et al. (2019) mostraram que esta oscilação é um dos principais mecanismos moduladores atmosféricos da variabilidade intrassazonal da precipitação nesta região e identificaram uma configuração de precipitação do tipo dipolo entre o noroeste e o sudeste da Amazônia.

Os efeitos das variações superpostas da escala sinótica e da escala intrassazonal foram analisados por Hirata e Grimm (2016), os quais afirmaram que as combinações das perturbações nestas escalas temporais favorecem a ocorrência de eventos extremos de precipitação em três regiões de América do Sul: a ZCAS, Sudeste do Brasil e a Bacia do Rio da Prata.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Materiais

Neste trabalho foram utilizados os campos de vento zonal (u) e meridional (v) em 200 hPa da reanálise ERA-Interim *do European Center for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF; Dee et al., 2011). A resolução horizontal utilizada foi 1,5° x 1,5° de latitude por longitude, em base diária centrada no horário das 12 UTC para o período de 1979 a 2015. A escolha do ERA-Interim reside na representatividade de seus campos, necessária para cumprir os objetivos do trabalho.

Como indicador da ocorrência de convecção, foram utilizados dados diários de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) obtidos na NOAA *Interpolated Outgoing Longwave Radiation* (Liebmann e Smith, 1996). Os dados estão dispostos em pontos de grade com resolução espacial de 2,5° x 2,5° de latitude por longitude e foi utilizado o período de 1979 a 2015.

Para realizar as composições para as fases da OMJ foram utilizados os índices RMM1 e RMM2 (*Real-Time Multivariate MJO Index*). Wheeler e Hendon (2004) construíram estes índices para monitorar a evolução da OMJ com base nas duas principais Funções Ortogonais Empíricas (EOF) dos campos combinados de ROLE e de vento zonal em 850 hPa e 200 hPa na faixa de 15°S a 15°N, após remoção do ciclo anual e variabilidade interanual e normalização pelo desvio padrão. Os índices RMM1 e RMM2 são definidos a partir das duas séries temporais do componente principal, EOF1 e EOF2 respectivamente.

As oito fases da OMJ são definidas usando o ângulo de fase θ , definido pela seguinte equação:

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{\text{RMM2}}{\text{RMM1}} \right) \quad (\text{Eq. 1})$$

Cada fase é dividida em intervalos de 45°, de 0° a 360°. A amplitude A é dada pela expressão:

$$A = \sqrt{\text{RMM1}^2 + \text{RMM2}^2} \quad (\text{Eq. 2})$$

sendo que se A é menor que 1 não é considerada nenhuma fase, ou seja, dia OMJ neutro. Para uma maior resolução temporal da evolução das anomalias, neste trabalho foram utilizadas subfases de intervalos de 15° (Grimm, 2019).

3.2. Métodos

3.2.1. Rastreamento da AB

Com o objetivo de conhecer a variação da posição da AB, foi aplicado o algoritmo descrito por Holmén (2012) para localizar o centro da AB. Este algoritmo procura o centro de vórtice de um fluido. Este algoritmo foi adaptado para procurar o centro anticiclônico no campo do vento rotacional em 200 hPa. Como o interesse está em localizar o centro do fluxo giratório, desprezou-se a componente divergente do vento. O algoritmo foi aplicado na área limitada entre 0° e 30°S e entre 40°W e 80°W (Figura 4a) para evitar a interferência de passagens de outros anticiclones que possam alterar o algoritmo. Além disso, o vento rotacional foi suavizado com a utilização de uma média móvel de 5 dias para diminuir os efeitos dos transientes.

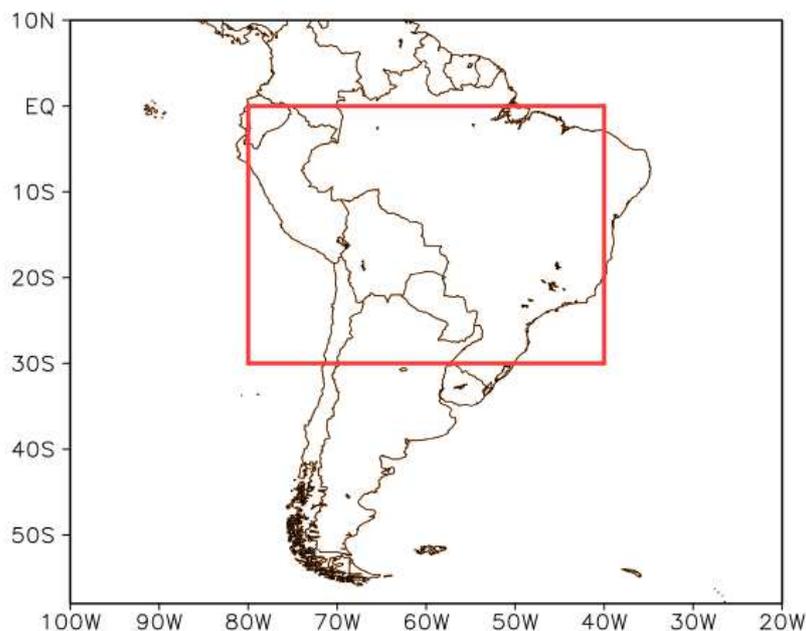


Figura 4a. Área onde foi aplicado o algoritmo de rastreamento do centro da AB.

O algoritmo de rastreamento consiste na aplicação de uma função sinal (eq. 3) para cada um dos pontos dos campos das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento rotacional.

$$\text{sgn } x = \begin{cases} -1, & x < 0 \\ 0, & x = 0 \\ 1, & x > 0 \end{cases} \quad (\text{Eq. 3})$$

Este algoritmo considera 4 pontos vizinhos para cada ponto da grade como ilustrado na Figura 5. Considera-se apenas uma componente por direção, ou seja, para qualquer um dos lados do ponto na direção x estamos interessados apenas na componente meridional (v) e na direção y, na componente zonal (u), conforme indicado na Figura 5.

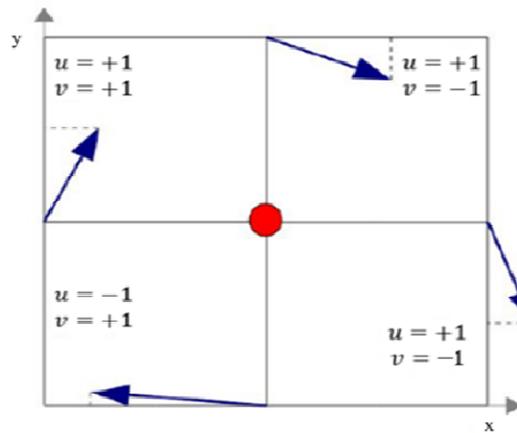


Figura 5. Velocidades que o algoritmo procura por cada ponto. Os números representam o sinal dos componentes de velocidade. Adaptado de Holmén (2012).

Então, é considerado um centro de vórtice se a soma dos valores dos pontos vizinhos nas direções relevantes for zero (equação 4). Além disso, deve ser feita uma verificação para garantir a presença de um vórtice, pois, há situações em que a soma pode ser nula, porém, representam situações de cisalhamento e não de vórtice (Figura 6).

$$\text{sgn}(v_{oeste}) + \text{sgn}(v_{leste}) + \text{sgn}(u_{norte}) + \text{sgn}(u_{sul}) = 0 \quad (\text{Eq. 4})$$

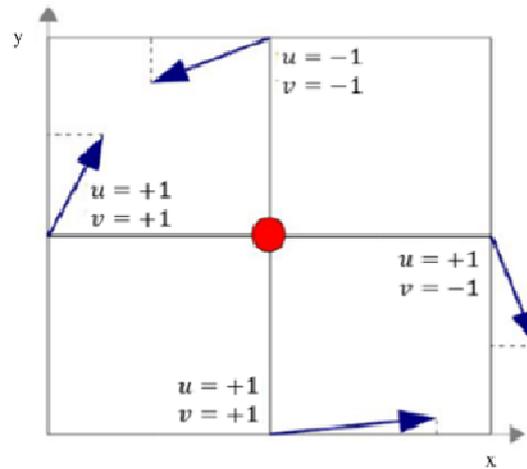


Figura 6. Possíveis velocidades gerando um “falso centro de vórtice”. Adaptado de Holmén (2012).

Esta verificação é feita somando o valor da função sinal para a os pontos do norte do vento zonal e do oeste do vento meridional. Portanto, um ponto é um centro de vórtice se verificar as equações 4 e 5.

$$\text{sgn}(v_{\text{oeste}}) + \text{sgn}(u_{\text{norte}}) \neq 0 \quad (\text{Eq. 5})$$

Para garantir que o centro seja de um vórtice anticiclônico e não ciclônico deve verificar a eq. 6

$$\text{sgn}(u_{\text{norte}}) + \text{sgn}(v_{\text{leste}}) = 2 \quad (\text{Eq. 6})$$

Além disso, é necessário considerar se alguma das componentes do vento for zero. Para isso, se algum dos pontos vizinhos possuir valor igual a zero, o algoritmo procurará no próximo ponto até encontrar um valor diferente de zero (Figura 7).

O algoritmo foi aplicado em todos os pontos da região considerada e para todos os tempos desde 1979 até 2015 para os meses de novembro a abril (NDJFMA). Desta forma, obtiveram-se as coordenadas dos pontos considerados centros de vórtice anticiclônico, tendo assim as séries de latitude e longitude do centro da AB.

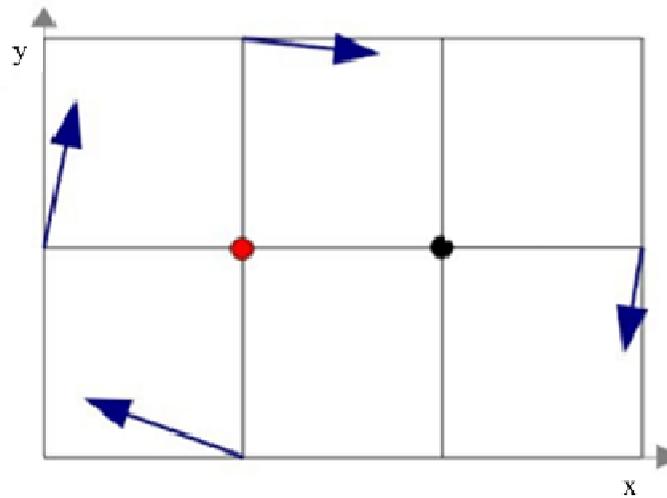


Figura 7. O caso de achar velocidades com uma componente igual a zero. Adaptado de Holmén (2012).

3.2.2. Ondeletas

Foram aplicadas as transformadas de ondeletas nas séries temporais de latitude e longitude do centro da AB para entender em quais bandas de frequência estão as maiores variações no posicionamento da AB. Esta técnica estatística permite a decomposição de sinal e, ao contrário da transformada de Fourier que só permite a análise global do sinal, as ondeletas permitem estudar o sinal para cada tempo. Neste trabalho foi utilizada esta técnica para obter as energias de ondeleta que permitam analisar a variação das séries de latitude e longitude do centro da AB.

Para a aplicação desta técnica foi utilizada a ondeleta de Morlet, pois possui um grande número de oscilações e tem sido utilizada em trabalhos na meteorologia (Gu e Philander, 1995; Torrence e Webster, 1999; Reboita, 2004). A ondeleta de Morlet é uma função exponencial complexa modulada por uma Gaussiana, e é dada por:

$$\Psi(t) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{-\frac{t^2}{2}} e^{i\omega_0 t} \quad (\text{Eq. 7})$$

onde ω_0 é frequência central.

A transformada foi calculada de acordo com o método descrito em Torrence e Compo (1998). A variância da série temporal em cada frequência e tempo é dada pelo espectro de energia local da transformada de ondeleta contínua (WPS) que é definido como o quadrado do valor absoluto do coeficiente da transformada de ondeleta. A região do WPS suscetível aos erros causados pelos efeitos de borda é denominada cone

de influência (CI), que é definido como o tempo de decaimento para a autocorrelação do WPS em cada escala (Torrence e Compo, 1998).

A significância estatística é calculada usando a distribuição chi-quadrada para encontrar os valores significativos conforme o procedimento desenvolvido por Torrence e Compo (1998). O nível de confiança utilizado é de 95%.

3.2.3. Filtro de Lanczos

Como o interesse deste trabalho está na escala sinótica e intrassazonal foi aplicada uma filtragem passa-banda nos campos de anomalias (sem ciclo anual) de função corrente e vento. Estes campos foram filtrados em três bandas de frequência com períodos de corte de 2 a 10 dias (sinótica), 10 a 30 dias (intrassazonal curta) e 30 a 90 dias (intrassazonal longa). Para isto foi utilizado o filtro de Lanczos (Duchon et al., 1979) com uma janela de ponderação de 120 dias. A ROLE também foi filtrada para reter as anomalias nestas escalas temporais.

3.2.4. Análise de Componentes Principais

A Análise de Componente Principais (ACP), ou também denominada Funções Ortogonais Empíricas (EOF) é uma técnica estatística de análise multivariável, que é usualmente utilizada para obter os modos espaciais que mostrem a variabilidade do sistema representado pelas variáveis analisadas (Wilks, 2011). Neste caso, foram calculadas as componentes principais (CP) para obter os principais modos de variabilidade das anomalias de função corrente filtradas em cada banda temporal na região onde geralmente se posiciona a AB, compreendida entre 10°S-20°S e 55°W-80°W (Figura 7a).

As CPs foram calculadas considerando o período de 1979 até 2015 para o período NDJFMA. Para obter os autovalores e autovetores foi utilizada a técnica da decomposição do valor singular (SVD; Bretherton et al., 1992).



Figura 7a. Área onde foi aplicada a Análise de Componentes Principais.

3.2.5. Elaboração das Composições

Para documentar a evolução e estruturas dos fenômenos considerados neste estudo, foram realizadas composições da função corrente, vento e ROLE para cada frequência filtrada. Na banda 2-10 dias foram considerados os casos onde a CP1 normalizada foi maior de 1,7 vezes o desvio padrão. Foi considerado como dia central o dia com os maiores valores que verificam o critério de forma consecutiva. As composições foram realizadas para os três dias anteriores e para os três dias seguintes.

Na banda 10-30 dias o critério para realizar as composições foram os valores maiores de 1,5 desvios-padrão do CP1 normalizado por mínimo 5 dias consecutivos e o dia central (DO) é o dia com o maior valor. Também foram realizadas composições para os 8 dias anteriores e para os 8 dias seguintes.

Para a banda 30-90 dias, o critério foi os valores maiores de 1 desvio padrão do CP1 normalizado. Além disso, foram considerados composições para os 20 dias anteriores e 20 dias posteriores. Também foram feitas as composições para cada uma das 24 subfases (3 subfases de cada fase) da OMJ.

Os critérios para a seleção dos casos para as composições foram selecionados de maneira que os limiares de desvio padrão significativo de casos nas séries temporais

normalizadas foram em número suficiente para ter os casos com maior amplitude e que, ao mesmo tempo, permitam ter um número significativo de casos para realizar composições. A significância estatística das composições foi avaliada usando a distribuição Student bicaudal (Wilks, 2011) e foi utilizado o nível de confiança de 95%.

3.2.6. Estudos de casos

Para verificar a abrangência das análises realizadas e a aplicação de suas interpretações, foram escolhidas duas situações de interesse, uma onde a AB está localizada em sua posição climatológica e outra onde se observa um núcleo anticiclônico na alta troposfera no leste da América do Sul. Nestes casos, foram analisadas as sequências dos campos de função corrente e ROLE em cada banda temporal. Também foram analisadas as anomalias destas variáveis sem a aplicação da filtragem. Finalmente, foram comparadas as circulações do vento em 200 hPa e as imagens de satélite do dia central de cada caso.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. Posições da Alta da Bolívia

O estudo da variabilidade da AB foi feito através da análise da variação da sua posição. Porém, determinar a posição da AB nos mapas meteorológicos diários não é uma tarefa simples, devido às variações abruptas que podem acontecer nos campos meteorológicos da alta troposfera. Além disso, a AB apresenta diversas configurações espaciais e não sempre tem uma forma arredondada e nem um único centro, que facilitaria o rastreamento da AB.

Poderia se considerar o máximo de altura geopotencial no nível de 200 hPa para a localização da AB. Porém, não necessariamente o máximo desta variável está localizado no centro da AB, uma vez que este pode estar em outros lugares como no equador ou no hemisfério norte (principalmente nos meses de primavera e outono). Isto devido à fraca variação da altura geopotencial no trópico em relação às latitudes maiores e à presença do anticiclone do hemisfério norte. Por outro lado, os máximos de divergência e de vorticidade não podem ser considerados como centros da AB, devido ao fato de não se localizam no centro da AB (Figura 2 e Figura 3). Portanto, o critério para identificar o centro da AB escolhido neste estudo foi o centro do vórtice anticiclônico. Para encontrar este centro de vórtice foi utilizado o algoritmo que avalia as direções do vento zonal e meridional de nodo que permita encontrar o centro do vórtice. Este algoritmo foi aplicado nos campos do vento rotacional em 200 hPa para os meses de novembro até abril. Os outros meses não foram utilizados porque a circulação na alta troposfera tende a ser mais zonal e, portanto, a presença de vórtices é mais reduzida.

Com este método obtiveram-se as latitudes e longitudes do centro da AB para cada período desde 1979 até 2015. As localizações médias do centro da AB para cada mês são mostradas na figura 8 onde se pode observar que a AB se posiciona em torno de 15°S e 63°W e que nos meses de novembro e abril o centro se localiza mais ao norte enquanto está mais ao sul em dezembro, janeiro, fevereiro e março; deste modo pode-se observar a marcha sazonal da AB de modo concordante com o estudo de Horel et al.(1989). A Figura 8 também mostra o desvio padrão do posicionamento para cada mês que indica as posições típicas onde se localiza a AB.

O desvio padrão da latitude em cada mês é em torno de 4° , sendo menor que os 8° de desvio padrão da longitude. Isto indica um maior deslocamento zonal que meridional da AB, como se pode observar nas Figuras 9 e 10 que mostram a média e o desvio padrão de latitude e longitude, respectivamente.

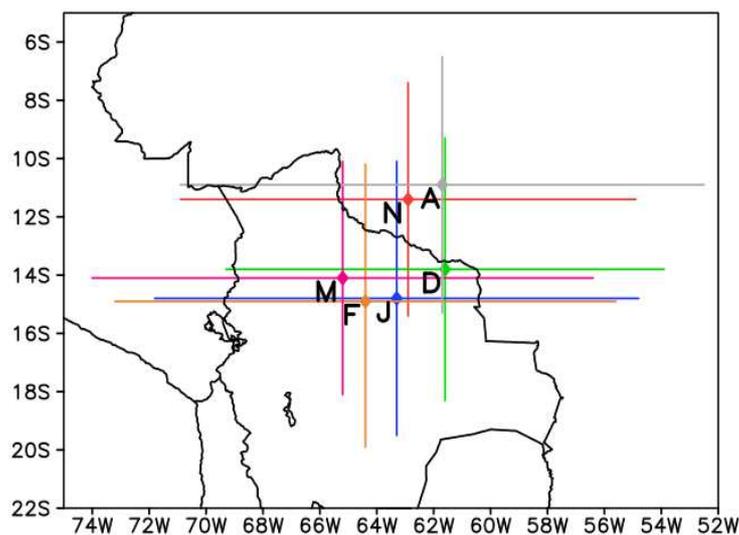


Figura 8. Posições médias do centro da AB para novembro, dezembro, janeiro, fevereiro, março e abril obtidas com o algoritmo de rastreamento.

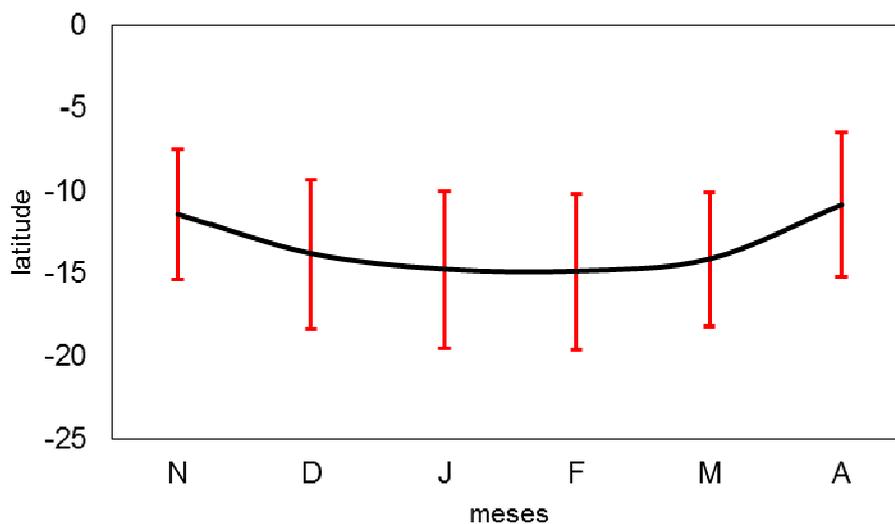


Figura 9. Latitude média e desvio padrão (linha vermelha) do centro da AB para novembro, dezembro, janeiro, fevereiro, março e abril.

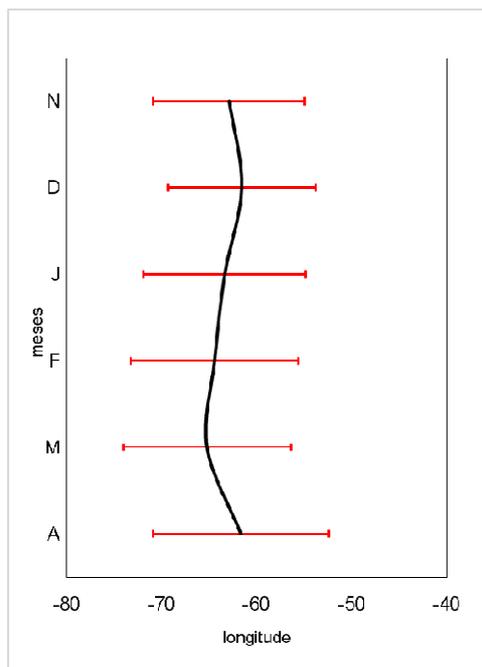


Figura 10. Longitude média e desvio padrão (linha vermelha) do centro da AB para novembro, dezembro, janeiro, fevereiro, março e abril.

A Figura 10a mostra a densidade dos pontos onde foi localizado o centro da AB e pode-se observar que a maioria dos pontos se concentram ao redor de 15°S e 63°W.

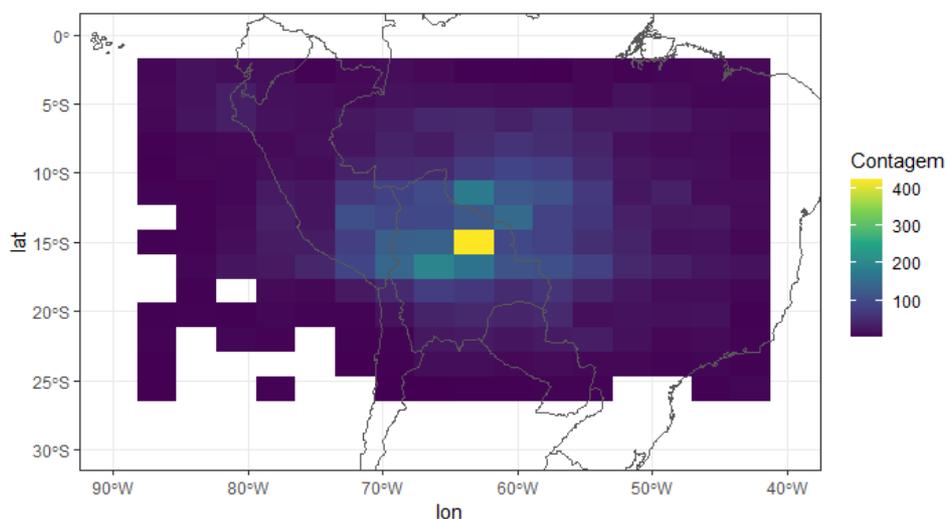


Figura 10a. Densidade dos pontos localizados e relacionados aos centros da AB.

Foi aplicada a transformada de ondeleta a cada uma das séries temporais de latitude e longitude correspondentes aos períodos de novembro a abril de cada ano. Nas Figuras 11 e 12, que mostram os escalogramas de energia de ondeleta para cada uma das séries temporais, pode-se observar máximos de energia para diferentes períodos que

variam de 5 até 60 dias, o que sugere movimentações da AB nessas escalas temporais. Algumas séries, também apresentaram máximos de energia entorno de 180 dias, que corresponde ao ciclo sazonal, porém estes máximos estão fora do cone de influência devido ao tamanho das séries. Além disso, uma visão geral da Figura 11 e da Figura 12 mostra que existe diferenças dos períodos com maior variabilidade do posicionamento da AB entre ano a ano, o que sugere que o comportamento da AB possui também uma variabilidade interanual.

Apesar dos campos do vento rotacional estar suavizados com médias móveis de 5 dias, aparecem núcleos máximos nos escalogramas de energia de ondeleta para períodos menores de 5 dias. Isso se deve à possibilidade de haver dois vórtices anticiclônicos na área onde foi aplicado o algoritmo, ou então outro anticiclone na região oriental da América do Sul, o que faz que o algoritmo detecte este outro centro anticiclônico, e dando a impressão de deslocamentos rápidos da AB. A presença desse outro vórtice anticiclônico no leste da América do Sul está associada à atividade frontal e eventos de ZCAS. (Kousky e Gan, 1981; Nogues-Paegle e Mo, 1997; Vera e Vighiarolo, 2000; Diaz e Aceituno, 2003).

Devido aos máximos de energia observados que sugerem que os deslocamentos da AB variam nessas escalas temporais menores à escala sazonal, o estudo da AB foi separado em três bandas temporais: 2-10 dias, 10-30 dias e 30-90 dias.

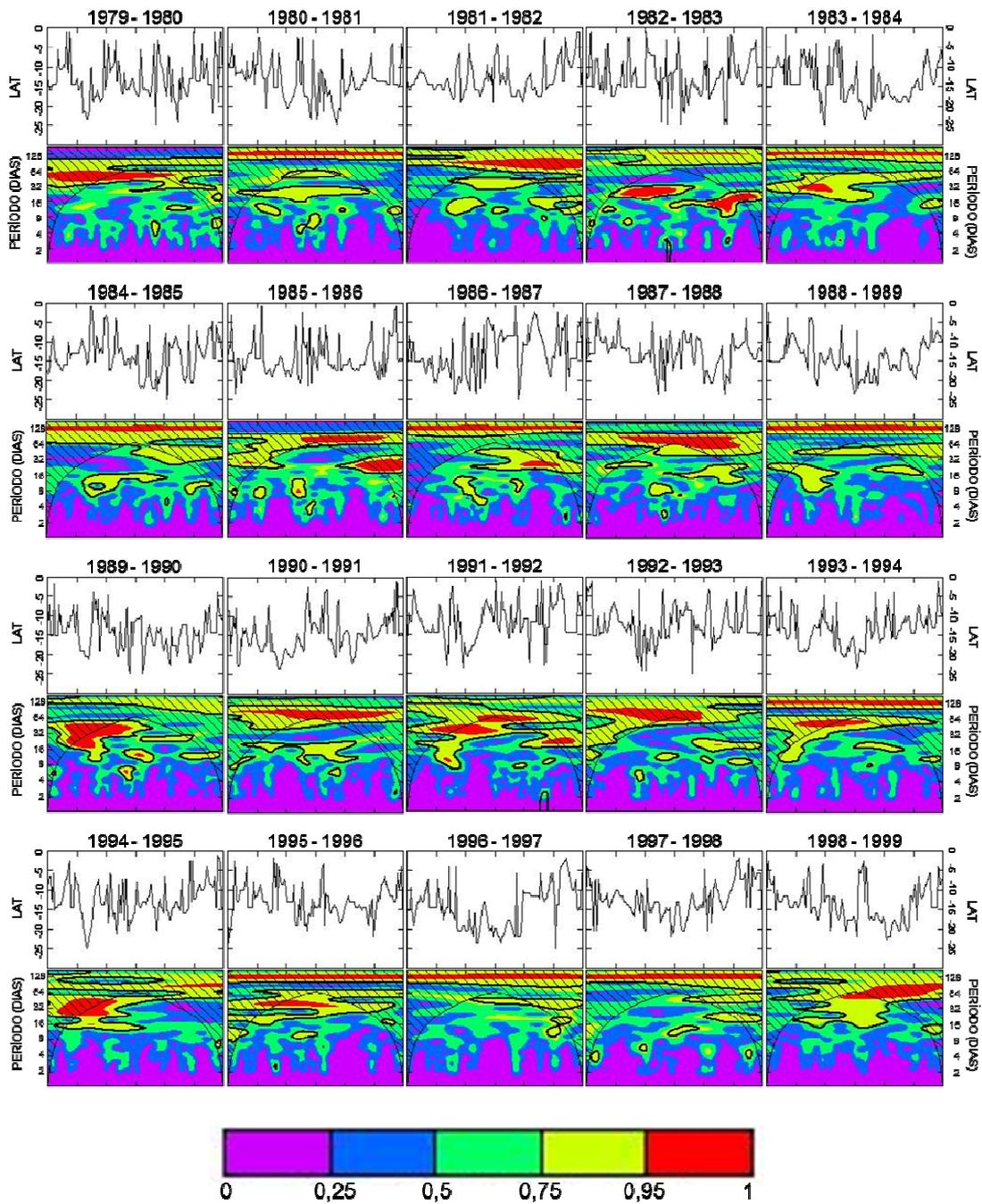


Figura 11. Ondeletas das séries de latitude do centro da AB.

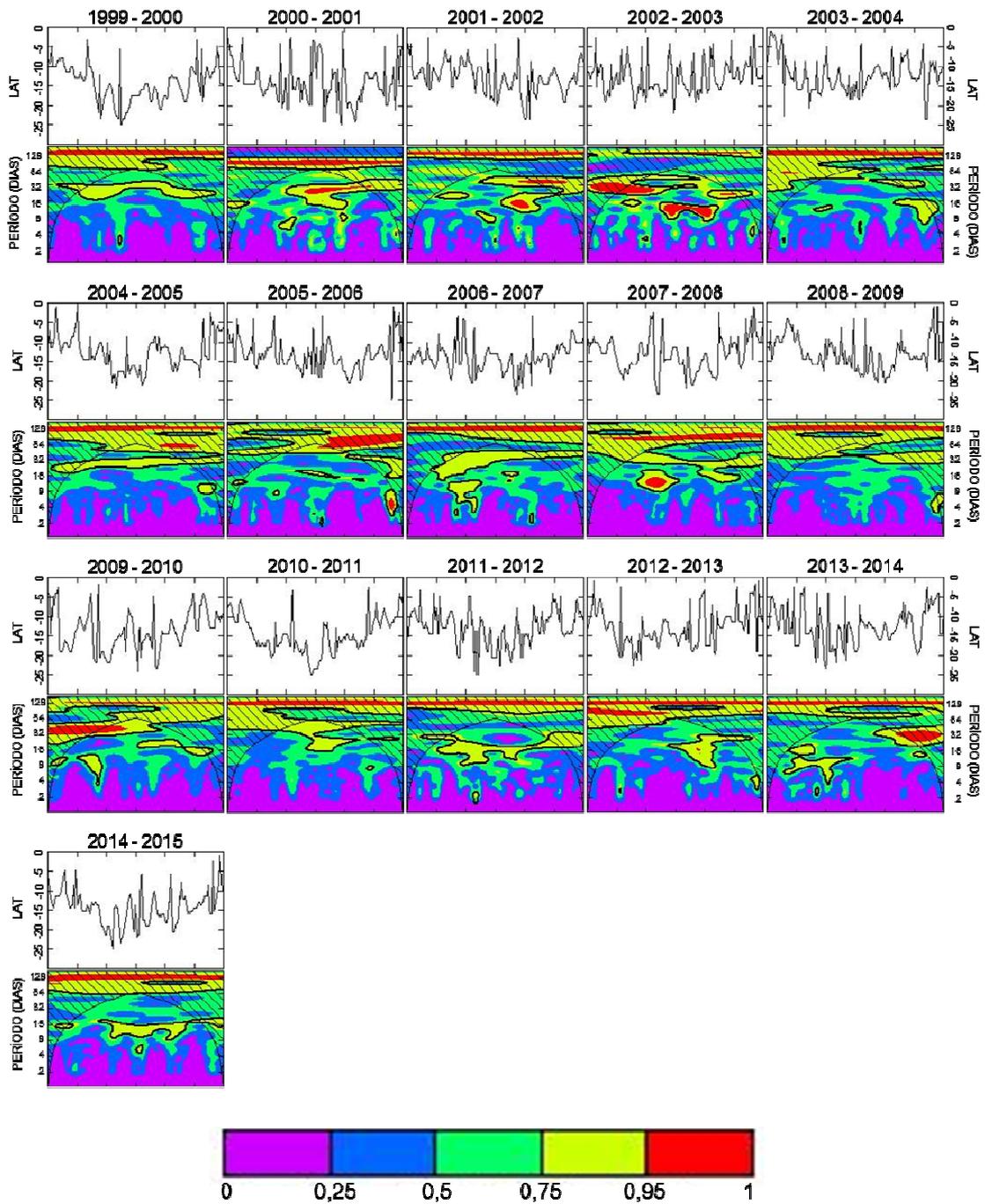


Figura 11. Continuação.

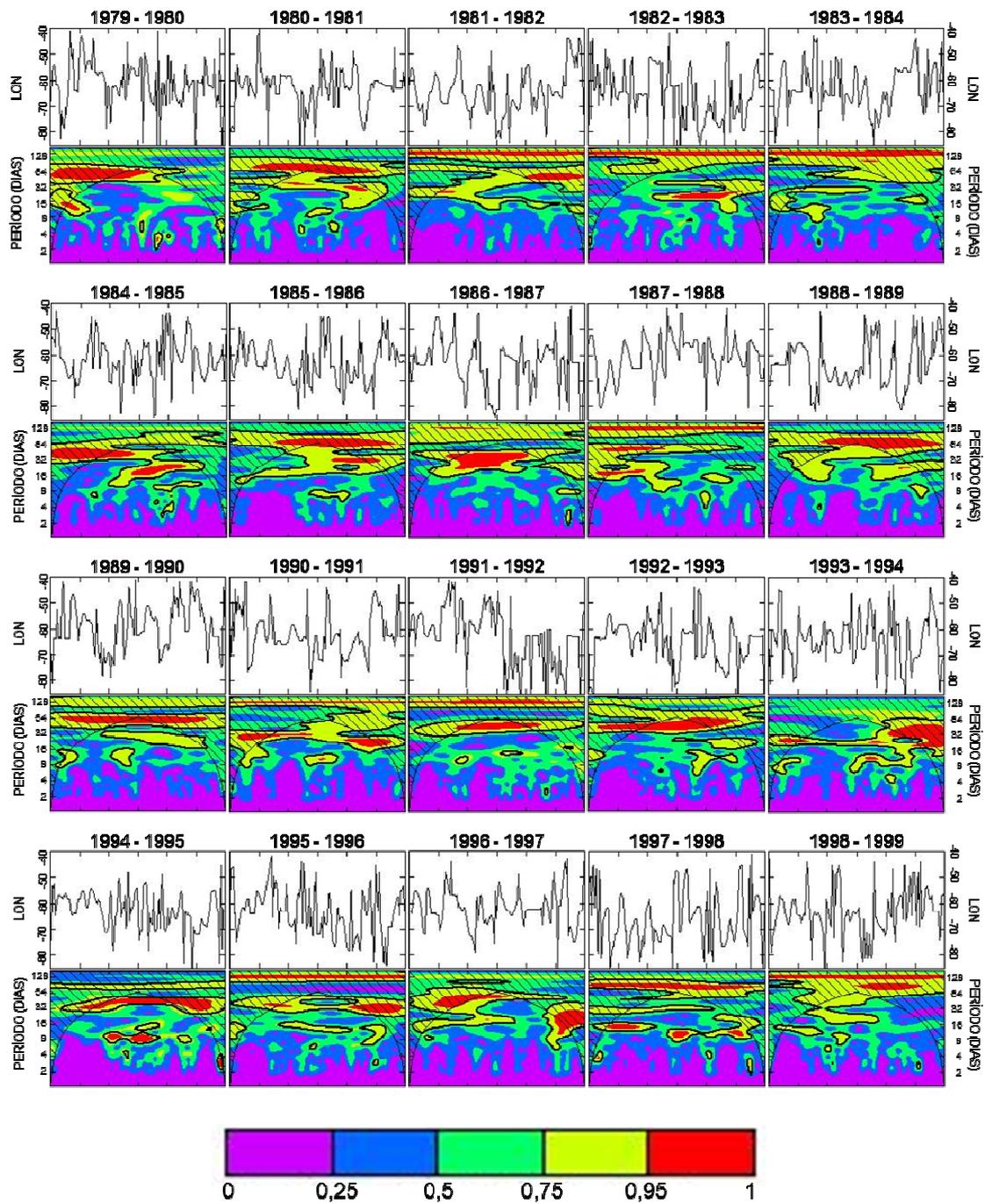


Figura 12. Ondeletas das séries de longitude do centro da AB.

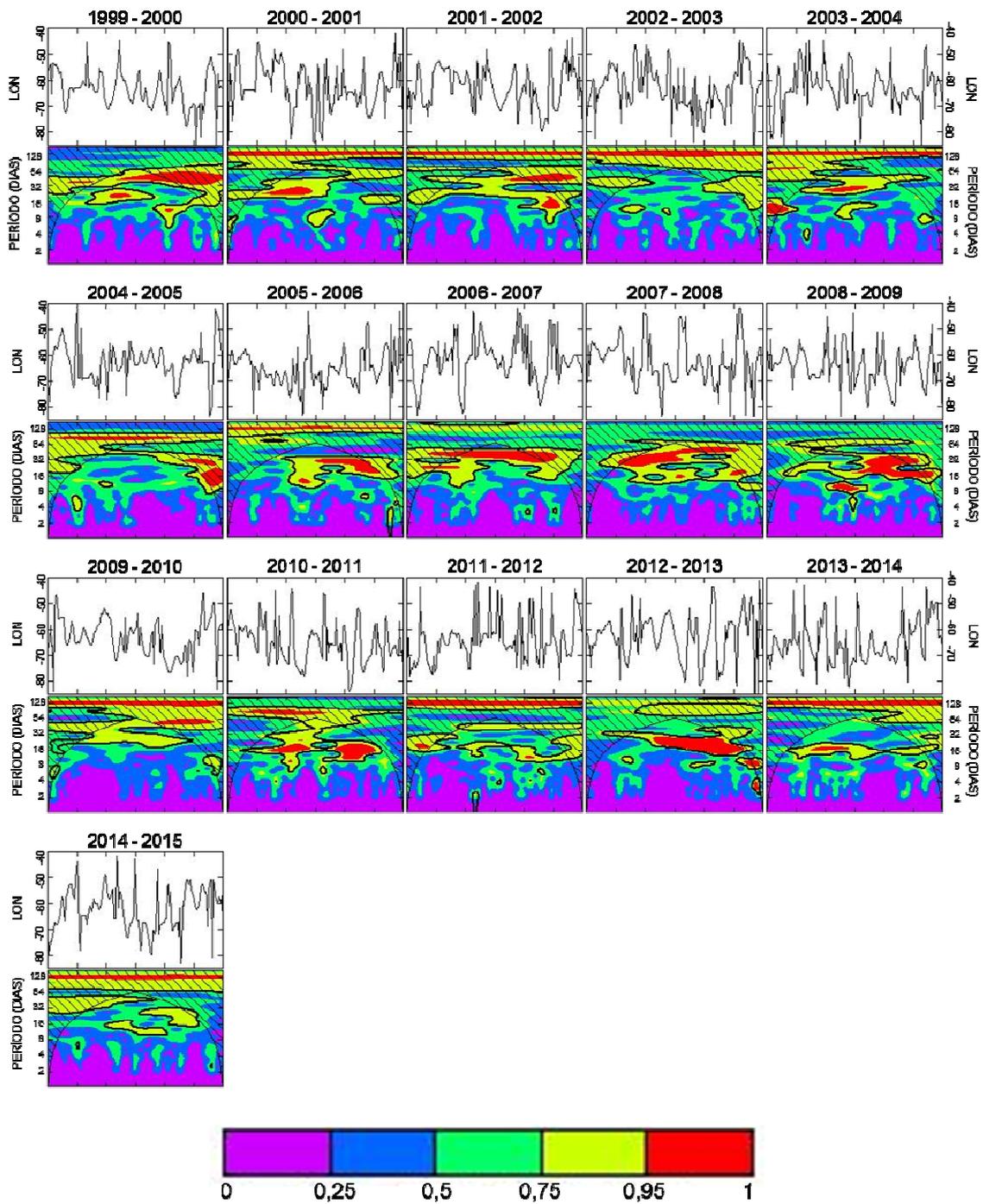


Figura 12. Continuação.

4.2. Variabilidade na escala temporal 2-10 dias

Para estudar o comportamento da AB na escala sinótica, as anomalias de função corrente e vento em 200 hPa, além de ROLE, foram filtradas para reter a variabilidade na escala temporal de 2-10 dias. Foi realizada a ACP com os campos de função corrente filtrados para a área compreendida 10°S - 20°S e 55°W - 80°W . Esta área abrange o setor onde a AB se posiciona a maior parte do tempo (Figura 10a) e uma pequena porção adicional a oeste para conseguir captar os casos em que a AB se localiza nesta região e assim diminuir a influência da região anticiclônica associada com a ZCAS localizada ao leste.

Os padrões espaciais das primeiras cinco CP são mostrados na Figura 13. O padrão espacial da primeira componente principal (CP1) tem um único núcleo negativo que predomina em toda a área (Figura 13a). Isto significa que valores positivos da CP1 estão associados às anomalias negativas de função corrente (anomalias anticiclônicas no hemisfério sul). A CP1 explica 61,8% da variância total. Segundo o critério de separação das componentes principais de North et al. (1982), a CP1 está bem separada das seguintes CPs (Figura 14). Por tal motivo, apenas foi considerada a CP1, já que captura grande parte da variabilidade na área de interesse. A Figura 14 mostra as variâncias explicadas das cinco primeiras CPs.

A CP1 obtida com os campos de função corrente filtrada na escala 2-10 dias é uma série temporal que representa o principal modo de variabilidade da função corrente na área escolhida, portanto, pode ser considerado como um indicador da variabilidade da AB na escala temporal estudada. A CP1 2-10 dias foi normalizada e utilizada para encontrar os casos que constituem as composições. Foram selecionados os dias onde a CP1 2-10 dias normalizada (CP1n2-10) foi maior que 1,7 desvios-padrão. Os dias consecutivos com valores de CP1n2-10 que satisfazem a condição são levados em conta como um caso. No total, se obtiveram 229 casos. Em cada caso, o dia com o maior valor de CP1n2-10 foi considerado como D0.

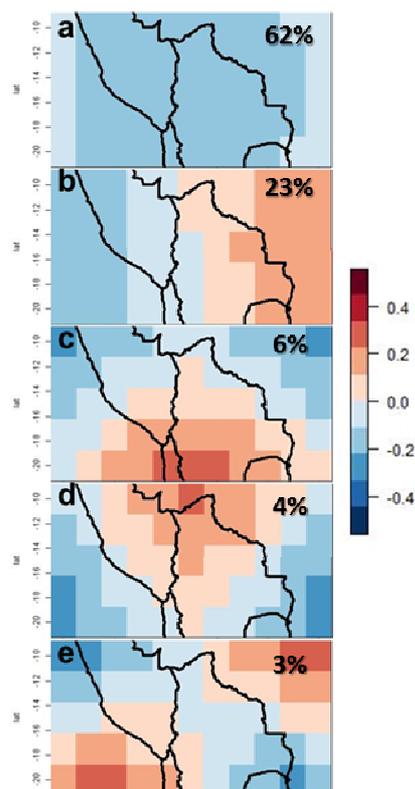


Figura 13. Padrões espaciais das 5 primeiras componentes principais de função corrente filtrada na banda 2-10 dias.

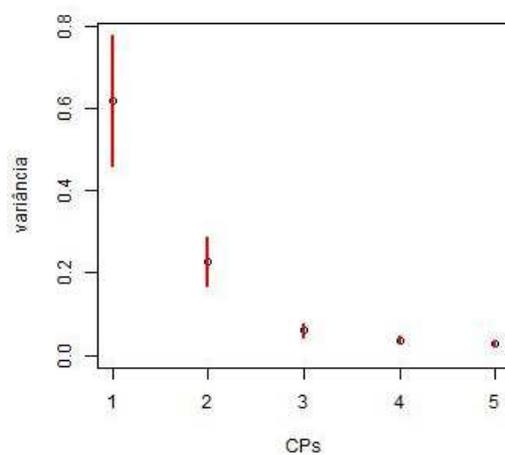


Figura 14. Variância explicada pelas primeiras 5 componentes principais.

A Figura 15 apresenta a distribuição de casos para cada mês e mostra que o mês com mais casos é abril (52 casos), enquanto, fevereiro, é o mês com o menor número de casos (30). Nesta figura pode-se notar um comportamento sazonal do número de casos associado à localização da AB (Figura 9) com exceção do mês de novembro.

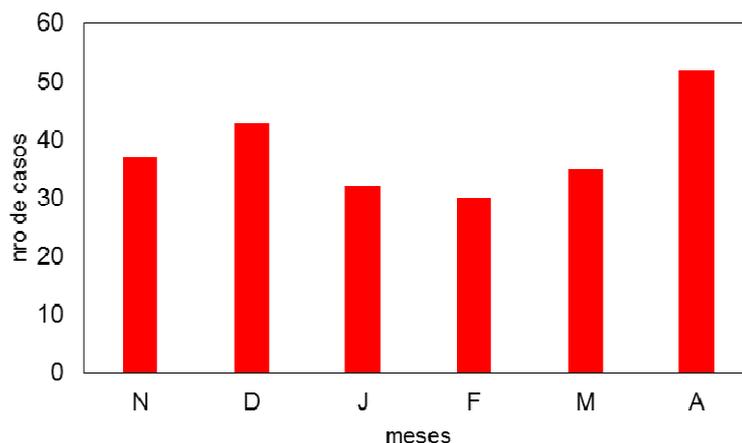


Figura 15. Números de casos para cada mês.

A Figura 16 mostra a sequência de composições das anomalias filtradas de função corrente e vento dos casos selecionados. Esta sequência de composições compreende os três dias prévios e os três dias posteriores a D0. Pode-se observar que três dias antes do dia central (D-3, Figura 16a), predominam anomalias ciclônicas na América do Sul; também, pode-se observar uma configuração de trem de ondas (núcleo ciclônico entre dois núcleos anticiclônicos) na região extratropical. Nos dias seguintes, na região tropical, se observa que os núcleos de anomalias de função corrente se deslocam para o oeste, de modo que, em D0 (Figura 16d) predominam sobre o continente anomalias anticiclônicas. Entretanto, as anomalias de função corrente com estrutura de trem de ondas se deslocam para o nordeste. Porém, esta configuração não se observa posteriormente a D0, quando também se pode observar que o núcleo anticiclônico que estava sobre o continente se desloca para oeste, de maneira que em D+3 predominam novamente as anomalias ciclônicas no continente completando a sequência em 7 dias.

Os deslocamentos para oeste de anomalias anticiclônicas intensas observados na região tropical sugerem que a AB intensa poderia ter estes movimentos dentro da escala de 2-10 dias.

A composição de D0 representa os dias com anomalias anticiclônicas intensas na área onde foi realizado a ACP e, portanto, corresponde aos dias onde a AB está intensificada na escala 2-10 dias, de modo que os deslocamentos para oeste das anomalias de função corrente na região tropical da América do Sul poderiam estar associados com os deslocamentos da AB nesta escala. Os resultados também sugerem que a chegada de um trem de ondas de Rossby pelo oeste do continente (Hoskins e

Ambrizzi, 1993) estaria associada ao estabelecimento de episódios de AB intensas, pois não se observa esta estrutura de ondas depois de D0.

A sequência de composições das anomalias filtradas de ROLE mostrada na Figura 17 revela um deslocamento da convecção para o norte. Na composição de D-3, o aumento da convecção localizada no Paraguai e sul do Brasil (D-3) atinge o oeste da Amazônia e os Andes do Peru em D-1 (Figuras 17a, 17b e 17c). Além disso, se observa supressão da convecção ao sul da região de aumento da convecção que se desloca para o norte.

Na composição de D0, a configuração das anomalias de ROLE mostra que o aumento da convecção se localiza no norte da bacia amazônica, enquanto que a supressão se situa no norte da Argentina, sul do Brasil, o Paraguai e o Uruguai (Figura 17d).

Nas composições dos dias seguintes continua a propagação para o norte das regiões de supressão de convecção. Em D+1 (Figura 17e) a inibição da convecção se estende para o noroeste posicionando-se no oeste e sul da Amazônia, enquanto que as anomalias de convecção se localizam no norte e nordeste do Brasil. Em D+1 aparecem também convecção anômala na Argentina, de maneira que a configuração das anomalias de ROLE em D+1 forma uma estrutura oposta à D-2. Nas composições dos dias seguintes (D+2 e D+3) pode-se observar que tanto as anomalias de ROLE positivas como negativas continuam deslocando-se para o norte (Figuras 17f e Figura 17g).

Este padrão das anomalias de ROLE aparece devido ao trem de ondas de Rossby extratropical-tropical que ingressa no continente e que está associado a incursões de ar de latitudes medias que chegam na América do Sul (Garreaud e Wallace 1998). A convecção anômala ao se aproximar da Amazônia favorece as anomalias anticiclônicas que depois se propagam para o oeste, o que contribui para a intensificação da AB. A supressão de convecção gera o efeito contrário propiciando anomalias ciclônicas. Deste modo a configuração de anomalias de função corrente resulta semelhante àquela dos dias prévios da intensificação da AB, completando um ciclo em aproximadamente 7 dias.

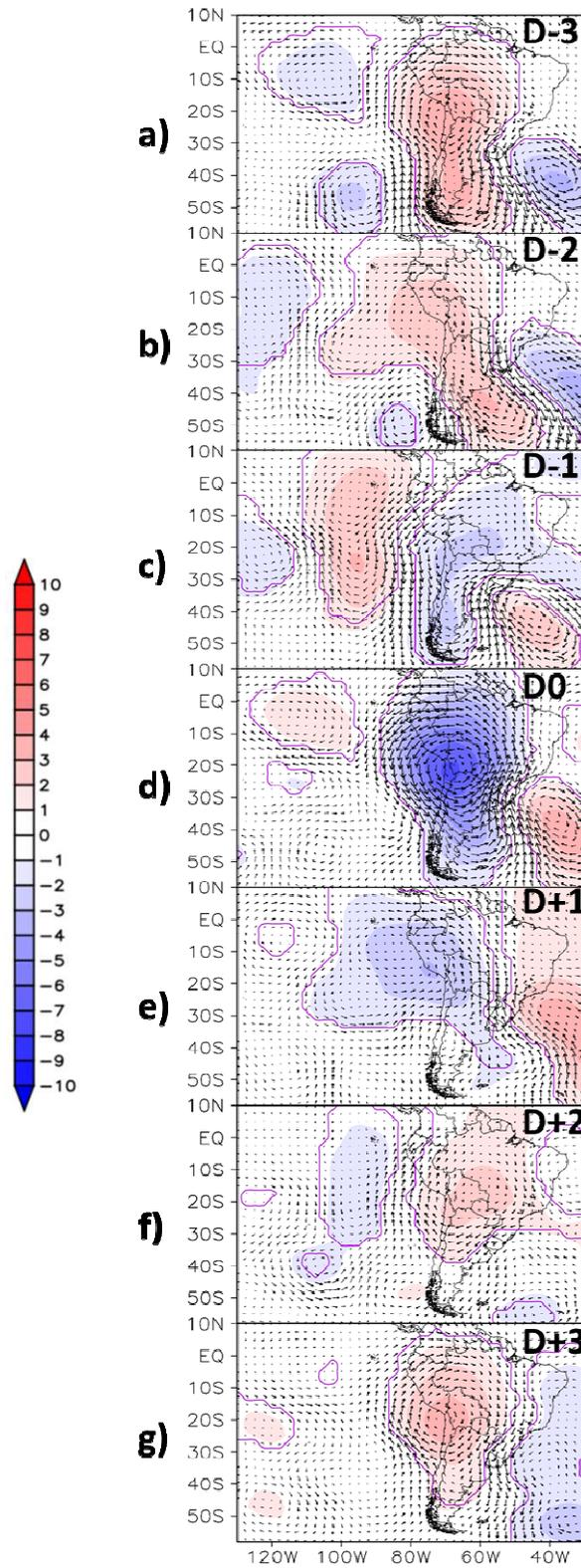


Figura 16. Composições das anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) filtradas em 2-10 dias dos casos selecionados para D-3, D-2, D-1, D0, D+1, D+2, D+3. Áreas dentro dos contornos e os vetores destacados são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%.

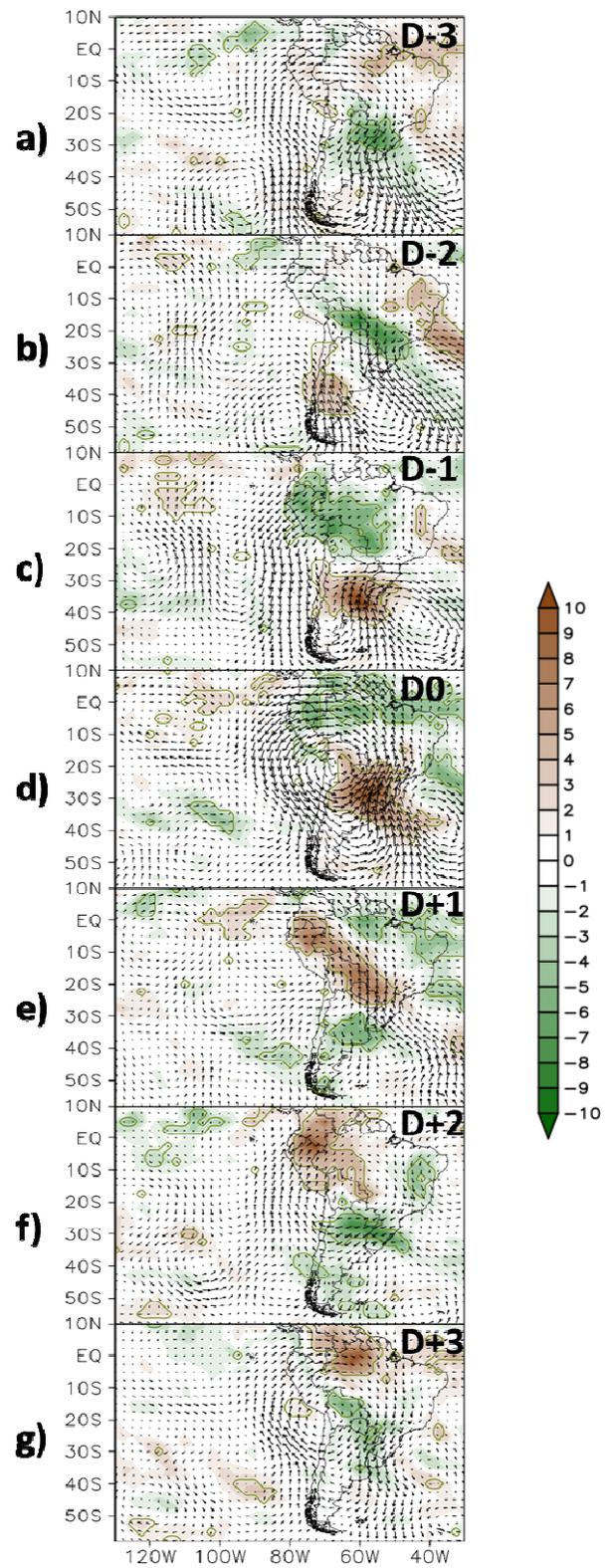


Figura 17. Composições de anomalias de vento e ROLE (Wm^2) filtradas em 2-10 dias dos casos selecionados para D-3, D-2, D-1, D0, D+1, D+2, D+3. Áreas dentro dos contornos e os vetores destacados são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%.

Lenters e Cook (1999) indicam que as precipitações nos Andes centrais podem favorecer o deslocamento da AB para sudoeste da sua posição normal. Isto concorda com a convecção anômala nos Andes do sul do Peru e norte do Chile observadas em D-1 e D0 (Figuras 17c e 17d), fato que poderia favorecer as anomalias anticiclônicas observadas em D0 e D+1 (Figuras 17d e 17e).

4.3. Variabilidade na escala temporal 10-30 dias

A escala de tempo intrassazonal foi dividida em dois: intrassazonal curta (10-30 dias) e intrassazonal longa (30-90 dias). Nesta seção a análise está focada na escala intrassazonal curta. Existem evidências de que, nesta escala, a variabilidade atmosférica das regiões subtropicais e extratropicais pode ter um papel na circulação atmosférica da América do Sul (Vera et al., 2018), portanto, poderia modular o comportamento da AB.

Para conhecer a variabilidade da AB na banda de 10-30 dias foram feitas composições que mostram a evolução das anomalias de função corrente filtradas nesta escala. Para isso se calculou as CPs desta variável na mesma área que no caso da banda 2-10 dias e se utilizou a CP1 para a seleção dos casos, pois a CP1 explica 67% da variância total e possui um padrão espacial com um único núcleo de valores negativos (Figura 18a). Segundo o método de separação de componentes principais de North et al. (1982), a primeira componente está suficientemente separada das outras, por isso e pela quantidade de variância explicada, será utilizada unicamente a CP1 na elaboração das composições. As configurações espaciais das cinco primeiras CP podem ser observadas na Figura 18, enquanto a Figura 19 mostra a variância explicada de cada CP.

Nesta escala temporal, foram selecionados os casos em que o CP1 da banda 10-30 normalizado ($CP1_{n10-30}$) foi maior que 1 por pelo menos 5 dias consecutivos. No total, se encontraram 108 casos. Os meses com maior número de casos foram novembro e abril com 20 e 27, respectivamente. Em janeiro e fevereiro foram observados os menores números de casos, com 12 e 13 respectivamente. Pode-se notar um comportamento sazonal do número de casos que concorda com a variabilidade das latitudes do centro da AB, ou seja, os meses com menor número de casos são os meses onde a AB se localiza em média levemente ao sul da área onde foi realizado a ACP. A Figura 20 mostra os números de casos para cada mês.

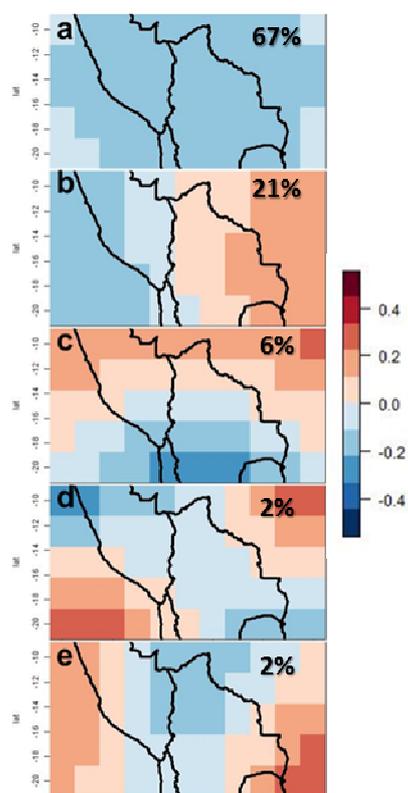


Figura 18. Padrões espaciais das componentes principais de função corrente filtrada na banda 10-30 dias.

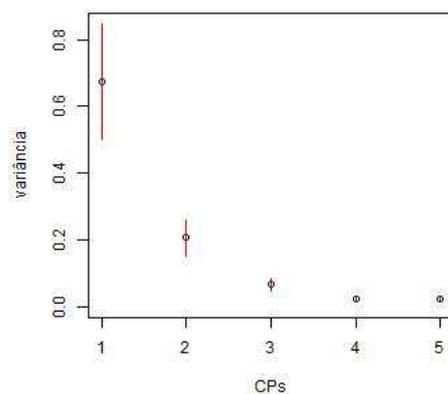


Figura 19. Variância explicada pelas primeiras 5 componentes principais.

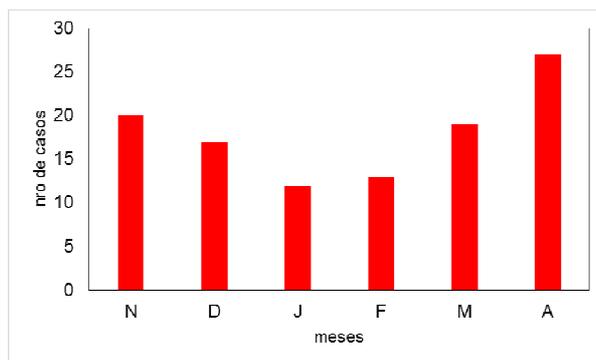


Figura 20. *Números de casos para cada mês.*

A Figura 21 mostra a sequência das composições das anomalias filtradas na banda 10-30 dias da função corrente e de vento dos casos selecionados. Na composição de D0 foram considerados os dias com o maior valor de CP1 normalizada para cada caso. Para obter a sequência foram considerados as composições dos 8 dias anteriores e dos 8 dias posteriores a D0. A figura 21 mostra a sequência composições a cada dois dias (D-8, D-6, D-4, D-2, D0, D+2, D+4, D+6, D+8).

Na composição de D-8, é possível observar anomalias ciclônicas ao redor da área utilizada para o cálculo das CPs. Estas anomalias ciclônicas se estendem por grande parte de América do Sul (Figura 21a) e se deslocam para o sudoeste em D-6, ao mesmo tempo em que se estendem para o Atlântico. Além disso, aparece um núcleo anticiclônico no Pacífico Sul ao redor de 50°S e 110°W (Figura 21b).

Na composição de D-4, os núcleos de anomalias de função corrente formam uma estrutura de trem de ondas extratropical-tropical no sudeste do Pacífico que atinge a América do Sul (Figura 21c). Em D-2 (Figura 21d), as anomalias anticiclônicas do continente se intensificam e abrangem grande parte do centro-norte da América do Sul. Já na composição de D0 (Figura 21e) há um núcleo zonal anticiclônico que predomina em grande parte do continente e se forma uma estrutura contrária de D-8. A partir de D0 a sequência é semelhante àquela das composições anteriores, porém, com os sinais trocados.

Em D+2, o núcleo anticiclônico se desloca para o sudoeste, ao tempo, que se estende para o Atlântico. Em D+4 se mostra uma configuração de trem de ondas de Rossby com os sinais opostos em relação a D-4. Em D+6 e D+8 o ciclone sobre o continente se intensifica, de maneira que a configuração das anomalias de função corrente em D+8 é semelhante à D-8. Portanto, pode-se observar um ciclo de

aproximadamente 16 dias nas anomalias filtradas de função corrente que modulam o comportamento da AB.

Estes resultados sugerem que os núcleos de anomalias de função corrente no centro do continente se deslocam para sudoeste e para sudeste. O deslocamento para sudoeste das anomalias anticiclônicas poderiam favorecer a intensificação da AB no Oceano Pacífico em frente à costa do norte do Chile e sul do Peru. Por outro lado, as anomalias em regiões extratropicais e o padrão de ondas de Rossby (Figuras 21c e 21g) sugerem que os eventos de AB intensa nesta escala temporal poderiam estar associados com este tipo de perturbações.

A sequência das composições de anomalias de ROLE é mostrada na Figura 22. Na composição de D-8, pode-se observar supressão da convecção no centro/oeste do Brasil, no norte do Peru e no Equador (Figura 22a). Em D-6, esta supressão da convecção se reduz no Peru e sudeste brasileiro, no entanto aumenta no norte de Argentina e no Paraguai. De este modo se forma um dipolo de convecção entre o sudeste do Brasil e o norte da Argentina (Figura 22b). No D-4 o aumento da convecção do norte da Argentina se desloca para o norte e se intensifica (Figura 22c). Na composição de D-2 pode-se notar que a convecção se intensifica ainda mais e se expande atingindo o Peru formando uma faixa de convecção de orientação noroeste/sudeste (Figura 22d). Já em D0 (Figura 22e) esta faixa se estende em direção ao Atlântico. Em D+2 (Figura 22f), as áreas de convecção anômala se limitam ao Peru e sudeste do Brasil, em D+4 (Figura 22g) apenas no sudeste brasileiro e em D+6 (Figura 22h) predomina a supressão de convecção.

No presente trabalho, mesmo a partir dos campos de função corrente na região da AB, foram encontradas estruturas de dipolo no sudeste do Brasil e norte da Argentina (Figuras 22b e 22f) associadas ao trem de ondas extratropicais, assim como mostrado por Liebmann et al. (1999) e Gonzalez e Vera (2014) que estudaram a convecção no verão em escalas temporais semelhantes. Porém, nesses estudos não se observa anomalias significativas de função corrente nem ROLE em regiões tropicais. O fato de encontrar estes padrões no presente estudo para a banda 10-30 dias sugere que a variabilidade da AB nesta escala temporal poderia estar associada ao trem de ondas que ajuda as incursões de convecção em regiões tropicais que, por sua vez, favorecem as anomalias anticiclônicas.

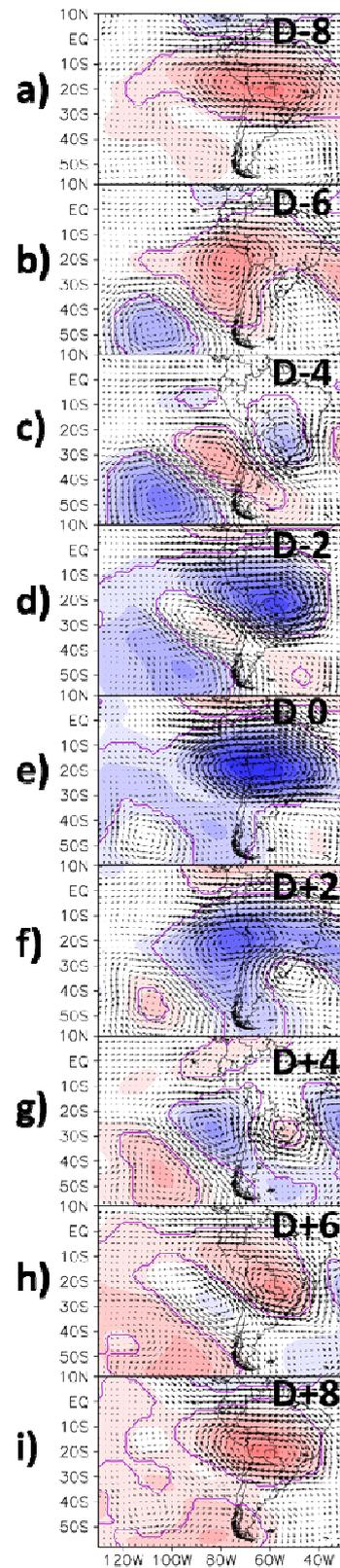


Figura 21. Composições das anomalias de vento e função corrente ($10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) filtrados em 10-30 dias dos casos selecionados para D-8, D-6, D-4, D-2, D0, D+2, D+4, D+6, D+8. Áreas dentro dos contornos e os vetores destacados são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%.

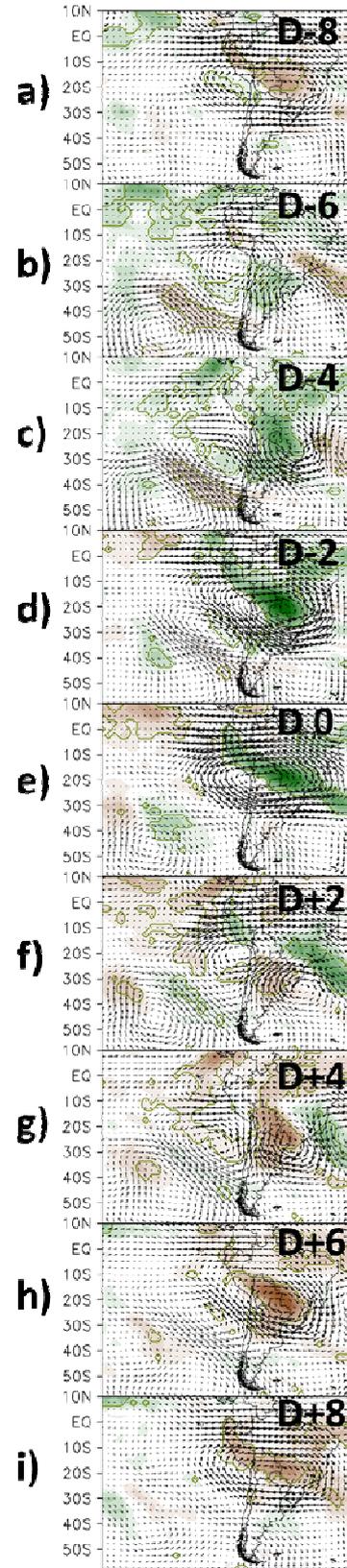


Figura 22. Composições das anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) filtrados em 10-30 dias dos casos selecionados para D-8, D-6, D-4, D-2, D0, D+2, D+4, D+6, D+8. Áreas dentro dos contornos e os vetores destacados são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%.

Além disso, os deslocamentos das anomalias de função corrente para o sudoeste permitem um dipolo de convecção no Peru e norte da Argentina, os quais podem ser observados nas Figuras 22b e 22f.

4.4. Variabilidade na escala temporal 30-90 dias

A escala temporal de 30-90 dias, também referida como intrassazonal longa é a escala na qual predomina a OMJ. Para compreender melhor o comportamento da AB nesta escala temporal foram calculadas as CPs com os campos de anomalias de função corrente filtrados na banda 30-90 dias na mesma área que foi utilizada para as bandas 2-10 dias e 10-30 dias. O padrão espacial da CP1 mostra valores negativos na área onde foi calculada (Figura 23). A CP1 explica 82% da variância total enquanto a CP2 apenas explica 10% (Figura 24). A Figura 23 mostra os padrões espaciais das primeiras cinco CPs. Utilizou-se apenas a CP1 para realizar as composições porque se encontra bem separada das outras segundo o critério de North et al. (1982).

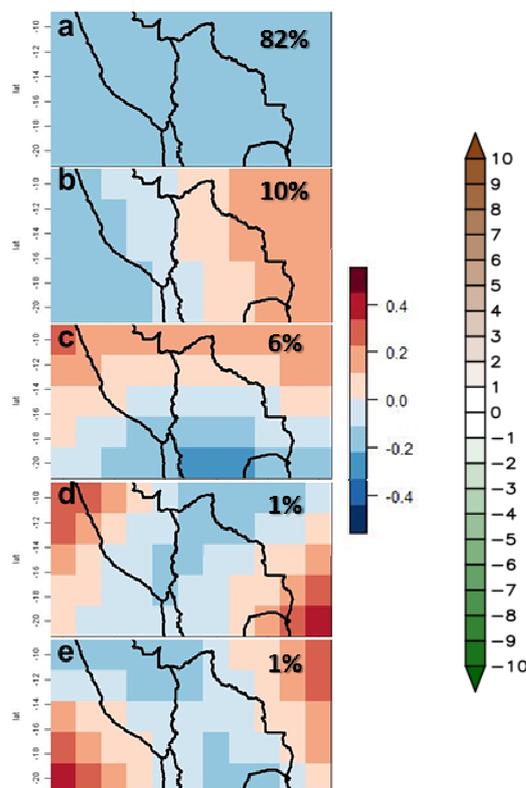


Figura 23. Padrões espaciais das componentes principais de função corrente filtrada na banda 30-90 dias.

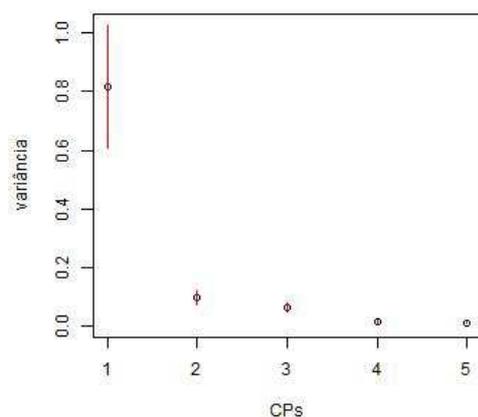


Figura 24. Variância explicada pelas primeiras 5 componentes principais.

Para a elaboração das composições foram selecionados os casos que a CP1 normalizada (CP1n30-90) supera o valor 1. Os dias consecutivos que cumprem com este critério são levados em conta como um único caso. No total se encontraram 89 casos. Em cada caso, o dia com o maior valor de CP1n30-90 é considerado como D0. O mês que teve mais casos é janeiro com 17 casos, em contrapartida, fevereiro é o mês com menos casos com 10. Na Figura 25 pode ser observado o número de casos para cada mês.

A Figura 26 mostra o número de vezes que os casos considerados para a composição de D0 acontecem em cada uma das fases da OMJ segundo os índices RMM1 e RMM2. O maior número de casos aconteceu na fase 2 com 26 casos. Na fase 3 ocorreram 20 casos e 15 na fase 1. Nesta figura pode se observar que a maioria dos casos estão nas primeiras 3 fases. 73% dos casos estão nestas fases. Portanto, o dia central dos casos (D0) está associado com a fase 2 da OMJ.

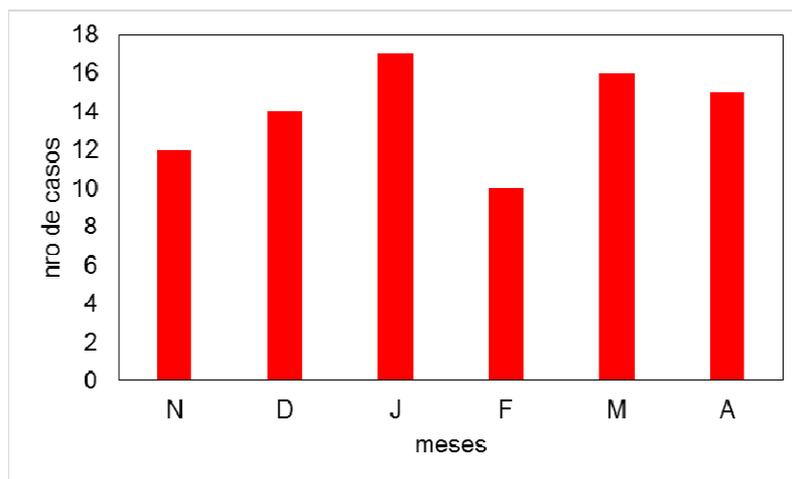


Figura 25. Números de casos para cada mês.

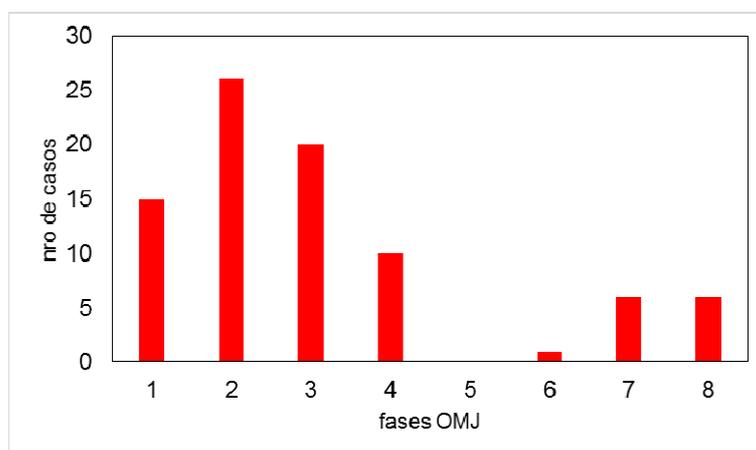


Figura 26. Números de casos para cada fase da OMJ segundo os índices RMM.

Na Figura 27, pode-se observar a sequência das composições de anomalias de função corrente de 25 dias antes até 25 dias depois de D0 a cada 5 dias. No começo da sequência (D-25, D-20, D-15) predominam as anomalias ciclônicas na região tropical da América do Sul que se enfraquecem (Figuras 27a, 27b, 27c), de modo que, em D-10, as anomalias de função corrente são quase neutras (Figura 27d). A partir de D-5 se intensificam as anomalias anticiclônicas até D+5 (Figuras 27e, 27f, 27g). Nos dias seguintes, em D+10, D+15, D+20, D+25, as anomalias anticiclônicas se desintensificam e se intensificam as anomalias ciclônicas (Figuras 27h, 27i, 27j, 27k).

Esta evolução de anomalias de função corrente mostra um ciclo de aproximadamente 50 dias, no qual os períodos com predomínio das anomalias

anticiclônicas favorecem a AB. Nota-se nas composições de D+5 e D+10 um núcleo de anomalias anticiclônicas no oceano Pacífico frente das costas do norte do Chile e sul do Peru que poderia ajudar ao estabelecimento da AB nessa região. Também é possível notar na sequência das composições, um núcleo de anomalias de função corrente no oceano Pacífico entre as latitudes 30°S e 40°S e entre as longitudes 90°W e 120°W. Este núcleo concorda com as estruturas de ondas de Rossby que se propagam por latitudes médias na escala de 30-90 dias (Mo e Higgins, 1998; Grimm, 2019).

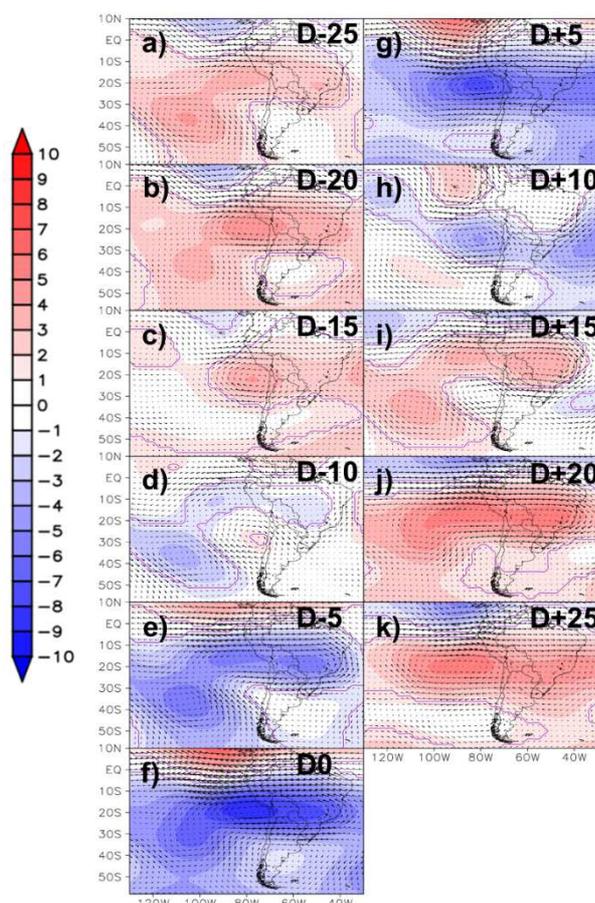


Figura 27. Composições das anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) filtrados em 30-90 dias dos casos selecionados para D-25, D-20, D-15, D-10, D-5, D0, D+5, D+10, D+15, D+20, D+25. Áreas dentro dos contornos e os vetores destacados são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%.

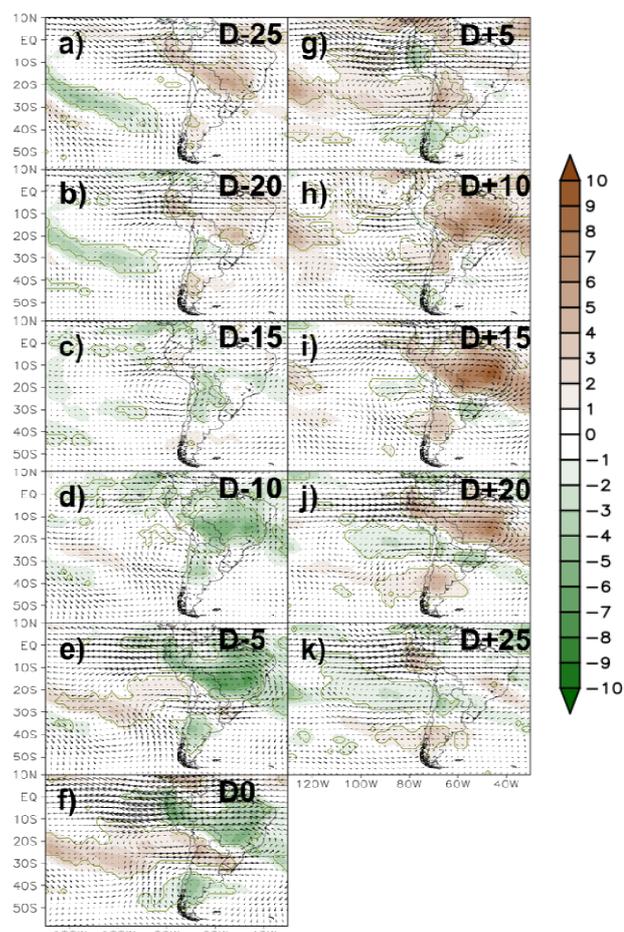


Figura 28. Composições das anomalias de vento e ROLÉ (Wm^{-2}) filtrados em 30-90 dias dos casos selecionados para D-25, D-20, D-15, D-10, D-5, D0, D+5, D+10, D+15, D+20, D+25. Áreas dentro dos contornos e os vetores destacados são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%.

Nas composições de ROLE, em D-25 (Figura 28a), se observa uma zona de supressão da convecção que abrange o centro da América do Sul, o Peru e o Equador. Cinco dias depois (D-20, Figura 28b) as áreas de convecção suprimida diminuem, enquanto a convecção aumenta levemente no Norte da Argentina e norte da Colômbia, formando-se um dipolo entre o norte da Argentina e sul do Brasil. Nas composições dos dias posteriores (D-15, D-10; Figuras 28c, 28d) a convecção anômala se incrementa, enquanto a supressão da convecção desaparece. No dia D-5 (Figura 28e) a convecção se intensifica. Na composição de D0 aparece um padrão com duas regiões com convecção anômalas: uma no sul do continente e a outra região no norte do Peru e centro-norte-leste do Brasil. Aparecem, também, duas regiões de convecção suprimida, uma que compreende os Andes centrais, o norte de Argentina e o sul do Brasil; e a outra região na Venezuela e no norte da Colômbia (Figura 28f). De maneira análoga aos primeiros dias da sequência, mas com o sinal oposto, nas composições de D+5 e D+10, se mostra que a convecção se reduz, enquanto as áreas de supressão da convecção se estendem (Figuras 28g, 28h). Para D+15 a convecção anômala apenas abrange o sul do Brasil e o Uruguai (Figura 28i). Porém, já para D+20 e D+25 o aumento da convecção se estende abrangendo o sul do Brasil, o norte de Argentina e norte do Chile, assim como a Colômbia e a Venezuela, no norte do continente, enquanto diminuem as áreas de supressão de convecção que predominavam no continente (Figuras 28j e 28k).

Na região tropical, as anomalias anticiclônicas que favorecem a AB estão relacionadas com o padrão de aumento da convecção observado, e com a supressão de convecção com anomalias ciclônicas. Porém, estas anomalias de função corrente têm um formato extenso e zonal devido à área escolhida para a ACP utilizada para a seleção dos casos, já que a composição contém casos com anomalias de função corrente no oceano Pacífico e casos com anomalias sobre o continente.

A evolução encontrada das composições é consistente com o ciclo de vida da OMJ (Hendon e Salby, 1994). Por isso, com o objetivo de comparar estas composições com as fases RMM da OMJ, foram realizadas composições para cada uma das subfases da OMJ (cada fase da OMJ foi dividida em três subfases).

A Figura 29 mostra as composições das anomalias filtradas de função corrente para cada subfase da OMJ. Cabe acrescentar que a utilização das subfases ajuda a melhorar a resolução temporal da evolução da OMJ, o que fornece maior detalhamento e que poderia ser bastante útil na previsão de tempo.

Os resultados mostram que as composições D-25, D-20, D-15, D+15, D+20 e D+25 são semelhantes às fases 5, 6 e 7 da OMJ, que são as fases em que predominam as anomalias ciclônicas. Por outro lado, D-10, D-5, D0, D+5 e D+10, onde predominam as anomalias anticiclônicas, são semelhantes às fases 1, 2 e 3. Porém, o núcleo anticiclônico em D-5, D0, D+5 está mais próximo aos Andes que nas fases 1, 2 e 3. Isto favorece a intensificação da AB em posições ao leste e ao oeste da sua posição climatológica nestas fases.

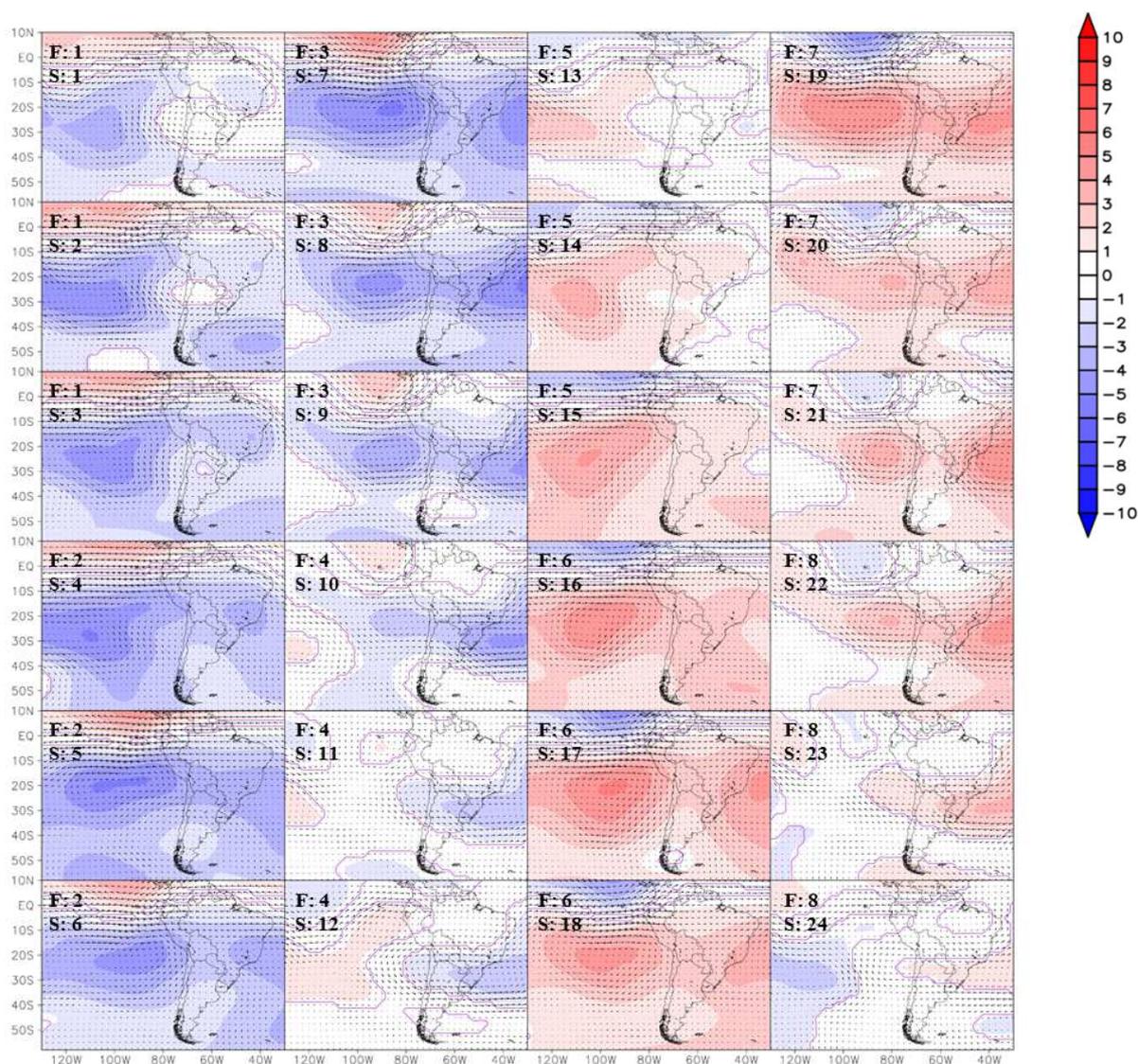


Figura 29. Composições das anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) filtrados em 30-90 dias para as 24 subfases de OMJ segundo o índice RMM. Áreas dentro dos contornos e os vetores destacados são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%.

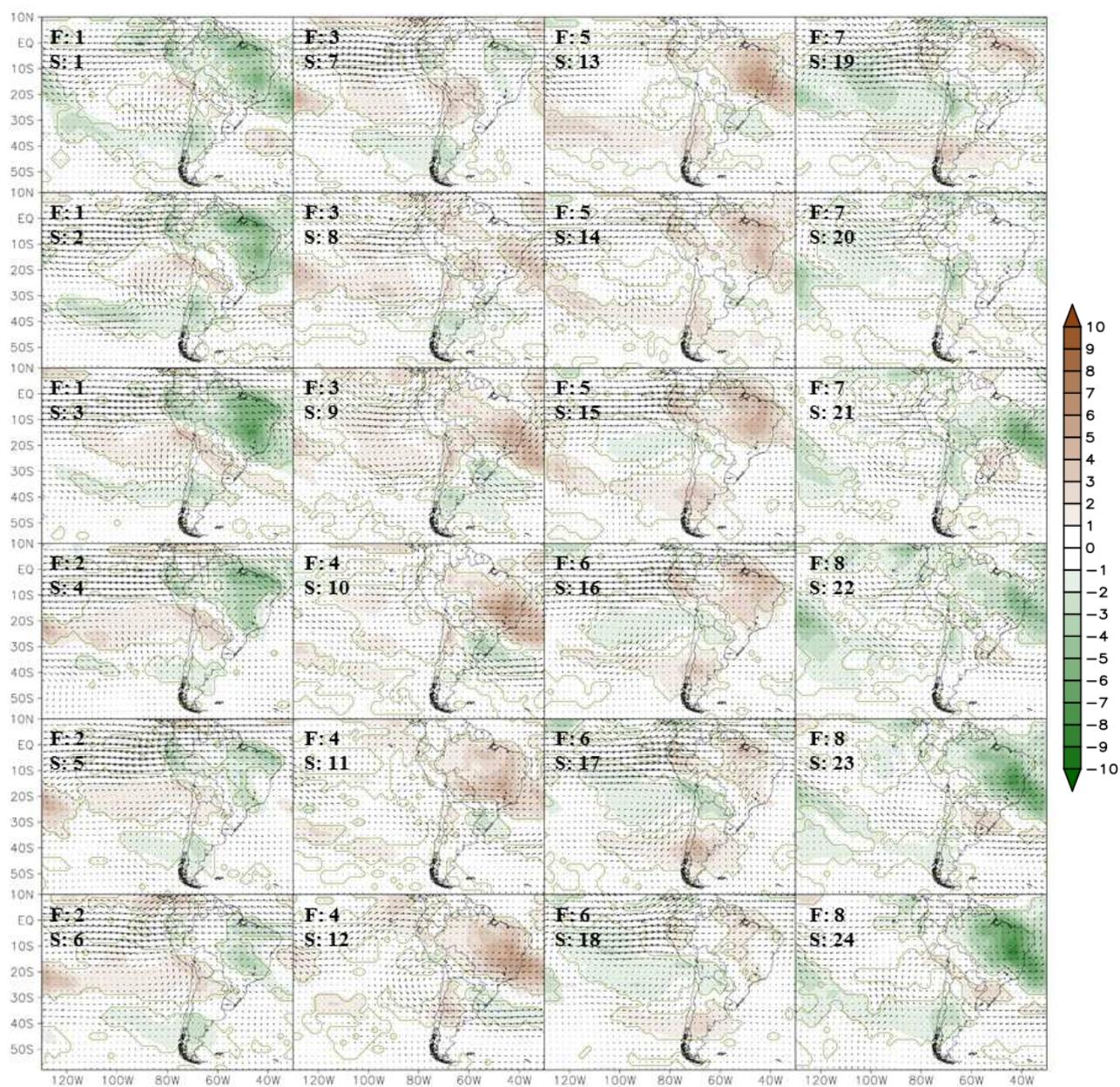


Figura 30. Composições das anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) filtrados em 30-90 dias para as 24 subfases de OMJ segundo o índice RMM. Áreas dentro dos contornos e os vetores destacados são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%.

A Figura 30 mostra as composições das anomalias de ROLE para cada uma das subfases OMJ; pode-se observar sua semelhança com a sequência da Figura 28, porém, as anomalias de ROLE são mais intensas nos Andes.

Existem estudos que indicam que, durante o verão do hemisfério sul, as fases que mais impactam na convecção na ZCAS são as fases 8 e 1 (Alvarez et al., 2015; Hirata e Grimm 2016; Grimm 2019). Isto pode ser notado também nas composições das subfases (Figura 30), porém as fases que mais favoreceriam a AB são as fases 1,2 e 3 que são fases posteriores. Isto poderia ser devido ao fato que a convecção na região das ZCAS nas fases 8 e 1 liberaria calor latente e geraria perturbações que incrementariam as anomalias anticiclônicas, as quais se propagariam para oeste favorecendo a circulação da AB e um padrão de dipolo com aumento da convecção no Peru e supressão no norte do Chile observado nas composições das anomalias de ROLE das fases 1 e 2 (Figura 30). Isto se deve ao fato que AB mais intensa favorece o fluxo do leste na alta e meia troposfera e transporta a umidade necessária para a convecção nos Andes do centro e norte do Peru, favorecendo o fluxo mais seco do oeste nos níveis altos e meios sobre o Altiplano que suprimiria a convecção.

Um possível mecanismo para explicar os resultados da AB nas três bandas estudadas é o seguinte: as perturbações de latitudes médias interferem na distribuição das anomalias de ROLE no centro-leste de América do Sul. Esta convecção anômala libera calor latente na meia troposfera gerando perturbações na alta troposfera em forma de anomalias anticiclônicas que se propagam para oeste como ondas Rossby equatoriais (Silva Dias et al., 1983) favorecendo a circulação da AB, que por sua vez, modifica os campos de anomalias de ROLE.

4.5. Estudos de caso

Esta seção visa analisar a contribuição de cada banda temporal na configuração da AB em dois eventos específicos dentro do verão austral de 2013. Este verão em particular foi escolhido devido à alta energia nas escalas intrassazonais das ondeletas das séries de latitude e longitude do centro da AB (Figuras 7 e 8), o que indica maiores deslocamentos zonais e meridionais da AB nessas escalas temporais.

A Figura 31 mostra as séries temporais de CP1n2-10, CP1n10-30 e CP1n30-90 para o período escolhido (01/01/2013 - 31/03/2013) junto com a somatória destas três séries. O primeiro caso foi analisado em torno do dia 03/02/2013, dia em que a somatória das três CP1 normalizadas alcançou o maior valor (Figura 31). Em contrapartida, o segundo caso foi ao redor de 14 de março 2013, em que a somatória teve o menor valor. Desta maneira, espera-se avaliar situações em que as contribuições de todas as bandas estejam em fase, porém em sentidos opostos.

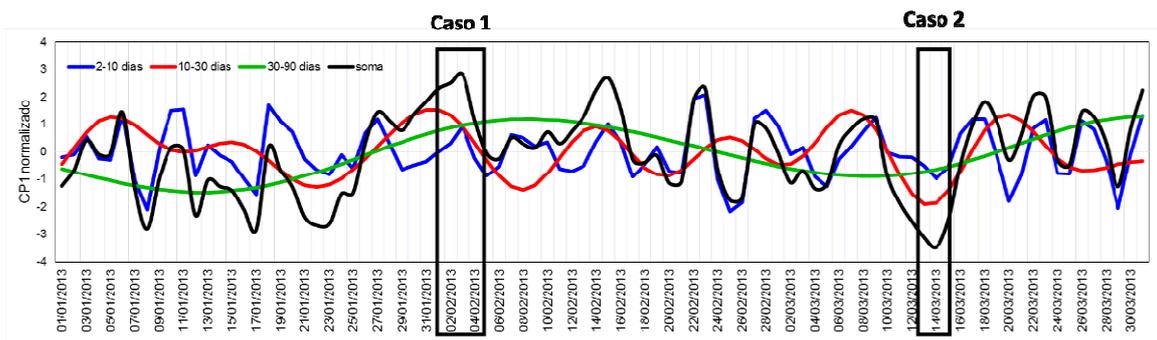


Figura 31. Séries temporais de CP1 normalizado 2-10 dias (linha azul), 10-30 dias (linha vermelha), 30-90 dias (linha verde) para o período de 01 de janeiro a 31 de março de 2013.

Em cada caso foram analisadas as sequências temporais dos campos de anomalias de função corrente, vento e ROLE filtradas em cada uma das três bandas utilizadas neste estudo. Também foram analisadas as anomalias de função corrente, ROLE e os campos de vento sem filtrar em 200 hPa. Finalmente, se compararam as imagens de satélite para os dias centrais de ambos os casos.

4.5.1. Caso 1: Centralizado no dia 3 de fevereiro 2013

4.5.1.1. Escala temporal 2-10 dias

A análise na banda 2-10 dias do primeiro caso cobre um período de 7 dias, ou seja, os três dias anteriores e os três dias posteriores do 3 de fevereiro 2013. Na Figura 31, pode-se observar que nesses 7 dias a CP1 normalizada 2-10 dias (linha azul) aumenta desde o 31 de janeiro 2013 até atingir o máximo o dia 3 de fevereiro 2013 para depois diminuir.

A Figura 32 contém a sequência dos campos das anomalias filtradas na banda 2-10 dias de função corrente em 200 hPa, desde o 31 de janeiro até o 6 de fevereiro 2013. Pode-se observar deslocamentos para oeste das anomalias de função corrente na região central da América do Sul (entre 20°S e 30°S), tal como ocorre nas composições.

Pode-se observar, no dia 31 de janeiro 2013 (Figura 32a), a presença de anomalias ciclônicas sobre o Paraguai. Estas anomalias ciclônicas se localizam perto da região onde foram calculadas as componentes principais, o que concorda com o valor negativo da CP1n2-10 este dia.

Nos dias 1 e 2 de fevereiro, enquanto o valor do CP1n2-10 foi-se incrementando (Figura 31, linha azul), as anomalias ciclônicas na área central da América do Sul (entre as latitudes 10°S e 30°S) se deslocaram para oeste. Enquanto, em latitudes médias, as anomalias de função corrente formaram uma estrutura de onda de Rossby que ingressaram ao continente pelo lado sul abrangendo o sudoeste do Oceano Atlântico (Figuras 32b e 32c).

No dia 2 de fevereiro, as anomalias anticiclônicas do trem de ondas alcançaram o sul do Brasil (figura 32b) e no dia 3 de fevereiro 2013, ao sudeste. Estas anomalias anticiclônicas estenderam-se pelos territórios do Paraguai, da Bolívia, do Chile e do norte da Argentina, abrangendo o Oceano Pacífico em frente à costa do Chile (Figura 32c). Portanto, o predomínio das anomalias anticiclônicas na região da AB concorda com o pico do CP1n2-10.

Nos dias seguintes, estas anomalias anticiclônicas continuam deslocando-se para oeste, entretanto, em latitudes médias o trem de ondas continuou deslocando-se para o nordeste. Nos dias 5 e 6 de fevereiro na região central da América do Sul existem anomalias ciclônicas associadas aos valores negativos de CP1n2-10. Deste modo, pode-se notar como o valor da CP1n2-10 está associado ao deslocamento das anomalias anticiclônicas na região central da América do Sul como nas composições. As anomalias de função corrente chegaram ao sudeste do Brasil através das ondas de Rossby, porém as anomalias anticiclônicas não atingiram a região tropical da América do Sul onde predominavam anomalias ciclônicas.

Na Figura 33, que contém as anomalias de ROLE filtradas na banda 2-10 dias, pode-se observar o ingresso de uma banda de convecção anômala associada ao trem de ondas observado nas anomalias de função e que se deslocou do sul do continente e

chegou ao sul-sudeste do Brasil e à Bolívia no dia 3 de fevereiro (Figura 33d), porém não ingressou completamente na região amazônica como ocorre nas composições (Figuras 33e, 33f e 33g).

A sequência das anomalias de função corrente e ROLE na escala 2-10 do primeiro caso mostra um comportamento semelhante às composições, porém as estruturas de latitudes médias estão desfasadas com respeito às estruturas de latitudes tropicais.

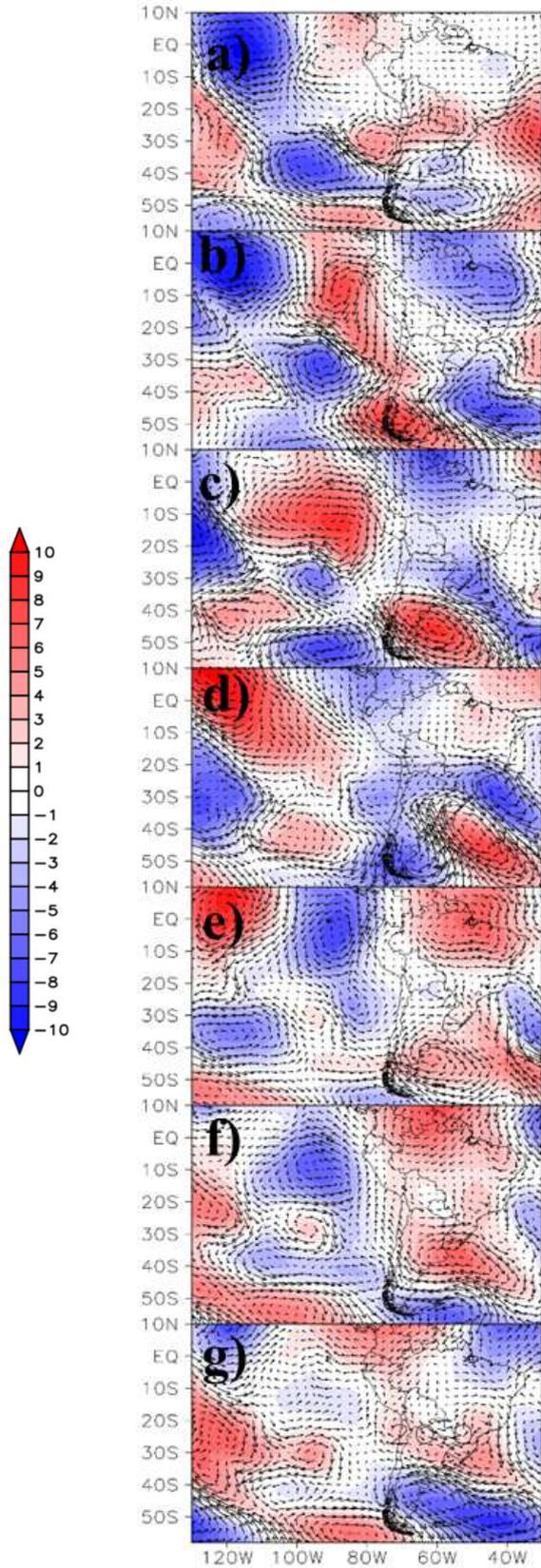


Figura 32. Anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) filtrados em 2-10 dias, de 31 de janeiro a 06 de fevereiro de 2013.

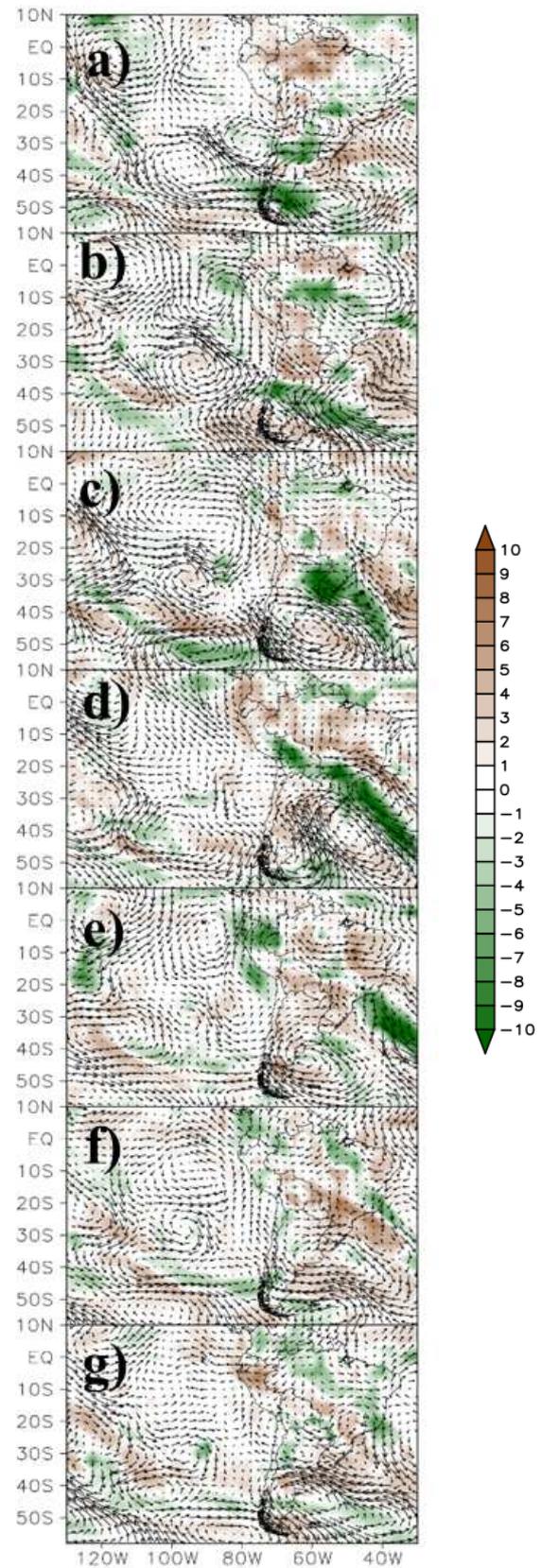


Figura 33. Anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) filtrados em 2-10 dias, de 31 de janeiro a 06 de fevereiro de 2013.

4.5.1.2. Escala temporal 10-30 dias

A análise do caso 1 na escala temporal 10-30 dias considerou um período maior que na escala 2-10 dias, devido à variação de menor frequência nesta escala. Foram considerados os 9 dias anteriores e os 9 dias posteriores do dia de interesse, ou seja, desde o 25 de janeiro até o 12 de fevereiro. A variação da $CP1n10-30$ durante este período pode ser observada na Figura 31 (linha vermelha). No dia 25 de janeiro a $CP1n10-30$ tem um valor negativo. Nos dias seguintes se incrementa até atingir o pico o dia 31 de janeiro para depois diminuir até o dia 9 de fevereiro.

A Figura 34 mostra a sequência a cada três dias do período analisado das anomalias de função corrente e vento em 200 hPa filtradas na banda 10-30 dias. Na Figura 34a (25 de fevereiro), podem ser observados dois núcleos de anomalias de função corrente sobre o continente, no lado leste, as anomalias foram anticiclônicas, enquanto ao oeste, ciclônicas. Nos dias seguintes, ambas as anomalias foram se intensificando e deslocando-se levemente para o sul (Figuras 34b). Nos dias posteriores estas anomalias se deslocaram para oeste, de modo que em 31 de janeiro, dia com maior valor de $CP1n10-30$, as anomalias anticiclônicas predominam em grande parte da América do sul, abrangendo regiões do sul do Brasil, Peru, Paraguai e Bolívia, favorecendo a intensificação da AB nessa região (Figura 34c) de maneira semelhante ao D0 das composições. Nos dias seguintes estas anomalias continuaram se deslocando para oeste e no dia 3 de fevereiro, dia central do estudo de caso, as anomalias de função corrente tiveram uma configuração contrária ao dia 25 de janeiro, ou seja, as anomalias ciclônicas se configuraram ao leste do continente, enquanto no lado oeste se localizaram as anomalias anticiclônicas (Figura 34d). Nos dias posteriores as anomalias continuam se deslocando para o oeste, de modo que em 9 de fevereiro predominam as anomalias ciclônicas sobre a região central do continente, por isso que esse dia o valor da $CP1n10-30$ é mais negativo, favorecendo o enfraquecimento da AB.

Em relação às latitudes medias, pode-se observar na Figura 34 a estrutura de ondas de Rossby que se desloca para leste e que ingressa no continente, mas são mais amplificadas que na escala temporal 2-10 dias. Este comportamento das ondas se vê refletido nas anomalias de ROLE mostradas na Figura 35.

Em resumo, na escala temporal 10-30 dias, na região entre os 10°S-40°S, as anomalias de função corrente se deslocaram para oeste e quando chegaram no Pacífico se deslocaram levemente para o sul. Em latitudes maiores (40°S-60°S) as anomalias de função corrente se deslocaram para leste tal como é observado nas composições. Muitos dias mostraram-se semelhantes às composições, principalmente com as fases D-4 e D+4.

Ao contrário das composições, onde os núcleos de anomalias de função corrente na região tropical da América do Sul são maiores, neste caso, os núcleos de anomalias foram menores. Com respeito à escala temporal 2-10 dias, pode-se ver que na escala 10-30, os núcleos de anomalias são maiores e são menos ruidosos.

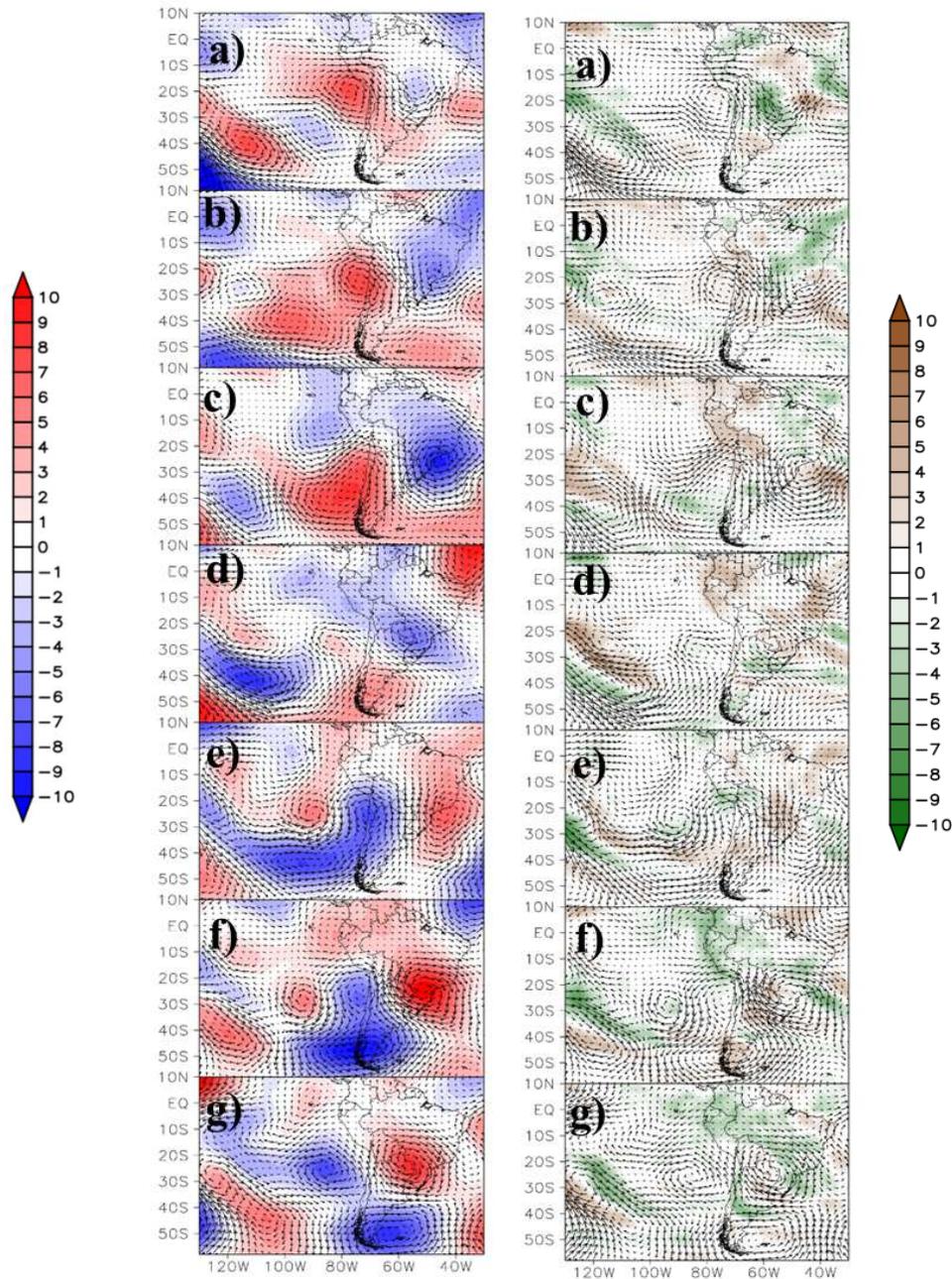


Figura 34. Anomalias de vento e função corrente ($10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) filtrados em 10-30 dias, de 25 de janeiro a 12 de fevereiro de 2013, a cada três dias.

Figura 35. Anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) filtrados em 10-30 dias, de 25 de janeiro a 09 de fevereiro de 2013, a cada três dias.

4.5.1.3. Escala temporal 30-90 dias

A análise da escala 30-90 dias considerou o período entre o 9 de janeiro e 28 de fevereiro de 2013, incluindo 25 dias anteriores e 25 dias posteriores à data de 3 de fevereiro 2013, no intuito de visualizar a evolução dos padrões nesta banda de frequência. Pode-se observar na Figura 31 que os valores de CP1n30-90 (linha verde) se

incrementam desde 13 de janeiro até atingir um pico no dia 8 de fevereiro 2013, diminuindo até atingir o mínimo valor do período no dia 8 de março, para depois aumentar novamente. Neste período a OMJ esteve ativa e passou pelas 8 fases começando na fase 5 e terminando na fase 6 do ciclo seguinte.

A Figura 36 mostra as anomalias da função corrente filtradas na banda 30-90 dias a cada 5 dias. Pode-se observar que no começo do período predominaram as anomalias ciclônicas sobre o continente e sudeste do oceano Pacífico, exceto o sul do Chile (Figuras 36a, 36b, 36c), enquanto a OMJ estava nas fases 5, 6 e 7. Ainda na fase 7, pode-se observar na Figura 36d anomalias anticiclônicas no Pacífico equatorial oriental em frente à costa do Peru e do Equador, assim como no nordeste do Brasil. Nos dias seguintes as anomalias anticiclônicas vão aumentando enquanto as anomalias ciclônicas vão diminuindo. O CP1n30-90 aumenta nestes dias.

Em 3 de fevereiro, dia principal da análise, predominaram as anomalias anticiclônicas e a OMJ esteve na fase 1 (Figura 36f). Porém, neste dia a configuração de função corrente não resulta muito favorável para a AB.

Nos dias 8 e 13 de fevereiro 2013, as anomalias anticiclônicas se intensificaram e portanto, favoreceram a formação da AB. Durante estes dias a OMJ esteve nas fases 1 e 2, que são fases que favorecem a AB, o que concorda com o valor mais alto de CP1n30-90 no dia 8 de fevereiro. No dia 18 de fevereiro, já na fase 4 da OMJ, pode-se observar que as anomalias de função corrente enfraqueceram, e os dias seguintes apareceram de novo as anomalias ciclônicas como acontece com as composições das fases 5 e 6 da OMJ.

Na Figura 37, que mostra a mesma sequência que a Figura 36 só que para as anomalias de ROLE, pode-se observar que a evolução das anomalias ROLE foi como se esperava segundo as composições das fases da OMJ, porém pode-se observar um dipolo no sudeste e nordeste do Brasil associado às anomalias de função corrente nessa região.

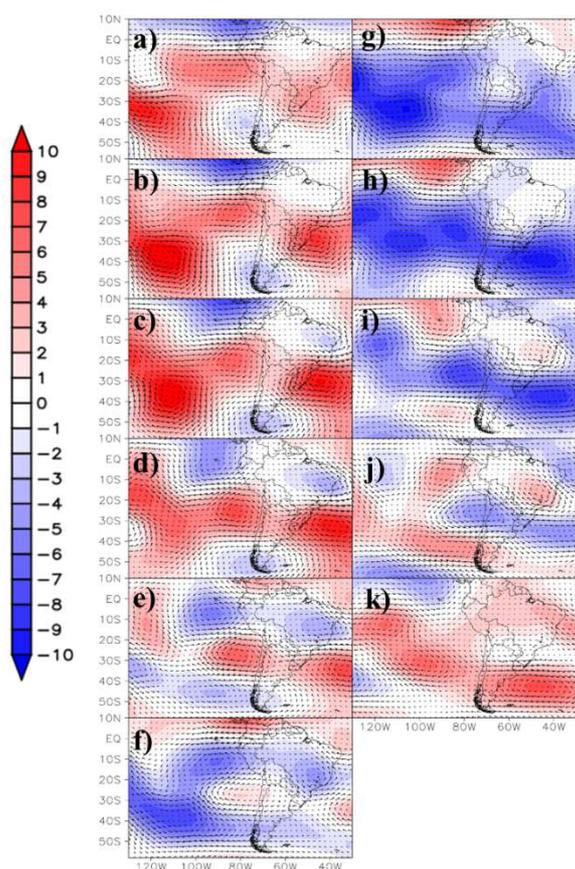


Figura 36. Anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) filtrados em 30-90 dias, de 09 de janeiro a 28 de fevereiro de 2013, a cada cinco dias.

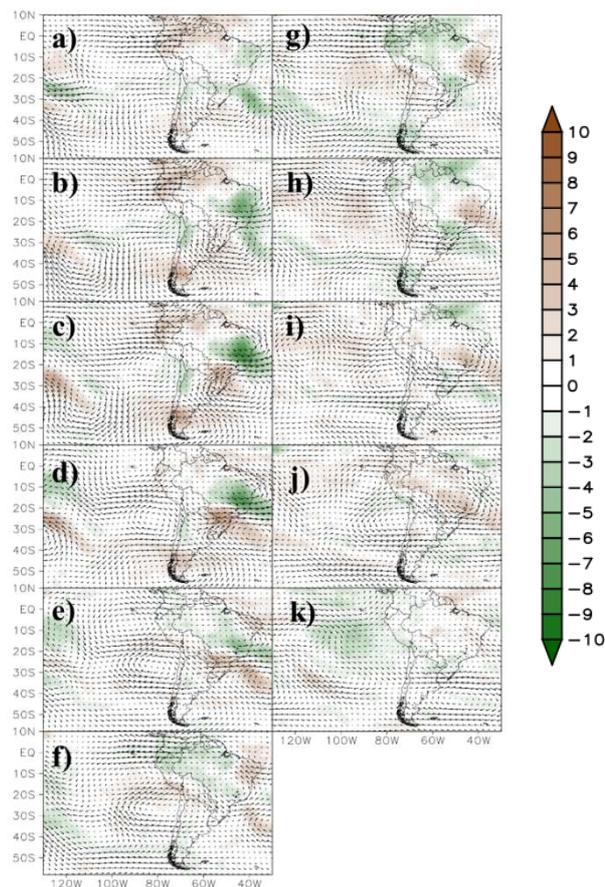


Figura 37. Anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) filtrados em 30-90 dias, de 09 de janeiro a 28 de fevereiro de 2013, a cada cinco dias.

4.5.1.4. Anomalias sem filtrar

A Figura 38 contém as anomalias de função corrente sem filtrar para o período que compreende os três dias anteriores e os três dias posteriores ao dia 3 de fevereiro 2013. Desta maneira pode-se observar a soma da contribuição de todas as bandas. Na Figura 38a, é possível observar que no dia 31 de janeiro 2013 predominaram as anomalias anticiclônicas na região tropical da América do sul. Isto devido principalmente à contribuição das bandas 10-30 dias (Figura 34c) e 30-90 dias (Figuras 36e e 36f). Na região de latitudes médias, pode-se observar uma configuração de ondas de Rossby que também foi observada na banda filtrada em 2-10 dias.

Nota-se que no dia central da análise, o dia 3 de fevereiro 2013, as anomalias anticiclônicas predominam no lado oeste do continente, isto é favorecido por as anomalias anticiclônicas nessa região nas bandas temporais 2-10 dias e 10-30 dias.

Portanto, tem-se favorecido o fortalecimento da AB nessa parte. No sudeste do Brasil as anomalias anticiclônicas da onda de Rossby observada na banda 2-10 dias (Figura 32 d) foram canceladas pelas anomalias ciclônicas observadas na banda 10-30 dias (Figura 34e). Nos dias seguintes, predominaram as anomalias ciclônicas nessa região. As anomalias anticiclônicas observadas no sudeste do oceano Pacífico foram altamente influenciadas pela banda 10-30 dias (Figuras 34d, 34f).

Nas anomalias de ROLE, pode-se ver como a configuração da convecção resulta da interação das escalas estudadas. A supressão de convecção no nordeste do Brasil nos primeiros 4 dias durante o período é uma característica da banda 10-30 dias, porém a supressão continua depois de 3 de fevereiro, mas agora é causada pela banda 2-10 dias.

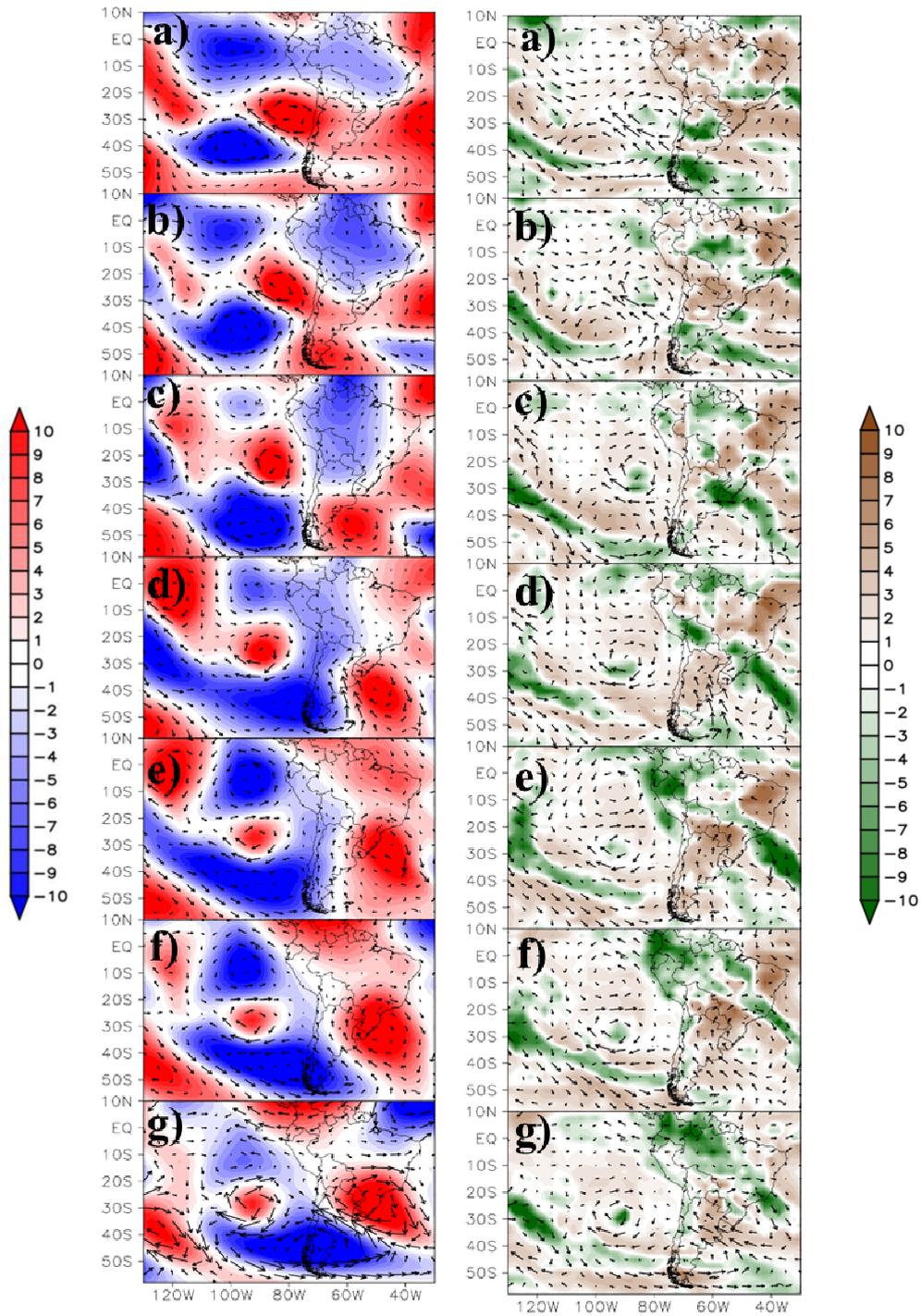


Figura 38. Anomalias de vento e função corrente ($10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) sem filtrar, de 31 de janeiro a 06 de fevereiro de 2013.

Figura 39. Anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) sem filtrar, de 31 de janeiro 2013 a 06 de fevereiro de 2013.

4.5.2. Caso 2: Centralizado no dia 14 de março 2013

4.5.2.1. Escala temporal 2-10 dias

Na Figura 31, pode-se observar que os valores da CP1n 2-10 diminuem desde 11 de março até atingir um mínimo em 14 de março. Nos dias seguintes, os valores aumentam. A Figura 40 mostra a sequência das anomalias filtradas na banda 2-10 dias da função corrente de 11 a 17 de março de 2013.

Em 11 de março pode-se observar um núcleo de anomalias ciclônicas no sudeste do Brasil e no oceano Atlântico adjacente. Além disso, note-se um núcleo de anomalias anticiclônicas no Pacífico, em frente ao norte de Chile e sul do Peru. No dia seguinte, 12 de março, as anomalias ciclônicas se estenderam para sul do continente, no Chile e na Argentina (Figura 36b). Além disso, o núcleo anticiclônico do oceano Pacífico em frente do norte do Chile se deslocou para o sudoeste. Em seguida, as anomalias ciclônicas se concentraram no norte da Argentina e no dia central do evento, 14 de março, as anomalias ciclônicas predominaram no sul do continente e no Pacífico em frente do sul do Peru e do norte do Chile. Isso favoreceu o enfraquecimento da AB, concordando com a diminuição dos valores da CP1n2-10. Nos dias seguintes, as anomalias ciclônicas diminuíram e as anomalias anticiclônicas aumentaram na região central da América do Sul, portanto o CP1 2-10 dias aumentou também. As anomalias de ROLE filtradas na banda 2-10 dias não mostraram um padrão semelhante àquele das composições porque a distribuição da convecção esteve mais espalhada.

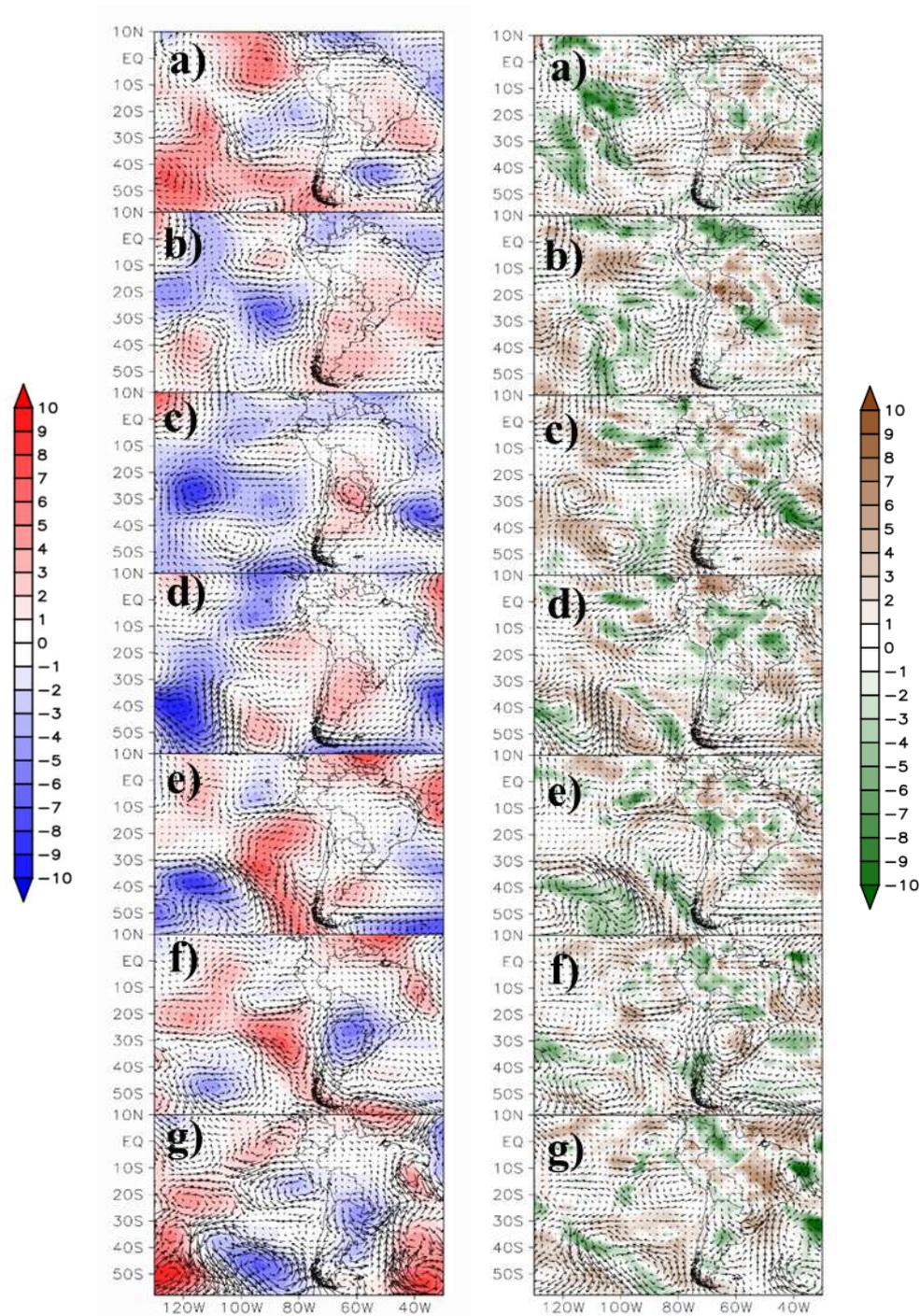


Figura 40. Anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) filtrados em 2-10 dias, de 11 a 17 de março de 2013.

Figura 41. Anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) filtrados em 2-10 dias, de 11 a 17 de março de 2013.

4.5.2.2. Escala temporal 10-30 dias

A análise do caso 2 na escala 10-30 dias foi realizado para o período de 5 a 23 de março 2013 a cada 3 dias abrangendo o período dos 9 dias anteriores e os 9 dias posteriores a 14 de março, dia central. Pode-se observar na Figura 42, que ao contrário das composições, neste caso os núcleos de anomalias anticiclônicas localizados entre 10°S e 30°S se deslocaram para oeste, possivelmente devido à intensificação de ventos de oeste. Enquanto em latitudes médias, pode-se observar a presença de um trem de ondas que entra na América do Sul pela região oriental associada com a configuração das anomalias de ROLE nessa região (Figura 43).

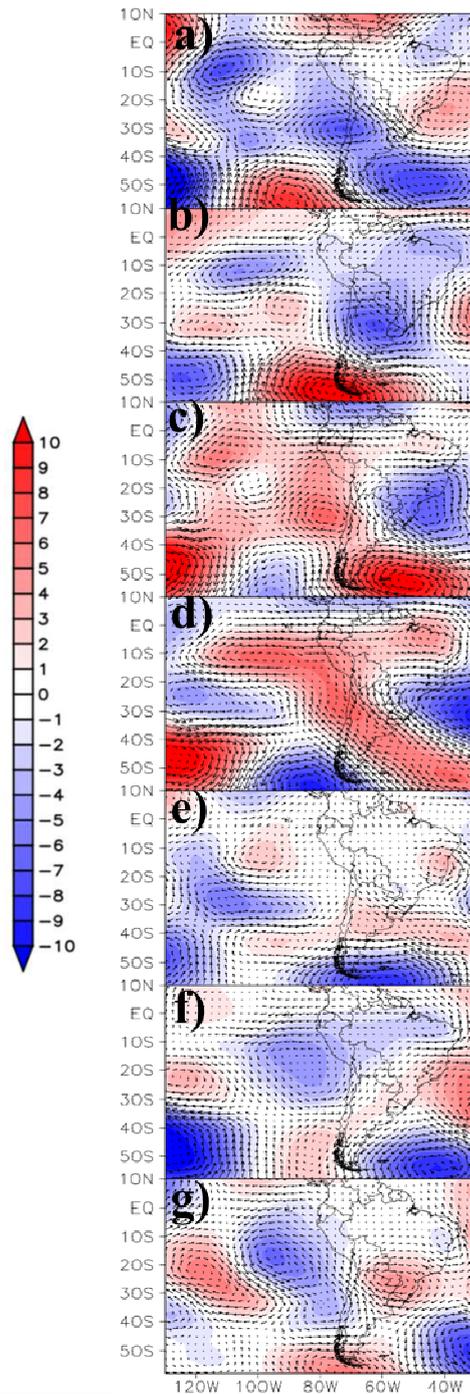


Figura 42. Anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) filtrados em 10-30 dias, de 5 a 23 de março 2013, a cada três dias.

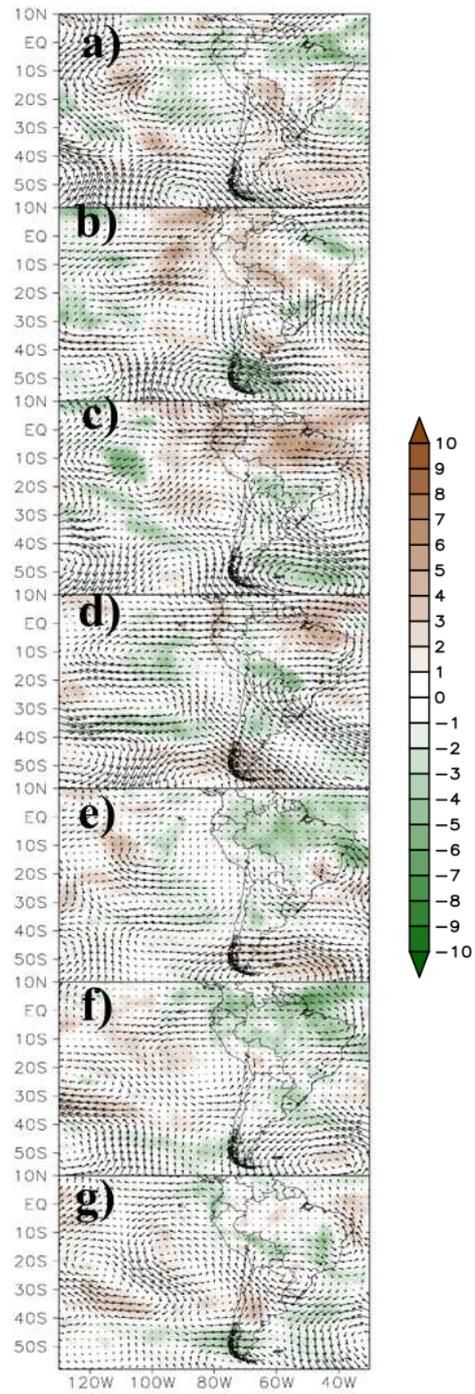


Figura 43. Anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) filtrados em 10-30 dias, de 5 a 23 de março de 2013, a cada três dias.

4.5.2.3. Escala temporal 30-90 dias

Para a análise do segundo caso na escala 30-90 dias foi utilizado o período entre 17 de fevereiro e 8 de abril de 2013, considerando-se 25 dias anteriores e 25 dias posteriores ao 14 de março de 2013. Na Figura 31, pode-se observar que nesse período a CP1n30-90 (linha verde) diminui até o 9 de março para depois aumentar. No começo deste período a OMJ esteve na fase 4 e o período termina com a OMJ na fase 3.

A Figura 44 mostra as anomalias da função corrente filtradas na banda 30-90 dias a cada 5 dias para o período de estudo. Pode-se observar entre os dias 17 e 22 de fevereiro (fase 4 da OMJ), o predomínio das anomalias anticiclônicas na zona de estudo e um pequeno núcleo ciclônico no leste do Brasil (Figuras 44a e 44b). Os primeiros dias estariam favorecendo para o posicionamento da AB ao sul de sua posição normal.

Nos dias seguintes, as zonas com anomalias anticiclônicas reduziram-se, enquanto aumentaram as anomalias ciclônicas, de modo que no dia 27 de fevereiro anomalias ciclônicas são observadas ao redor de um núcleo de anomalias anticiclônicas posicionado no norte de Chile, norte da Argentina e sul do Brasil (Figura 44c). Nos dias seguintes, a OMJ passou para a fase 6, e as anomalias ciclônicas se incrementaram, enquanto o núcleo anticiclônico que está no norte da Argentina reduziu-se (Figura 44c). A partir do dia 4 de março as anomalias de função corrente, ciclônicas e anticiclônicas, se reduziram (Figuras 44d e 44e).

No dia 14 de março, as anomalias de função corrente se desintensificam e predominam as anomalias ciclônicas sobre o continente favorecendo o enfraquecimento da AB (Figura 44f). Neste dia a CP1n30-90 tem o valor mais baixo, o que concorda com a fase 6 que não favorece a AB.

Já em dia 19 de março, a OMJ esteve já na fase 8, e pode-se observar que, neste dia, as anomalias ciclônicas permanecem no norte da Argentina e anomalias anticiclônicas no Oceano Pacífico perto da costa ocidental da América do Sul e sobre o território brasileiro (Figuras 44g e 44h). A partir de 3 de abril as anomalias ciclônicas do norte da Argentina se intensificam e expandem pelo oceano Pacífico, enquanto que no território brasileiro predominam as anomalias anticiclônicas (Figuras 44j e 44k).

Com respeito às anomalias de ROLE, não se observa valores muito intensos. Porém, são observados dipolos de convecção associados aos núcleos de anomalias de função corrente (Figura 45).

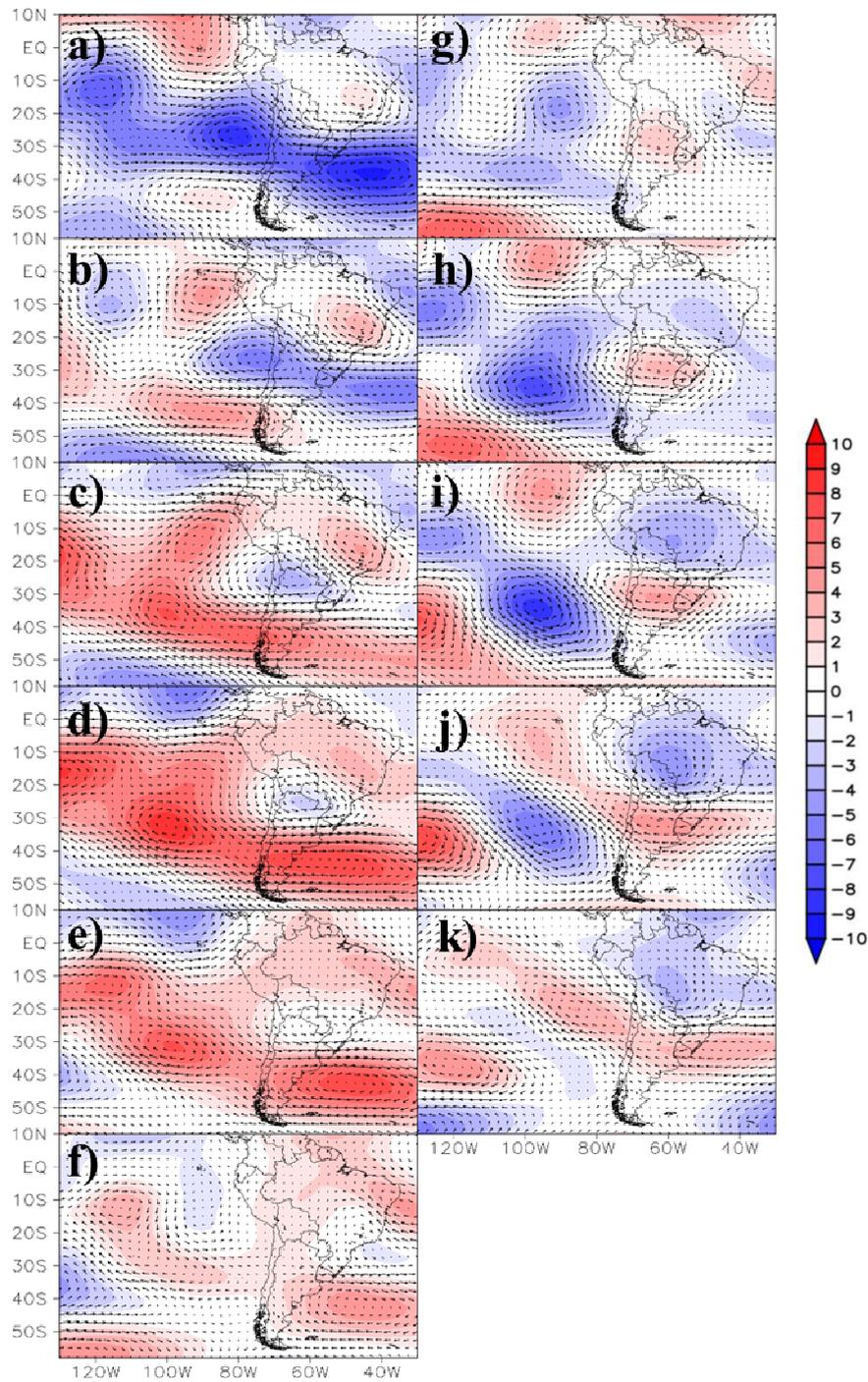


Figura 44. Anomalias de vento e função corrente ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) filtrados em 30-90 dias, de 17 de fevereiro a 08 de abril de 2013, a cada cinco dias.

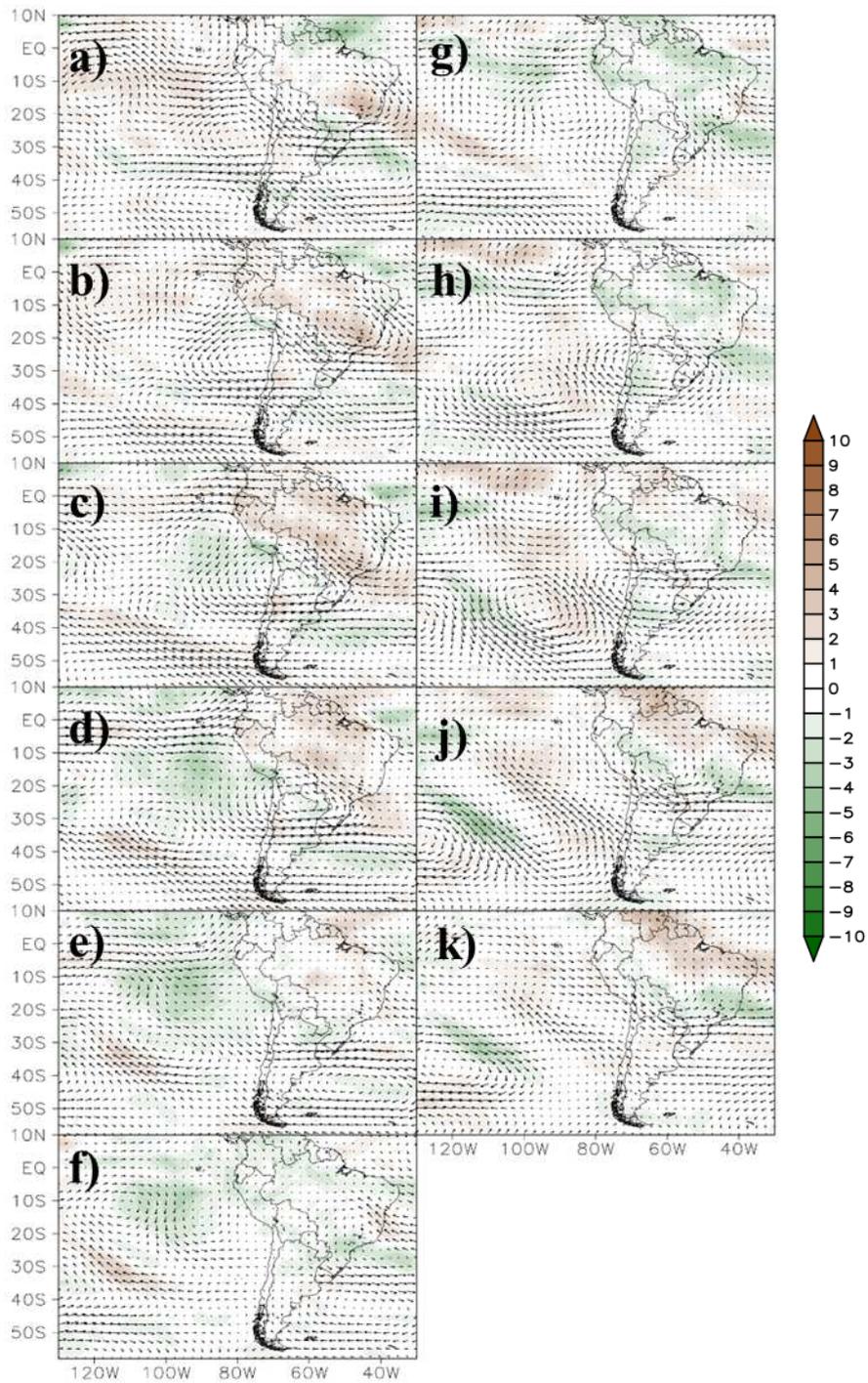


Figura 45. Anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) filtrados em 30-90 dias, de 17 de fevereiro a 08 de abril 2013, a cada cinco dias.

4.5.2.4. Anomalias sem filtrar

A sequência mostrada das anomalias de função e ROLE correspondem ao período de 11 a 17 de março 2013, com centro em 14 de março. Na Figura 46, pode-se observar que as anomalias ciclônicas predominaram durante este período devido, em grande parte, às fases 6 e 7 da OMJ. São observadas também anomalias anticiclônicas no sudeste do Brasil e no oceano Atlântico adjacente, sendo mais intensas no dia 14 de março. Esta anomalia anticiclônica foi favorecida pela configuração identificada na escala 10-30 dias.

As anomalias de ROLE (Figura 47) estiveram associadas às anomalias de função corrente, porém não se observa um padrão definido nesta sequência, pois a configuração mostrada depende da interação entre as escalas.

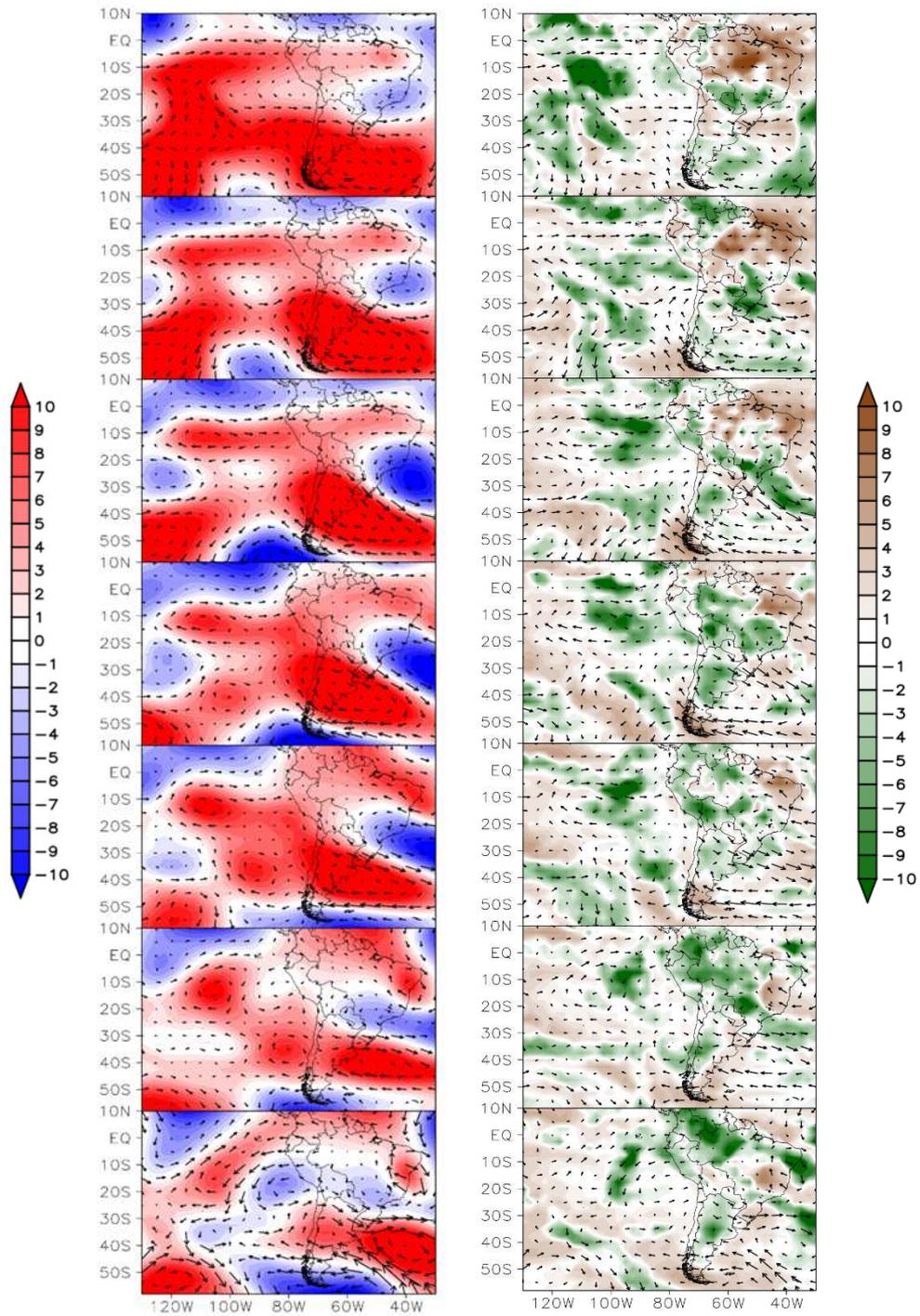


Figura 46. Anomalias de vento e função corrente ($10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) de 11 a 17 de março de 2013.

Figura 47. Anomalias de vento e ROLE (Wm^{-2}) de 11 a 17 de março de 2013.

4.5.3. Vento dos dias centrais dos casos

Na Figura 48 pode-se observar as diferenças na circulação do vento em altos níveis para os dias centrais dos dois casos. No primeiro caso a AB está centralizada na Bolívia favorecida pelas anomalias anticiclônicas nas diferentes escalas temporais. No segundo caso, nota-se a região anticiclônica no lado leste da América do Sul, associado às configurações de anomalias de função corrente para esse dia nas escalas estudadas.

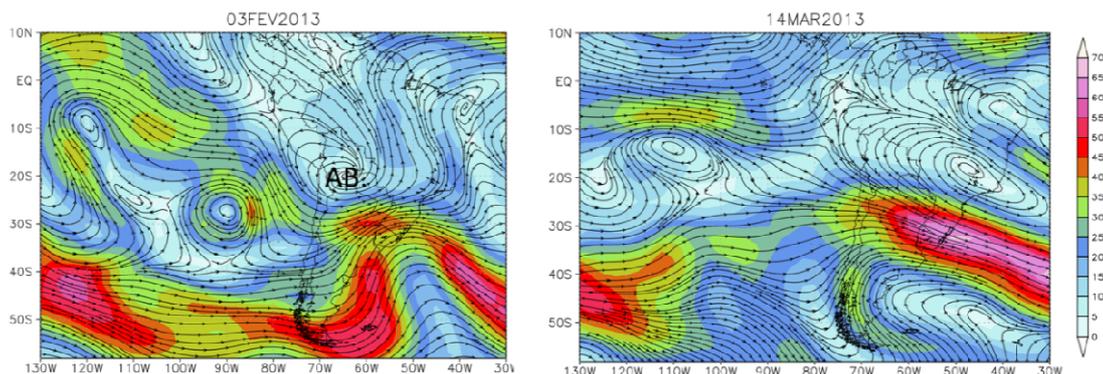


Figura 48. Vento (m/s) em 200 hPa para 03 de fevereiro de 2013 e 14 de março de 2013.

A Figura 49 contém as imagens de satélite para os dias centrais dos casos. No primeiro caso pode-se observar maior convecção na parte amazônica do sul do Peru e da Bolívia, enquanto no segundo caso, a convecção esteve dispersa pela Amazônia do Brasil, deste modo pode-se ver a importância da AB na configuração da convecção,

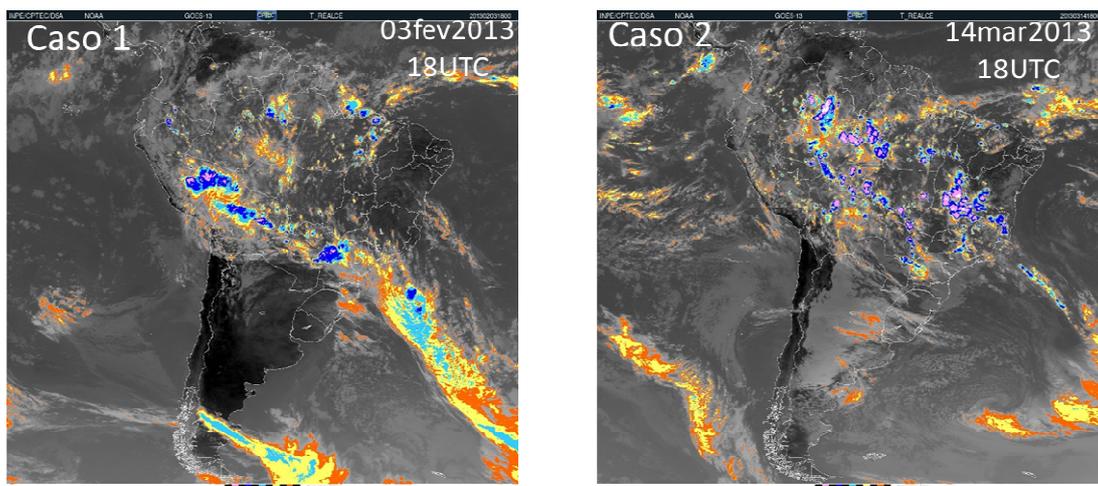


Figura 49. Imagens de satélite do canal Infravermelho (IR) de 03 de fevereiro de 2013 e 14 de março de 2013 para o horário 18UTC.

5. CONCLUSÕES

Procurou-se entender o comportamento da AB através da análise da sua localização. Para isso foi utilizado um algoritmo que rastreia o centro de vórtice anticiclônico nos campos de vento rotacional em 200 hPa que permitiu conhecer que a AB se posiciona tipicamente ao redor do ponto 15°S 63°W. A análise de ondeletas das séries de latitude e longitude do centro da AB mostraram alta variabilidade em períodos sub-sazonais. Por este motivo foi estudado o comportamento da AB através de campos de função de corrente em 200 hPa filtrados nas bandas 2-10 dias, 10-30 dias e 30-90 dias para os meses de novembro até abril.

Utilizou-se o ACP para obter o modo principal de variabilidade da função corrente na área da AB em cada banda temporal, sendo possível obter os casos mais intensos e realizar composições dos dias centrais dos casos e dos dias anteriores e posteriores. As composições das sequências dos casos ajudou a encontrar padrões que possam ajudar a entender melhor o comportamento da AB.

Na banda 2-10 dias, se encontrou deslocamentos para oeste das anomalias de função corrente na região tropical que estariam associados a deslocamento da AB nesta direção. Também se observou que os casos de AB intensa poderiam estar associados ao trem de ondas de Rossby extratropical-tropical nos dias prévios a D0. A sequência das composições de ROLE revelou que este trem de ondas está associado aos deslocamentos da convecção de sul para norte.

Na banda 10-30 dias, a sequência das composições mostra deslocamentos para sudoeste e sudeste de anomalias de função corrente na região tropical. Além disso, dias prévios e posteriores de D0 se observou uma estrutura de onda de Rossby associada ao padrão de dipolo de convecção no sudeste do Brasil e norte de Argentina.

Na banda 30-90 dias, as fases 1, 2 e 3 da OMJ são as fases mais favoráveis para a intensificação da AB. Isto mostra uma defasagem com o aumento da convecção na região das ZCAS característico das fases 8 e 1, o que sugere que o aumento das anomalias anticiclônicas que se deslocam para sudoeste favorecendo à AB.

Os estudos de casos mostram que as três bandas temporais estudadas neste trabalho atuam na configuração da AB, porém os efeitos de cada banda não atuam

sempre no mesmo sentido. Desta forma, a combinação dos modos com diferentes frequências pode contribuir ativamente para determinar o posicionamento e a intensidade da AB.

Portanto, dos resultados deste trabalho, pode-se dizer que a principal contribuição ao que sabe sobre a variabilidade da AB é que, na banda de 2-10 dias, a interferência da onda de Rossby impacta na distribuição da convecção no leste da América do Sul, o que interfere com os campos de anomalias na circulação da alta troposfera. Estas interferências se deslocam para a região da AB, o que ajuda a potencializar a AB e que modifica, por sua vez, a distribuição da convecção. Na banda de 10-30 dias, as ondas de Rossby contribuem na formação de um dipolo de convecção associado com a variabilidade das ZCAS, o que gera perturbações que favorecem a intensificação da AB, o que impacta a configuração da convecção na América do Sul. Na banda 30-90 dias, na qual atua a OMJ, o comportamento da AB é impactado de uma maneira semelhante às bandas anteriores, porém em escalas temporais e espaciais maiores, além de ter uma relação com a componente equatorial da OMJ. O impacto da OMJ na AB poderia explicar a distribuição da convecção na região ocidental da América do Sul nas fases 1 e 2 (de forma oposta nas fases 5 e 6), pois nestas fases a AB está mais intensa, o que favoreceria o fluxo do leste na alta e meia troposfera que transporta a umidade necessária para a convecção nos Andes do norte do Peru, e o fluxo de oeste que transporta ar seco nos níveis altos e meios sobre o Altiplano, o que suprimiria a convecção.

6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Várias sugestões podem ser citadas para a realização de trabalhos futuros, das quais se destacam as seguintes:

- Incluir nas composições o fluxo da umidade na baixa troposfera (850hPa) para compreender melhor as configurações das anomalias de ROLE e ter uma visão tridimensional.

- Separar a análise feita neste trabalho em períodos menores como por exemplo novembro-dezembro, janeiro-fevereiro, março-abril, para que a ACP possa ser realizada em áreas mais específicas para estes meses e ver o comportamento da AB em cada fase do ciclo do SMAS.

- Incluir campos de precipitação para complementar os padrões encontrados nas anomalias de ROLE.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alvarez, M. S., Vera, C. S., Kiladis, G. N., & Liebmann, B. (2016). Influence of the Madden Julian Oscillation on precipitation and surface air temperature in South America. *Climate Dynamics*, 46(1–2), 245–262.
- Barreto, C.W. (2016). Comportamiento de la Alta de Bolivia hacia finales del siglo XXI bajo el escenario de emisión rcp8.5. (Trabalho de conclusão de curso). UNALM. Lima, Peru.
- Bretherton, C. S., Smith, C., & Wallace, J. M. (1992). An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *Journal of Climate*, 5(6), 541–560.
- Carvalho, A. M. G., (1989): Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul. (Dissertação de Mestrado) INPE. São José dos Campos.
- Carvalho, L. M. V., Jones, C., & 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.
- da Silva, A. E., & de Carvalho, L. M. V. (2007). Large-scale index for South America Monsoon (LISAM). *Atmospheric Science Letters*, 8(2), 51–57.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., ... Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Royal Meteorological Society (Great Britain), 137(656), 553–597.
- Duchon, C. E. (1979). Lanczos filtering in one and two dimensions. *Journal of Applied Meteorology*, 18(8), 1016–1022.
- Ferreira, N. J., Correia, A. A., & Ramírez, M. C. V. (2004). Synoptic scale features of the tropospheric circulation over tropical South America during the WETAMC TRMM/LBA experiment. *Atmosfera*, 17(1), 13-30
- Figuroa, S. N., Satyamurty, P., & Da Silva Dias, P. L. (1995). Simulations of the summer circulation over the south American region with an eta coordinate model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(10), 1573–1584.

- Gan, M. A., Rao, V. B., & Moscati, M. C. L. (2005). South American monsoon indices. *Atmospheric Science Letters*, 6(4), 219–223.
- Gandu, A. W., & Silva Dias, P. L. (1998). Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. *Journal of Geophysical Research*, 103(D6), 6001–6015.
- Garreaud, R. (1999). Multiscale analysis of the summertime precipitation over the central Andes. *Monthly Weather Review*, 127(5), 901–921.
- Garreaud, R., & Wallace, J. M. (1998). Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical south America. *Monthly Weather Review*, 126(10), 2713–2733.
- González, M., Vera, C. S., Liebmann, B., Marengo, J. A., Kousky, V., & Allured, D. (2007). The nature of the rainfall onset over central South America. *Atmósfera*, 20(4), 377–394
- Gonzalez, P. L. M., & Vera, C. S. (2014). Summer precipitation variability over South America on long and short intraseasonal timescales. *Climate Dynamics*, 43(7–8), 1993–2007.
- Grimm, A. M. (2019). Madden–Julian Oscillation impacts on South American summer monsoon season: precipitation anomalies, extreme events, teleconnections, and role in the MJO cycle. *Climate Dynamics*, 53(1–2), 907–932.
- Grimm, A. M., & Silva Dias, P. L. (1995). Analysis of tropical–extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(20), 3538–3555.
- Gu, D., & Philander, S. G. H. (1995). Secular changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century. *Journal of Climate*, 8(4), 864–876.
- Gutmann, G. J.; Schwerdtfeger, W. (1965) The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the sub-tropical Andes in the summer. *Meteorologisch Rundschau*, 18 (3). 69-75.
- Hendon, H. H., & Salby, M. L. (1994). The life cycle of the madden–Julian oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(15), 2225–2237.

- Hirata, F. E., & Grimm, A. M. (2016). The role of synoptic and intraseasonal anomalies in the life cycle of summer rainfall extremes over South America. *Climate Dynamics*, 46(9–10), 3041–3055.
- Holmén, V. (2012). Methods for vortex identification. <https://lup.lub.lu.se/student-papers/search/publication/3241710>
- Horel, J. D., Hahmann, A. N., & Geisler, J. E. (1989). An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *Journal of Climate*, 2(11), 1388–1403.
- Hoskins, B. J., & Ambrizzi, T. (1993). Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50(12), 1661–1671.
- Jones, C., & Carvalho, L. M. V. (2002). Active and break phases in the south American monsoon system. *Journal of Climate*, 15(8), 905–914.
- Kleeman, R. (1989). A modeling study of the effect of the Andes on the summertime circulation of tropical south America. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(21), 3344–3362.
- 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*, 70(4), 813–836.
- Kodama, Y.-M. (1993). Large-scale common features of sub-tropical convergence zones (the baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 71(5), 581–610.
- Kousky, V. E., & Alonso Gan, M. (1981). Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, 33(6), 538–551.
- Kousky, V. E., & Kagano, M. T. (1981). A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region. *Acta Amazonica*, 11(4), 743–758.

- Lenters, J. D., & Cook, K. H. (1997). On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the south American climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54(5), 656–678.
- Lenters, J. D., & Cook, K. H. (1999). Summertime precipitation variability over south America: Role of the large-scale circulation. *Monthly Weather Review*, 127(3), 409–431.
- Liebmann, B., Kiladis, G. N., Marengo, J., Ambrizzi, T., & Glick, J. D. (1999). Submonthly convective variability over south America and the south Atlantic convergence zone. *Journal of Climate*, 12(7), 1877–1891.
- Liebmann, B., & Marengo, J. (2001). Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon basin. *Journal of Climate*, 14(22), 4308–4318.
- Liebmann, B., Marengo, J., Glick, J. D., Kousky, V. E., Wainer, I. C., & Massambani, O. (1998). A comparison of rainfall, outgoing longwave radiation, and divergence over the Amazon basin. *Journal of Climate*, 11(11), 2898–2909.
- Madden, R. A., & Julian, P. R. (1994). Observations of the 40–50-day tropical oscillation—A review. *Monthly Weather Review*, 122(5), 814–837.
- Marengo, J. A., Liebmann, B., Kousky, V. E., Filizola, N. P., & Wainer, I. C. (2001). Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. *Journal of Climate*, 14(5), 833–852.
- Marengo, J. A., Soares, W. R., Saulo, C., & Nicolini, M. (2004). Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. *Journal of Climate*, 17(12), 2261–2280.
- Mayta, V. C., Ambrizzi, T., Espinoza, J. C., & Silva Dias, P. L. (2019). The role of the Madden-Julian oscillation on the Amazon Basin intraseasonal rainfall variability. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 39(1), 343–360.
- Mo, K. C., & Higgins, R. W. (1998). The pacific–south American modes and tropical convection during the southern hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 126(6), 1581–1596.

- Nieto-Ferreira, R., & Rickenbach, T. M. (2011). Regionality of monsoon onset in South America: a three-stage conceptual model. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 31(9), 1309–1321.
- Nieto-Ferreira, R., Rickenbach, T. M., & Wright, E. A. (2011). The role of cold fronts in the onset of the monsoon season in the South Atlantic convergence zone. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. Royal Meteorological Society (Great Britain)*, 137(657), 908–922.
- Nishizawa, T., & Tanaka, M. (1983). The annual change in the tropospheric circulation and the rainfall in South America. *Archives for Meteorology, Geophysics, and Bioclimatology Series B*, 33(1–2), 107–116.
- Nogués-Paegle, J., & Mo, K. C. (1997). Alternating wet and dry conditions over south America during summer. *Monthly Weather Review*, 125(2), 279–291.
- Paegle, J. N., Byerle, L. A., & Mo, K. C. (2000). Intraseasonal modulation of south American summer precipitation. *Monthly Weather Review*, 128(3), 837–850.
- Reboita, M. S. (2004) Elementos da Variabilidade Climática no Extremo Sul do Brasil, no Período de 1990 a 2001. (Dissertação de Mestrado). FURG. Rio Grande.
- Silva Dias, P. L., Schubert, W. H., & DeMaria, M. (1983). Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40(11), 2689–2707.
- Schwerdtfeger, W. S. (1961). Stromungs-und temperaturefeld der freien atmosphäre uber den Anden. *Meteor. Runch.* 96, 365-370.
- Torrence, C., & Compo, G. P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1), 61–78.
- Torrence, C., & Webster, P. J. (1999). Interdecadal changes in the ENSO–monsoon system. *Journal of Climate*, 12(8), 2679–2690.
- Vera, C.S., Vighiarolo, P.K. 2000: Variations of South America summer circulation on subseasonal time scales. Sixth Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Santiago, Chile, Amer. Meteor. Soc., 170–171.

- Virji, H. (1981). A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over south America estimated from cloud winds. *Monthly Weather Review*, 109(3), 599–610.
- Virji, H. (1982). An estimate of the summertime tropospheric vorticity budget over south America. *Monthly Weather Review*, 110(3), 217–224.
- Wheeler, M. C., & Hendon, H. H. (2004). An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Monthly Weather Review*, 132(8), 1917–1932.
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences: Volume 100*. San Diego, CA: Academic Press.
- Zhou, J., & Lau, K.-M. (1998). Does a monsoon climate exist over south America? *Journal of Climate*, 11(5), 1020–1040.