

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM**

# **METEOROLOGIA**



## **DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**Gabrielle Bezerra Oliveira**

**Análise de padrões temporais da dinâmica do vento  
associadas ao ambiente de formação das Linhas de  
Instabilidade Amazônica**

**Campina Grande, fevereiro de 2017**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE**  
**UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**  
**CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**ANÁLISE DE PADRÕES TEMPORAIS DA DINÂMICA DO**  
**VENTO ASSOCIADAS AO AMBIENTE DE FORMAÇÃO DAS**  
**LINHAS DE INSTABILIDADE AMAZÔNICA**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**GABRIELLE BEZERRA OLIVEIRA**

**Campina Grande, PB**  
**Fevereiro de 2017**

**GABRIELLE BEZERRA OLIVEIRA**

**ANÁLISE DE PADRÕES TEMPORAIS DA DINÂMICA DO VENTO ASSOCIADAS  
AO AMBIENTE DE FORMAÇÃO DAS LINHAS DE INSTABILIDADE  
AMAZÔNICA**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre.  
Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande escalas.

Profa. Dra. Clênia Rodrigues Alcântara  
Orientadora

**Campina Grande, PB  
Fevereiro de 2017**

**FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG**

- O48a      Oliveira, Gabrielle Bezerra.  
            Análise de padrões temporais da dinâmica do vento associadas ao ambiente de formação das linhas de instabilidade Amazônica / Gabrielle Bezerra Oliveira. – Campina Grande, 2017.  
            101f. il. color.
- Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2017.  
            "Orientação: Prof.<sup>o</sup> Dr.<sup>a</sup>. Clênia Rodrigues Alcântara".
1. Linhas de Instabilidade. 2. Jato de Baixos Níveis. 3. Cisalhamento do Vento. 4. Variabilidade Temporal. 5. Amazônia. I. Alcântara, Clênia Rodrigues. II. Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande (PB). III. Título.

CDU 551.51(043)

GABRIELLE BEZERRA OLIVEIRA

ANÁLISE DE PADRÕES TEMPORAIS DA DINÂMICA DO VENTO ASSOCIADAS  
AO AMBIENTE DE FORMAÇÃO DAS LINHAS DE INSTABILIDADE  
AMAZÔNICA

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 24/02/2017

BANCA EXAMINADORA



Profa. Dra. CLÊNIA RODRIGUES ALCÂNTARA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Profa. Dra. CÉLIA CAMPOS BRAGA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. WENDELL RONDINELI GOMES FARIAS  
Departamento de Física  
Universidade Federal de Santa Catarina

*“De todas as obras de Deus, a mais perfeita foi a criança. Elas nos fazem amar mais e acreditar mais na vida. Quem nunca esteve a ponto de morrer de tristeza, mas sorriu ao olhar nos olhos límpidos e brilhantes de uma criança? ”*

À minha sobrinha Ana Luiza, dedico.

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, a Deus e a nossa Mãe, pelo dom da vida, pelos direcionamentos e força dada nesta minha caminhada.

Aos meus pais Gedeão e Cleide, por serem meus guias aqui na terra, me ensinando e encorajando a lutar por meus objetivos, em especial a minha mãe, que é exemplo de honestidade, força e coragem.

Às minhas irmãs Gecianne e Giselle por estarem sempre presentes, sendo pacientes nos momentos difíceis, transmitindo forças e acreditando em mim e no meu potencial.

À minha sobrinha Ana Luiza, por preencher meus dias de alegrias.

Ao meu noivo Douglas, por acreditar em meus sonhos, me apoiar com todo amor e nunca me deixar desanimar.

A esta instituição de ensino por proporcionar o ambiente de aprendizado.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa de pesquisa.

A professora Dra. Clênia Rodrigues Alcântara, pela orientação, apoio e confiança dada durante todo o percurso até aqui.

A professora Dra. Célia Campos Braga pela paciência, auxílio e direcionamentos.

Aos demais professores por todo ensinamento transmitido.

A Fellipe Pereira, amigo sempre presente, pelo apoio e companheirismo.

A Biancca Medeiros, pela amizade construída durante o mestrado.

Aos demais colegas.

E a todos aqueles que de alguma forma contribuíram para meu crescimento pessoal e profissional, o meu muito obrigado.

*“Ora, a fê é a certeza de coisas que se  
esperam, a convicção de fatos que não se  
veem. ”  
(Hebreus 11.1)*



## RESUMO

O enfoque deste trabalho é contribuir para a compreensão dos mecanismos responsáveis pela formação das Linhas de Instabilidade Tropicais da Amazônia. Analisou-se 3 anos de dados de reanálises investigando as características dinâmicas dos perfis verticais do vento zonal e meridional a partir da média do período e das médias trimestrais dos dias com e sem a formação de LI. Mostrou-se que o JBN é uma característica intrínseca do ambiente amazônico, entretanto nos dias com a formação de LI esse jato é mais intenso e profundo. Os trimestres março-abril-maio e junho-julho-agosto não apresentam um JBN bem definido, principalmente em relação à sua profundidade. Destaca-se ainda que o cisalhamento vertical do vento é mais intenso nos dias com a formação de LI. Já o maior cisalhamento direcional da componente meridional do vento é visto nos perfis dos dias sem LI. Para auxiliar o entendimento da variabilidade temporal dos perfis verticais do vento foi aplicada a técnica de Análise Fatorial em Componentes Principais com o intuito de investigar a existência de padrões atmosféricos associados à ocorrência de LI. As três primeiras componentes principais da componente zonal do vento explicaram aproximadamente 89% da variância total dos dados, enquanto que os 93% da variância total da componente meridional foi explicado pelas cinco primeiras componentes principais. A análise dos padrões temporais associados a cada fator sugere que os trimestres DJF e SON são influenciados pela variação sazonal da ZCIT e os trimestres MAM e JJA pela ASAS e DOL.

**Palavras-chave:** Linhas de instabilidade, jato de baixos níveis, cisalhamento do vento, variabilidade temporal, Amazônia.

## ABSTRACT

The aim of this work is to contribute to the understanding the mechanisms responsible for the formation of Amazon Tropical Squall Lines (ASL). 3 years of reanalysis data were analyzed investigating the dynamic characteristics of vertical profiles of the zonal and meridional wind from the a average of period and quarterly of the days with and without the ASL formation. It has been shown that low level jet (LLJ) is an intrinsic characteristic of Amazonian environment, however in the days with the formation of SL this LLJ is more intense and deep. The quarters March-April-May and June-July-August do not present a well defined LLJ, mainly in relation their depth. It was also pointed out that vertical shear of wind is more intense on days with ASL formation. However, the greatest directional shear of meridional component wind is seen in the profiles of days without ASL. To aid the understanding of temporal variability of vertical profiles wind were applied the method Principal Components Fatorial Analysis in order to investigate the existence of atmospheric patterns associated with the occurrence of ASL. The first three Principal Components of the zonal wind component explained approximately 89% of the total variance of the data, while the 89% of the total variance of the meridional wind component were explained by the first five principal components. The analysis of the time patterns associated with each factor suggests that the DJF and SON quarters are influenced by the seasonal variation of the ITCZ and the quarters MAM and JJA by South Atlantic Subtropical High (SASH) and Easterly Wave Disturbances (EWD).

**Keywords:** Squall Lines, low level jets, shear of wind, temporal variability, Amazon.

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1:</b> Imagens do satélite GOES-10 no canal infravermelho no horário das (a) 15:30, (b) 16:30, (c) 17:00, (d) 18:15, (e) 20:00, (f) 22:30, (g) 23:15 UTC do dia 22 de agosto de 2008 e das (h) 01:00 e (i) 03:00 UTC do dia 23 de agosto de 2008. A seta indica a posição da linha de instabilidade.....	26
<b>Figura 2:</b> Modelo conceitual da estrutura do escoamento para uma linha de instabilidade costeira da região amazônica.....	27
<b>Figura 3:</b> Localização da área de estudo.....	38
<b>Figura 4:</b> Distribuição mensal do número total de casos (a) de LI para o período, (b) de LIC para cada ano do estudo e (c) de LIP para cada ano do estudo.....	42
<b>Figura 5:</b> Distribuição mensal do total de número de casos de JBN para cada ano em estudo.....	43
<b>Figura 6:</b> Distribuição trimestral do total de número de casos de (a) LI e (b) JBN para os anos de 2006, 2007 e 2008.....	44
<b>Figura 7:</b> Distribuição mensal do número total de casos de (a) LI e (b) JBN para o período em estudo.....	44
<b>Figura 8:</b> Perfis verticais da componente zonal do vento da média do período do horário das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI.....	46
<b>Figura 9:</b> Perfis verticais da componente zonal do vento da média do trimestre DJF das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI.....	48
<b>Figura 10:</b> Perfis verticais da componente zonal do vento da média do trimestre MAM das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI.....	50
<b>Figura 11:</b> Perfis verticais da componente zonal do vento da média do trimestre JJA das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI.....	52
<b>Figura 12:</b> Perfis verticais da componente zonal do vento da média do trimestre SON das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI.....	53

<b>Figura 13:</b> Perfis verticais da componente meridional do vento da média do período do horário das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI. ....	55
<b>Figura 14:</b> Perfis verticais da componente meridional do vento da média do trimestre DJF das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI. ....	58
<b>Figura 15:</b> Perfis verticais da componente meridional do vento da média do trimestre MAM das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI. ....	60
<b>Figura 16:</b> Perfis verticais da componente meridional do vento da média do trimestre JJA das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI. ....	62
<b>Figura 17:</b> Perfis verticais da componente meridional do vento da média do trimestre SON das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI. ....	64
<b>Figura 18:</b> Série temporal dos três fatores comuns da componente zonal do vento das 00:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	67
<b>Figura 19:</b> Perfis verticais médios dos dias associados aos três fatores comuns da componente zonal do vento das 00:00 UTC para Belém-PA. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	68
<b>Figura 20:</b> Série temporal dos três fatores comuns da componente zonal do vento das 06:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	70
<b>Figura 21:</b> Perfis verticais médios dos dias associados aos três fatores comuns da componente zonal do vento das 06:00 UTC para Belém-PA. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	71
<b>Figura 22:</b> Série temporal dos três fatores comuns da componente zonal do vento das 12:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	73
<b>Figura 23:</b> Perfis verticais médios dos dias associados aos três fatores comuns da componente zonal do vento das 12:00 UTC para Belém-PA. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	74

<b>Figura 24:</b> Série temporal dos três fatores comuns da componente zonal do vento das 18:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	76
<b>Figura 25:</b> Perfis verticais médios dos dias associados aos três fatores comuns da componente zonal do vento das 18:00 UTC para Belém-PA. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	77
<b>Figura 26:</b> Série temporal dos dois primeiros fatores comuns da componente meridional do vento das 00:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	80
<b>Figura 27:</b> Série temporal do terceiro e quarto fatores comuns da componente meridional do vento das 00:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	81
<b>Figura 28:</b> Perfis verticais médios dos dias associados aos quatro fatores comuns da componente meridional do vento das 00:00 UTC para Belém-PA. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	82
<b>Figura 29:</b> Série temporal dos três primeiros fatores comuns da componente meridional do vento das 06:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	84
<b>Figura 30:</b> Série temporal do quarto e quinto fatores comuns da componente meridional do vento das 06:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	85
<b>Figura 31:</b> Perfis verticais médios dos dias associados aos cinco fatores comuns da componente meridional do vento das 06:00 UTC para Belém-PA. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	86
<b>Figura 32:</b> Série temporal dos três primeiros fatores comuns da componente meridional do vento das 12:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	88
<b>Figura 33:</b> Série temporal do quarto e quinto fatores comuns da componente meridional do vento das 12:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	89
<b>Figura 34:</b> Perfis verticais médios dos dias associados aos cinco fatores comuns da componente meridional do vento das 12:00 UTC para Belém-PA. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	90

<b>Figura 35:</b> Série temporal dos dois primeiros fatores comuns da componente meridional do vento das 18:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	92
<b>Figura 36:</b> Série temporal dos terceiro e quarto fatores comuns da componente meridional do vento das 18:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	93
<b>Figura 37:</b> Perfis verticais médios dos dias associados aos quatro fatores comum da componente meridional do vento das 18:00 UTC para Belém-PA. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura. ....	94

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1:</b> Distribuição anual dos totais de casos para cada tipo de LI e para os totais anuais de JBN.....	43
<b>Tabela 2:</b> Profundidade e intensidade do JBN para os quatro horários UTC da média do período dos dias CLI e SLI.....	47
<b>Tabela 3:</b> Profundidade e intensidade do JBN para os quatro horários UTC da média do período do trimestre DJF dos dias CLI e SLI.....	48
<b>Tabela 4:</b> Profundidade e intensidade do JBN para os quatro horários UTC da média do período do trimestre MAM dos dias CLI e SLI.....	50
<b>Tabela 5:</b> Profundidade e intensidade do JBN para os quatro horários UTC da média do período do trimestre JJA dos dias CLI e SLI.....	51
<b>Tabela 6:</b> Profundidade e intensidade do JBN para os quatro horários UTC da média do período do trimestre SON dos dias CLI e SLI.....	54
<b>Tabela 7:</b> Diferença absoluta e altura entre os dois máximos na componente meridional do vento para os quatro horários UTC da média do período dos dias CLI e SLI.....	56
<b>Tabela 8:</b> Diferença absoluta e altura entre os dois máximos na componente meridional do vento para os quatro horários UTC da média do período do trimestre DJF dos dias CLI e SLI.....	58
<b>Tabela 9:</b> Diferença absoluta e altura entre os dois máximos na componente meridional do vento para os quatro horários UTC da média do período do trimestre MAM dos dias CLI e SLI.....	60
<b>Tabela 10:</b> Diferença absoluta e altura entre os dois máximos na componente meridional do vento para os quatro horários UTC da média do período do trimestre JJA dos dias CLI e SLI.....	62
<b>Tabela 11:</b> Diferença absoluta e altura entre os dois máximos na componente meridional do vento para os quatro horários UTC da média do período do trimestre SON dos dias CLI e SLI.....	64
<b>Tabela 12:</b> Variação da componente meridional do vento com a altura $\left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)$ para os quatro horários UTC da média do período dos dias CLI e SLI.....	65

## LISTA DE QUADROS

<b>Quadro 1:</b> Síntese dos resultados obtidos através da ACP aplicada a componente zonal do vento. ....	78
<b>Quadro 2:</b> Síntese dos resultados obtidos através da ACP aplicada a componente meridional do vento. ....	95



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

A	Altitude
ABLE 2B	Amazon Boundary Layer Experiment
ACP	Análise de Componentes Principais
AF	Análise Fatorial
BAMEX	Bow Echo and MCV Experiment
BOS	Sistemas que ocorrem na bacia
Cb	Cumulunimbus
CDO	Climate Data Operators
CLA	Centro de Lançamento de Alcântara
CLI	Com linha de instabilidade
COS	Sistemas costeiros
CP	Componentes Principais
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
DOL	Distúrbios Ondulatórios de Leste
E	Leste
ECMWF	European Centre Medium-Range Weather Forecast
ENE	Leste-Nordeste
GrADS	Grid Analysis and Display System
INEMA	Instituto do Meio Ambiente e Recursos Hídricos
JJA	Junho-Julho-Agosto
JBN	Jatos de Baixos Níveis
KMO	Teste Kaiser-Meyer-Olkin
LI	Linha de instabilidade
LIC	Linhas de instabilidade costeira
LIP	Linhas de instabilidade propagante
LOS	Sistemas locais
MAM	Março-Abril-Maio
MMQ	Método dos Mínimos Quadráticos
NEB	Nordeste brasileiro
N/NE	Norte-Nordeste
RKW	Rotuno-Klemp-Weisman (1988)

SC	Simulação Controle
SE	Sudeste
S/SE	Sul-Sudeste
SLI	Sem linha de instabilidade
SON	Setembro-Outubro-Novembro
TSM	Temperatura da superfície do mar
VAC	Vorticidade anti-ciclônica
VC	Vorticidade ciclônica
WRF	Weather Reseach and Forecast
ZACS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
$\Delta N$	Profundidade do jato de baixos níveis

## LISTA DE SÍMBOLOS

hPa	Hecto-Pascal
K	graus Kelvin
kPa	Kilo-Pascal
m	metros
$P_{\text{atm}}$	Pressão atmosférica
$u$	Componente zonal do vento
$v$	Componente meridional do vento
$w$	Componente vertical do vento
$\zeta$	Vorticidade

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>20</b>
<b>2</b>	<b>OBJETIVOS .....</b>	<b>24</b>
2.1.	Objetivo Geral.....	24
2.2.	Objetivos Específicos .....	24
<b>3</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>25</b>
3.1.	Linhas de Instabilidade .....	25
3.2.	Influência do Cisalhamento Vertical do vento no desenvolvimento de tempestades.....	29
3.3.	Influência dos padrões de vortacidade no desenvolvimento de tempestades .....	32
3.4.	Técnicas Multivariadas aplicadas às variáveis atmosféricas .....	33
<b>4</b>	<b>MATERIAL E MÉTODOS .....</b>	<b>37</b>
4.1.	Dados e Área de estudo .....	37
4.2.	Metodologia .....	38
4.2.1.	Elaboração e análise dos perfis verticais do vento.....	38
4.2.2.	Estimativa da vortacidade .....	39
4.2.3.	Análise Fatorial em Componentes Principais .....	40
<b>5</b>	<b>RESUTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>42</b>
5.1.	Frequência das LI e JBN.....	42
5.2.	Perfis verticais da componente zonal do vento .....	44
5.2.1.	Média do período (2006-2008) .....	44
5.2.2.	Médias trimestrais do período (2006-2008) .....	47
5.2.2.1.	Trimestre Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF).....	47
5.2.2.2.	Trimestre Março-Abril-Maio (MAM) .....	49
5.2.2.3.	Trimestre Junho-Julho-Agosto (JJA) .....	51
5.2.2.4.	Trimestre Setembro-Outubro-Novembro (SON) .....	52
5.3.	Perfis verticais da componente meridional do vento .....	54
5.3.1.	Média do período (2006-2008) .....	54
5.3.2.	Médias trimestrais do período (2006-2008) .....	56
5.3.2.1.	Trimestre Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF).....	56
5.3.2.2.	Trimestre Março-Abril-Maio (MAM) .....	59
5.3.2.3.	Trimestre Junho-Julho-Agosto (JJA) .....	61
5.3.2.4.	Trimestre Setembro-Outubro-Novembro (SON) .....	63
5.4.	Análise quantitativa do cisalhamento vertical do vento.....	65

<b>5.5. Padrões atmosféricos .....</b>	<b>66</b>
<b>5.5.1. Análise temporal da componente zonal do vento (<math>u</math>).....</b>	<b>66</b>
<b>5.5.2. Análise temporal da componente meridional do vento (<math>v</math>).....</b>	<b>78</b>
<b>6 CONCLUSÕES.....</b>	<b>96</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>97</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O norte da América do Sul sofre influência de vários sistemas meteorológicos que se organizam em diferentes escalas e que contribuem de forma significativa para seus totais de precipitação, tais como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Linhas de Instabilidade na costa N-NE da América do Sul (LI), Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), Frentes e Sistemas Frontais, Jatos de Altos Níveis e Jatos de Baixos Níveis (JBN) ao longo dos Andes.

A costa norte do Brasil, em especial, apresenta um regime de chuva dominado pela variação sazonal da ZCIT, entretanto, as LI destacam-se, também, por serem responsáveis por grandes acumulados de precipitação (Barros, 2008). As LI foram primeiramente descritas por Hamilton e Archbold (1945) como uma linha de cumulonimbus que se formam ao longo da borda de uma ampla área de movimentos descendentes. Mais tarde, Huschke (1959) definiu como sendo uma banda de atividade convectiva organizada, não necessariamente contínua. Segundo Glickman (2000), as LI são uma linha de tempestade em atividade, contínua ou com intervalos, incluindo as áreas próximas da precipitação.

As LI tropicais são parte de um distúrbio propagante de mesoescala que podem se formar em várias regiões do globo. Estão ligadas a padrões de ondas que se propagam na região tropical (Houze, 1977) ou como sendo o resultado da circulação de brisa marítima (Kousky, 1980; Cavalcanti, 1982; Cavalcanti e Kousky, 1982; Cohen, 1989; Greco et al., 1990; Silva Dias e Nobre, 1995). As brisas são circulações geradas pelo contraste térmico diário entre superfícies com características diferentes (continente e oceano, por exemplo). Surgem durante o dia (brisa marítima), quando o ar sobre o continente está relativamente mais quente que o ar sobre o oceano, sendo transportado para cima e, por continuidade de massa, substituído pelo ar frio vindo do mar, formando uma linha constituída de cumulonimbus junto à costa. Algumas destas linhas se propagam continente adentro como uma LI. Entretanto, outros fatores podem desempenhar papel importante na formação desses sistemas.

Através do estudo da circulação de grande e mesoescala e dos processos dinâmicos que organizam e promovem a precipitação na região Amazônica, Molion et al. (1987 e 1993) sugeriram que os mecanismos que provocam chuva nesta região podem ser agrupados em 3 tipos: convecção diurna resultante do aquecimento da superfície e condições de grande escala favoráveis; linhas de instabilidade originadas na costa N-NE do litoral do Atlântico; e aglomerados convectivos de meso e grande escalas, associados com a penetração de sistemas frontais da região S/SE do Brasil.

Greco et al. (1990) caracterizaram a convecção na Amazônia em três categorias separadas: os sistemas que ocorrem na costa (COS), sistemas que ocorrem na bacia (BOS) e sistemas locais (LOS). A diferença entre esses sistemas são as suas localizações geográficas, a propagação e o ciclo de vida. Os COS formam-se ao longo da costa norte do Brasil, e se propagam transversalmente à bacia. Estes sistemas têm comprimento médio entre 1000 e 2000 km, mas podem alcançar uma distância de 3500 km. Se propagam com velocidade de 50-60 km/h com ciclo de vida entre 24 e 48 horas. Outro achado importante dos autores foi que, os 12 COS que ocorreram durante o ABLE 2B, produziram 40% da precipitação total registrada durante o experimento.

Segundo Llopart (2012), os COS são sistemas de grande importância para a região, pois além de contribuir para seus totais pluviométricos, tem papel fundamental na circulação global e na energética da atmosfera tropical, sendo um meio de transporte de umidade, massa e gases para a alta troposfera. Dada a importância dos COS, Cohen (1989) fez a separação em 3 grupos de acordo com a distância horizontal alcançada: Linha de instabilidade costeira (LIC) com propagação inferior a 170 km; Linha de instabilidade com propagação do tipo 1 (LIP1) com deslocamento entre 170 e 400 km; Linha de instabilidade com propagação do tipo 2 (LIP2) com deslocamento acima de 400 km.

Utilizando imagens de satélite, Alcântara et. al. (2011) avaliaram a distribuição do número de casos de LI e JBN que ocorreram durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2008. As LI foram identificadas seguindo a metodologia proposta por Cohen (1989) e a caracterização do JBN foi feita através da identificação de um máximo relativo na velocidade do vento zonal entre os níveis de 900 hPa e 600 hPa, independente de sua intensidade.

Foram avaliados um total de 2987 imagens onde 1436 delas mostraram a presença de LI formadas na costa norte do Brasil, correspondendo a ocorrência média de uma linha a cada dois dias. A análise da distribuição mensal mostra uma maior frequência de número de casos de LI entre os meses de abril a julho, correspondendo a parte da estação chuvosa e parte da estação de transição para a estação seca da região. Neste período é observado a maior frequência de LIP2, concordando com os estudos feitos por Cohen (1989) e Silva Dias et al. (2005). Além disso, os autores concluíram que os JBN são características intrínsecas no ambiente de desenvolvimento das LI amazônicas, independente do quanto estas se propaguem.

A estrutura termodinâmica e a cinemática das LI na região Amazônica foram estudadas por Garstang et al. (1994) com imagens de radar e satélite e informações da rede de estações de mesoescala. Foi estudado um caso de LI formada durante o experimento ABLE 2B (*Amazon Boundary Layer Experiment*). Segundo eles, a nebulosidade associada às LI pode ter

temperatura de topo menor que 213 K (indicando alturas de aproximadamente 13-14 km) e conter nuvens cumulunibus (Cb) com temperatura de topo abaixo de 193 K (indicando alturas de aproximadamente 16-17 km). Na região convectiva da LI, há convergência na baixa troposfera e divergência em altos níveis. Os autores mostraram ainda que as LI podem passar por seis estágios no seu ciclo de vida: gênese, intensificação, maturidade, enfraquecimento, regeneração e dissipação. Além disso, o cisalhamento em baixos níveis pode desempenhar um papel importante na longevidade dos sistemas.

Vários estudos mostram que o cisalhamento vertical do vento é um fator importante na organização e manutenção das LI (Byers e Braham, 1949; Newton, 1950; Hane, 1973; Weisman e Klemp, 1982; Thorpe et al., 1982; Bluestein e Jain, 1985; Rotunno et al., 1988; Garstang et al., 1994; Trier et al. 1997; Davis e Trier, 2002; Weisman e Rotunno, 2004; Alcântara et al., 2014; Oliveira, 2012; Oliveira et al., 2016). Weisman e Klemp (1984 e 1986) mostraram que o cisalhamento vertical do vento tem influência direta na organização, propagação e tempo de vida das LI. O aspecto organizacional destes sistemas é devido à capacidade de a frente de rajada ativar novas células convectivas, e por uma corrente ascendente, interagir com o cisalhamento vertical para produzir uma larga e quase estacionária estrutura de tempestade.

Fazendo uso de simulações bi e tri dimensionais, Rotunno et al. (1988) e Weisman et al. (1988) notaram uma dependência similar da extensão e longevidade da LI com o cisalhamento do vento. Os autores observaram que a linha simulada se manteve através da regeneração de novas células convectivas ao longo da borda da piscina fria, produzida durante o decaimento de células velhas. Desta forma, as circulações geradas na região da retaguarda da linha convectiva principal exerce a função de manutenção da LI, desempenhando papel de uma forçante dinâmica e fornecendo umidade necessária para o desenvolvimento de novas células convectivas à sua frente.

No que se refere ao papel dos JBN no desenvolvimento das LI amazônicas, Alcântara et al. (2014) concluíram, através de simulações numéricas, que para se formar uma LI propagante o perfil do vento deve conter um JBN intenso e profundo, com camada de velocidade quase constante até os médios níveis. Além disso, esta camada também não deve conter cisalhamento direcional. Para estes autores, a teoria defendida por Rotunno et al. (1988) que atribui ao JBN um papel restrito e primordial na longevidade dos sistemas, não aparenta ser a condição “ótima” para as LI da Amazônia. Para eles, esta teoria é uma simplificação de um perfil de vento que pode ser muito mais complexo e que suas características, tanto em baixos níveis quanto em médios níveis, podem ser efetivas na formação e desenvolvimento das LI, pois todo ele pode interferir nos processos internos de nuvens.



Através de análises dos perfis verticais da componente zonal ( $u$ ) e meridional ( $v$ ) do vento, Oliveira et al. (2016) utilizando reanálises obtidas através do modelo global de clima ECMWF (*European Centre Medium-Range Weather Forecast*) para o ano de 2006, analisaram a frequência mensal e trimestral das LI e JBN, foi observado que os meses de maior (menor) frequência de JBN correspondem aos meses de maior (menor) frequência de LI na região próxima a Belém-PA, ratificando as análises feitas por Alcântara et al. (2011).

Os autores ainda investigaram características do ambiente de formação das LI amazônicas. Os resultados mostraram que os perfis verticais da componente zonal do vento ( $u$ ) nos dias com a formação de LI, apresentaram um JBN mais profundo e pouco mais intenso em níveis mais baixos do que nos dias sem LI. A análise dos perfis da componente meridional ( $v$ ) apresentaram um máximo negativo em torno de 900 hPa, um máximo positivo próximo à 800 hPa e nota-se uma tendência deste máximo ser mais intenso nos perfis dos dias com LI. Além disso, os perfis verticais mostraram diferenças mais atenuadas acima do nível de 500 hPa, Estes resultados sugerem uma possível relação entre a presença do JBN e a formação das LI amazônicas.

Sabe-se que as LI tropicais amazônicas são sistemas bastante atuantes na região, mas seus fatores dinâmicos de inicialização, intensificação e propagação são pouco conhecidos. Como já mencionado, vários autores indicam que o cisalhamento do vento contribui para a manutenção do aspecto organizacional desses sistemas, isto é, o cisalhamento modula o comportamento rotacional do escoamento (vorticidade). Estudos com foco na estrutura dinâmica dentro de sistemas convectivos, mostram que o cisalhamento do vento age intensificando ou inibindo as correntes ascendentes dentro da linha, afetando diretamente o desenvolvimento de novas células convectivas.

A partir desses pressupostos este estudo tem por finalidade caracterizar a dinâmica do ambiente em que as LI se formam, buscando compreender a contribuição dos fatores importantes no seu processo de formação e manutenção, especialmente no que diz respeito a contribuição do perfil vertical do vento.

## **2 OBJETIVOS**

### **2.1. Objetivo Geral**

O objetivo geral deste projeto é compreender a interação entre os mecanismos responsáveis pela formação e manutenção das linhas de instabilidade tropicais da Amazônia, principalmente, em relação à contribuição dinâmica na geração de circulações dentro da linha convectiva. Além disso, obter padrões temporais a fim de explicar a dependência da componente zonal e meridional do vento com os períodos de atuação desses sistemas.

### **2.2. Objetivos Específicos**

Com base no objetivo geral, pretende-se responder os seguintes questionamentos:

- A presença de JBN mais intensos e profundos no ambiente de formação das LI pode intensificar as correntes ascendentes dentro da linha convectiva auxiliando na organização e manutenção da LI?
- De que forma maiores variações no perfil vertical da componente meridional do vento pode contribuir para o desenvolvimento das LI?
- A camada de cisalhamento confinada em baixos níveis é a mais importante na inicialização de LI como mencionado por Rotunno et al. (1988) e Weisman et al. (1988)?
- De que forma a presença de outros sistemas, de micro, meso e escala sinótica, interagem na região amazônica auxiliando ou inibindo o desenvolvimento das LI?

### 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1. Linhas de Instabilidade

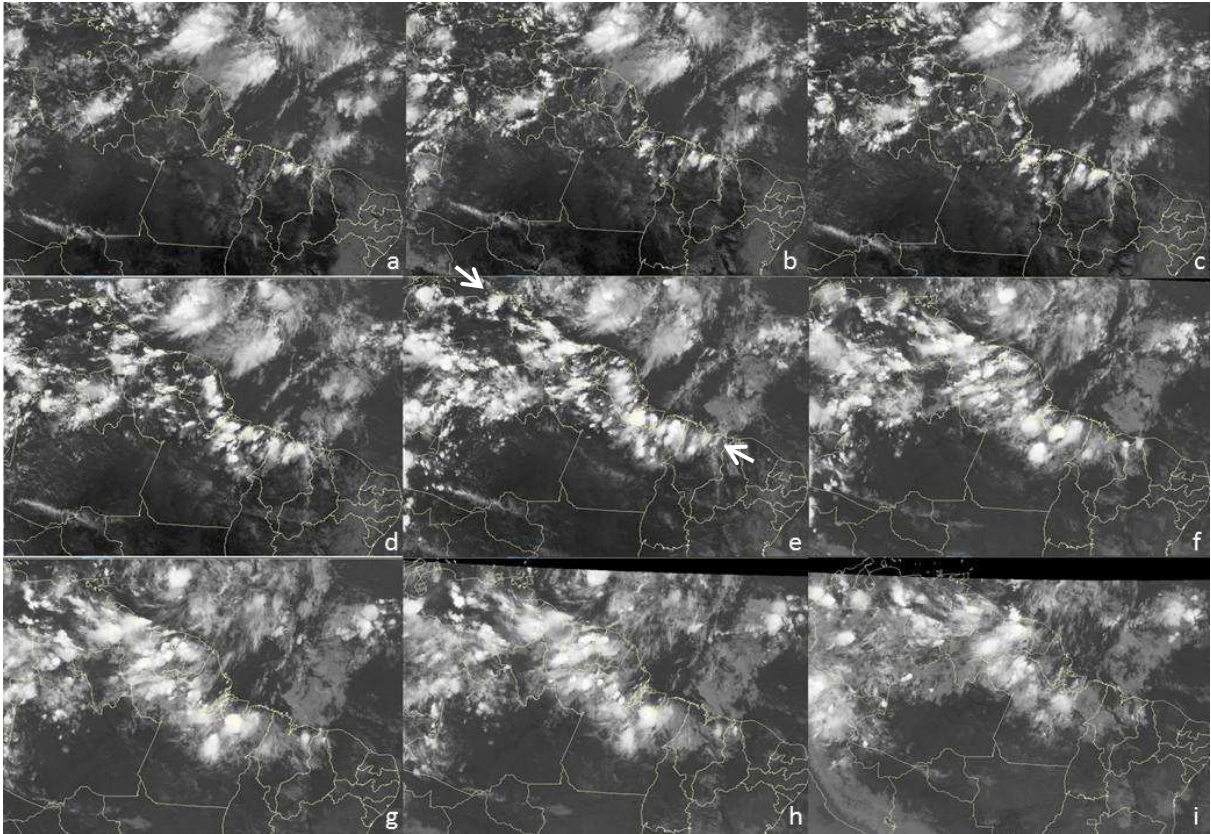
A LI é um sistema convectivo de mesoescala associado a junção de várias células de cumulonimbus em diferentes estágios de desenvolvimento dispostas em forma de linha, podendo ser contínua ou com intervalos entre si. Um exemplo de LI é mostrado na Figura 1. São sistemas que podem se formar em várias regiões do globo. Na América do Sul, ocorrem frequentemente na costa norte do Brasil, podendo se propagar mais de 400 km continente adentro e produzir grandes acumulados de chuva. Podem também ser formadas em latitudes subtropicais e médias, sendo estas associadas a sistemas frontais.

Os fatores responsáveis pela inicialização e propagação das LI tropicais vem sendo documentados por alguns autores desde a década de 80. Sun e Orlanski (1981) propuseram que a instabilidade trapezoidal é possivelmente um mecanismo responsável pela propagação das LI na costa atlântica da América do Sul. Esta instabilidade consiste na liberação de ondas de gravidade internas de mesoescala produzidas através da variação diurna da estabilidade na camada limite planetária. Eles utilizaram um modelo linear no qual houve interação entre a circulação de brisa marítima e ondas instáveis de mesoescala, associadas à instabilidade trapezoidal. Os resultados indicaram que a energia potencial da instabilidade trapezoidal se intensificou com a circulação da brisa marítima em baixas latitudes, e as ondas de gravidade interna em mesoescala, próximo à costa, se amplificaram gradualmente propagando-se continente adentro.

Alguns mecanismos de formação das LI são sugeridos pela literatura. Podendo ser ligadas a padrões de onda na região tropical, ou associadas a circulação de brisa marítima. A estrutura e intensidade desses sistemas são reguladas por suas condições meteorológicas ambientais, tais como, os campos espaciais do vento, temperatura e umidade (Houze, 1993; Cotton et al., 2011). Estas condições ambientais da formação e desenvolvimento são determinadas pela escala sinótica e/ou grande escala e por fatores termodinâmicos.

A partir de uma sequência de imagens de satélite no infravermelho para documentar a frequência mensal, propagação e velocidade de propagação das LI da costa Amazônica, no período de 1979 a 1986, Cohen (1989) verificou que a grande maioria desses sistemas ocorreram durante o inverno no Hemisfério Sul, vindo do quadrante leste-nordeste com velocidade média de 16 m/s. Ela analisou, também, as LI formadas durante o experimento

ABLE 2B (*Amazon Boundary Layer Experiment*) e encontrou a presença de um forte e profundo JBN nos dias de ocorrência da LI.



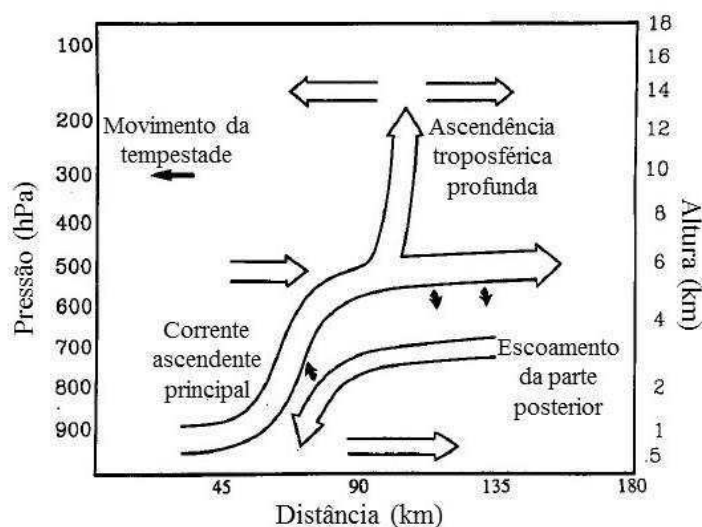
**Figura 1:** Imagens do satélite GOES-10 no canal infravermelho no horário das (a) 15:30, (b) 16:30, (c) 17:00, (d) 18:15, (e) 20:00, (f) 22:30, (g) 23:15 UTC do dia 22 de agosto de 2008 e das (h) 01:00 e (i) 03:00 UTC do dia 23 de agosto de 2008. A seta indica a posição da linha de instabilidade.

**Fonte:** CPTEC/INPE

Kousky (1980) sugeriu que a convecção associada à brisa marítima penetra para o interior do continente quando o escoamento médio em 850 hPa é perpendicular à costa, e tem penetração limitada quando o escoamento é paralelo à costa ou em direção ao oceano.

Garstang et al. (1994) estudaram a estrutura termodinâmica e a cinemática das LI na região Amazônica através de imagens de radar, satélite e informações da rede de estações de mesoescala. Foi estudado um caso de LI formada durante o experimento ABLE 2B. O modelo conceitual da estrutura do escoamento para uma LI, ilustrado na Figura 2, mostra que o sistema é composto em sua frente por nuvens cúmulus em desenvolvimento, a seguir, uma borda dianteira de convecção (*leading edge convection*) formada por vários cumulonimbus. Nesta região, encontra-se a própria LI com chuva forte associada. Por fim, observou-se uma camada extensa de nuvens estratiformes na região da bigorna. Assim, a constituição da LI na Amazônia

é semelhante ao modelo conceitual proposto por Gamache e Houze (1982) e por Zipser (1977) para as LI tropicais.



**Figura 2:** Modelo conceitual da estrutura do escoamento para uma linha de instabilidade costeira da região amazônica.

**Fonte:** Adaptado de Garstang et al. (1994).

Tao et al. (1995) observaram que uma das maiores diferenças entre o ambiente tropical e de médias latitudes é a taxa de variação térmica. Por causa desta diferença, o nível de fusão é diferente entre as linhas que se formam nos trópicos e em médias latitudes. Portanto, o impacto dos processos de fusão (tanto o resfriamento diabático, quanto a transformação do gelo em chuva) afeta diferentemente tais sistemas. Além da diferença do nível de fusão causado pela variação térmica em cada latitude, outro ponto importante para a diferença entre a convecção tropical e de latitudes médias é o campo de velocidade vertical. A distribuição vertical do empuxo é considerada por ter um papel importante na determinação da intensidade dos sistemas convectivos (Lucas et al., 1994b; Takemi e Satomura, 2000; Takemi, 2010). Se o empuxo se torna pequeno ao longo da atmosfera, a aceleração para cima de uma parcela de ar também se torna pequeno.

Cohen e Gandu (2002) analisaram duas LI formadas entre os dias 17 e 19 de abril de 2000, cuja formação foi observada no interior do continente, e não relacionada à circulação de brisa marítima, como aquelas descritas por Kousky (1980), Cavalcanti (1982), Silva Dias e Ferreira (1992). Os autores observaram a formação da primeira LI no centro-oeste do Maranhão, orientada na direção nordeste-sudoeste com propagação para oeste. Foi observado que houve uma interação da primeira LI com outra formada na costa do Pará, que teve seu mecanismo de inicialização associado a brisa marítima.

As análises das principais condições atmosféricas de grande e mesoescala observadas durante a formação dessas duas LI mostraram a passagem de uma crista de um distúrbio de leste, nesses dias, próximo a região de formação da LI continental. Este distúrbio foi precedido por nuvens convectivas isoladas sobre a parte central do Maranhão, que se organizaram de forma linear com a passagem do distúrbio de leste e a sotavento de uma topografia de 300 metros de altitude, que pode favorecer as circulações locais iniciando as primeiras células convectivas. Além disso, foi observado uma extensa região de convergência de umidade em baixos níveis e movimentos verticais ascendentes em níveis médios da troposfera sobre o litoral do Pará e movimentos descendentes sobre o Amapá. As LI continentais têm mecanismo de formação diferente das LI formadas ao longo da costa, porém, para este estudo de caso, tiveram características estruturais similares.

Barbosa (2005) propôs que os DOL têm influência significativa na formação e propagação das LI formadas na costa N/NE do Brasil. Dada a formação de nuvens convectivas, iniciada por fatores locais (aquecimento e brisa), se a convecção for intensificada por alguma forçante de escala sinótica (ZCIT ou DOL), então a perturbação convectiva ganhará grande extensão horizontal e se propagará continente adentro. Essas perturbações convectivas de longa duração correspondem às LI que penetram no interior da região amazônica.

Meng et al. (2013) investigaram características gerais das LI no leste da China utilizando mosaicos de refletividade do Radar Doppler com resolução espacial de 4 km para os anos de 2008 e 2009. O critério utilizado para identificar uma LI foi similar ao utilizado por Parker e Johnson (2000). Consiste em observar o sistema como uma banda adjacente linear ou quase linear de 40 dBZ de refletividade, se estendendo no mínimo 100 km e com duração de pelo menos 3 h. As LI vão de março a outubro nesta região, com um máximo de frequência em julho. A zona de formação desloca para o sul na primavera e para o norte no verão e depois volta para o sul no outono. Esta mudança de mês a mês da formação da LI pode estar associada com a mudança da zona baroclínica entre regiões subtropicais e extratropicais. Foi observado ainda que em toda a frente de rajada da LI são vistas mudanças abruptas de pressão de superfície, temperatura, vento e etc. Segundo estes autores, esta é a região em que se observa a maior atividade da LI. Os fortes ventos de superfície estão, em parte, associados com a grande diferença de pressão entre a superfície abaixo da frente de rajada e a tempestade no alto da piscina fria.

Através de experimentos numéricos utilizando o modelo atmosférico *Weather Research and Forecast* (WRF), Takemi (2014) investigou a sensibilidade da estrutura e da intensidade de LI em regiões tropicais, oceânicas e com característica continental em latitudes médias para

as condições idealizadas propostas por Rotunno et al. (1988), Weisman et al. (1988), Weisman e Rotunno (2004), sob diferentes condições de temperatura, umidade e cisalhamento. Foi demonstrado que a força e a área de núcleos ascendentes dentro do sistema convectivo simulado são significativamente reguladas pela taxa de variação térmica, que é considerado como um auxiliar para o perfil vertical de fluabilidade para uma parcela de ar levantada adiabaticamente, ou seja, um ambiente com uma taxa de variação térmica maior leva ao desenvolvimento de correntes ascendentes fortes e uma área mais ampla dentro de um sistema convectivo. Assim, o perfil vertical do empuxo afeta fortemente as características de correntes ascendentes.

### **3.2. Influência do Cisalhamento Vertical do vento no desenvolvimento de tempestades**

O cisalhamento vertical do vento é um fator dinâmico apontado por diversos autores como auxiliar no processo de manutenção dos sistemas convectivos de mesoescala, especialmente, no que diz respeito ao aspecto organizacional desses sistemas. Entender como o cisalhamento modela o escoamento dentro da linha convectiva é essencial na compreensão das interações entre os diversos fatores que dominam sua formação e manutenção.

Com o intuito de estudar os efeitos do cisalhamento do vento e da fluabilidade na estrutura de tempestades sobre várias condições ambientais, Weisman e Klemp (1982) fizeram simulações numéricas utilizando um modelo de nuvens tridimensional formulado por Klemp e Wilhelmson (1978a) e com modificações descritas por Chen (1980). As tempestades foram iniciadas em um ambiente horizontalmente homogêneo. Os resultados mostraram que para uma fluabilidade e cisalhamento fraco do vento, o modelo produz células individuais de curta duração. Na presença de cisalhamento baixo a moderado, há o desenvolvimento de células secundárias, semelhantes aos observados nas tempestades multicelulares ao passo que cisalhamento de intensidade moderada a alta produzem tempestades de supercélulas. Logo, a energia associada a fluabilidade e ao cisalhamento do vento é importante para determinar as características básicas das estruturas de tempestades.

As LI formam-se normalmente em um ambiente com moderada a alta instabilidade e com cisalhamento vertical confinado nos baixos níveis. Assim, fazendo uso de simulações bi e tri dimensionais, Rotunno et al. (1988) e Weisman et al. (1988) notaram uma dependência similar da extensão e longevidade da LI com o cisalhamento do vento. Foi observado que a linha simulada se manteve através da regeneração de novas células ao longo da borda da piscina fria, produzida durante o decaimento de células velhas. A capacidade da piscina fria em produzir

novas células é aumentada com o cisalhamento em baixos níveis. Rotunno-Klemp-Weisman (Rotunno et al. 1988, a partir de agora RKW) concluíram que a interação cisalhamento-piscina fria é um elemento central no entendimento da manutenção das fortes LI na ausência de forçantes externos como frentes frias, etc.

Com o objetivo de explicar como o cisalhamento em baixos níveis aumenta o processo de regeneração de novas células, RKW propuseram que, para uma piscina fria se espalhando em um ambiente sem cisalhamento, a circulação na borda principal é descrita como o ar ambiente sendo forçado sobre uma região mais profunda e, então, subsidindo sobre o corpo principal de ar frio, dissipando a célula convectiva. Já na presença de uma circulação associada ao cisalhamento ambiente, haverá uma neutralização de parte da circulação na borda principal, produzindo assim levantamento. Logo, quando a vorticidade gerada pela piscina fria e pelo cisalhamento vertical do vento estão balanceadas, ocorrerá o levantamento mais profundo e com maior potencial para produzir novas células. Assim, a camada de cisalhamento que ocupa os mesmos níveis verticais que a piscina fria pode ser a mais importante para este efeito.

Visando entender a interação dos requisitos necessários para a manutenção, intensidade e duração de LI mais fortes como sugerido por RKW e Thorpe et al. (1982), Weisman e Rotunno (2004) fizeram uso de diferentes medidas de intensidade do sistema, como camadas de cisalhamento mais profunda e mais elevadas. Os autores reconfirmaram que as LI são mais fortes quando há a presença de cisalhamento confinado nos baixos níveis de intensidade moderado a forte, assim como foi mencionado por Thorpe et al. (1982) e RKW. Ao aumentar a altura da base do cisalhamento para 7,5 e 10 km, notou-se o desenvolvimento de células convectivas isoladas de forte intensidade ao longo da linha no regime de cisalhamento moderado a forte. Entretanto, tais sistemas eram mais fracos em termos de condensação e precipitação. Notou-se também que ao localizar a camada de cisalhamento em 2,5 km, sistemas significativos de longa duração foram desenvolvidos, embora que mais fracos e menos organizados, do que para com o cisalhamento à superfície. Quando a camada de cisalhamento foi localizada em 5 km, o resultado foi um sistema muito mais fraco e menos organizado, semelhante ao sistema obtido sem a presença de cisalhamento do vento.

Alcântara et al. (2011) verificaram o papel dos JBN no desenvolvimento das LI amazônica utilizando imagens no infravermelho e no vapor d'água do satélite GOES-10 para identificar as LI que ocorreram entre janeiro de 2000 e dezembro de 2008, seguindo a metodologia proposta por Cohen (1989). As LI podem ser identificadas nas imagens como uma banda de nuvens convectivas, organizadas e alinhadas com a costa, no horário compreendido entre as 10:00 UTC e às 18:00 UTC. Os JBN foram caracterizados pela identificação de um



máximo relativo de velocidade entre os níveis de 900 e 600 hPa. O percentual de casos de LI em que há a presença de JBN é praticamente o mesmo para cada categoria, que é 89% para LIC, 85% para LIP1 e 86% para LIP2. Isto sugere que a presença de um JBN por si só não é suficiente para permitir que se diferencie os tipos de LI quanto a sua propagação. Portanto, é necessário avançar no estudo da física de outros mecanismos para que se possa esclarecer este assunto.

Com o objetivo de identificar os fatores de iniciação de LI na região do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA) no mês de junho, Oliveira (2012) utilizando dados de reanálises do ERA-Interim e dados de radiossondagens mostrou que os perfis da componente zonal ( $u$ ) do vento dos dias com e sem a formação de LI não apresentam diferenças significativas em ambas as categorias. Entretanto, o perfil dos dias SLI aparenta ser mais espesso (profundo) do que no perfil dos dias CLI. Por outro lado, o autor notou que os perfis verticais da componente meridional ( $v$ ) do vento dos dias com e sem LI apresentaram diferenças significativas nos níveis mais altos, onde  $v$  é de norte nos dias com LI e de sul nos dias sem LI. Logo, há uma mudança na direção do vento nos perfis. Os perfis de  $v$  apresentam diferença significativa, especialmente, ao nível de 350 hPa, indicando que o escoamento em altos níveis possui influência importante na formação da LI.

Com o uso de simulações do modelo BRAMS (Freitas et al., 2007) versão 5.02, Alcântara et al. (2014) estudaram características da dinâmica associada com as LI. Foram feitas oito simulações, uma principal chamada de simulação controle (SC) onde foi utilizado os dados de sondagens retirados da *Wyoming University* para Belém – PA das 12:00 UTC do dia 30 de maio de 2008, que corresponde a momentos antes da formação de uma linha de propagação do tipo 1 (LIP1), e as demais simulações foram feitas alterando valores de alguns componentes com o intuito de entender o impacto do cisalhamento do vento nos médios e baixos níveis, na formação e desenvolvimento do sistema, em especial, a contribuição do JBN.

Os autores concluíram que para se formar uma LI propagante, o perfil do vento deve conter um JBN intenso e profundo, com camada de velocidade quase constante até os médios níveis. Além disso, esta camada também não deve conter cisalhamento direcional. Para estes autores, a teoria RKW que atribui ao JBN um papel restrito e primordial na longevidade dos sistemas, não aparenta ser a condição “ótima” para as LI da Amazônia. Para eles, esta teoria é uma simplificação de um perfil de vento que pode ser muito mais complexo e que suas características, tanto em baixos níveis, quanto em médios níveis podem ser efetivas na formação e desenvolvimento das LI, pois todo ele pode interferir nos processos internos de nuvens.

### 3.3. Influência dos padrões de vorticidade no desenvolvimento de tempestades

É notório que a presença de cisalhamento do vento propicia um ambiente mais favorável ao desenvolvimento de atividades convectivas. O comportamento do cisalhamento está diretamente associado à medida da rotação do escoamento, a qual chamamos de vorticidade. A estrutura da vorticidade (ciclônica ou anti-ciclônica) dentro do ambiente de formação de LI foi estudada por alguns autores para identificar sua contribuição no desenvolvimento desses sistemas.

Biggerstaff e Houze (1991a) analisaram a cinemática e a estrutura da precipitação na região estratiforme durante a fase madura de uma LI formada entre os dias 10 e 11 de junho de 1985 sobre Kansas e Oklahoma. Em seus estudos posteriores Biggerstaff e Houze (1991b) documentaram a estrutura aparente de padrões na banda de vorticidade vertical em médios níveis para este mesmo evento. Os autores desenvolveram um modelo conceitual da distribuição da vorticidade vertical relativa e da explicação dos termos de alongamento e inclinação associados a estes padrões. O modelo mostra uma forte banda de vorticidade positiva evidente na região convectiva e nos médios níveis na retaguarda do sistema, associado ao nível de fusão atrás da região da precipitação estratiforme mais forte. Uma banda de vorticidade anticiclônica (VAC), com máxima magnitude próximo ao nível de fusão, é observada entre as duas regiões de vorticidade ciclônica (VC). Esta banda de VAC pode impedir a manutenção e desenvolvimento de circulações estáveis de mesoescala dentro do sistema de tempestade.

Outro achado importante dos autores e reforçado por Wakimoto et al. (2015), é que a baroclinia em grande escala pode estabelecer uma vorticidade horizontal que, associada a movimentos verticais de mesoescala dentro dos sistemas de tempestade, produzem bandas de vorticidade vertical, orientadas paralelamente à linha convectiva.

Diversos estudos indicam que a região da piscina fria é um fator chave na organização da convecção profunda (Thorpe et al. 1982; Rotunno et al. 1988; Szeto and Cho 1994), em conjunto com papel do cisalhamento do vento (Szeto and Cho 1994; Coniglio et al. 2006).

A teoria RKW (Rotunno et al., 1988) atribui ao cisalhamento do vento um papel primordial na manutenção das LI. Os autores propõem que o forte cisalhamento presente nos mesmos níveis da piscina fria é o mais importante para o disparo de novas células convectivas, como já mencionado, quando há o balanço das circulações (vorticidade) geradas nessas duas regiões há um levantamento mais profundo com maior potencial para produzir novas células à frente da linha.

Weisman e Rotunno (2004) afirmam ainda que é possível a formação de sistemas duradouros sem que haja o balanço apropriado entre o cisalhamento em baixos níveis e a intensidade da piscina fria. Entretanto, os autores acreditam que durante o ciclo de vida desses sistemas pode haver formação de convecção menos intensa e com menor duração do que quando as circulações estiverem balanceadas. Sistemas de longa duração podem se desenvolver em uma ampla variedade de ambientes, mas a intensidade das LI é aumentada quando o cisalhamento é de moderado a forte e tem sua base na superfície, com profundidade entre 2,5 e 5 km.

Wakimoto et al. (2015) elaboraram um modelo esquemático resumindo os padrões de vorticidade durante os estágios iniciais de uma linha convectiva formada no dia 2 de junho de 2003 sobre a região de Mississippi nos Estados Unidos. Os autores utilizaram dados do radar Doppler durante o BAMEX (*Bow Echo and MCV Experiment*). Foi mostrado que as correntes descendentes na frente da linha convectiva juntamente com a corrente ascendente principal produzem uma inclinação no vetor vorticidade horizontal para a vertical, produzindo bandas de vorticidade vertical ciclônica e anticiclônica no início do ciclo de vida da linha.

Weisman e Davis (1998) sugeriram que a sub inclinação dos ecos dentro de uma linha convectiva foram criados pela inclinação da vorticidade horizontal gerada pela piscina fria. Os resultados apresentados no estudo de Wakimoto et al. (2015) suportam esta hipótese e revelam que o profundo escoamento na linha convectiva leva à produção de um vórtice horizontal com suficiente magnitude e orientação, tal que a inclinação, e subsequente alongamento produz um par de vorticidade vertical. Assim, a inclinação na vorticidade pode desenvolver uma célula convectiva mais forte dentro de uma linha convectiva associada a correntes de ar ascendentes intensas formadas em uma região de vorticidade horizontal uniforme.

### **3.4. Técnicas Multivariadas aplicadas às variáveis atmosféricas**

Novas técnicas têm sido empregadas, com diferentes finalidades, que possibilitam, dentre outras coisas, caracterizar regimes não-lineares associados à natureza das variáveis atmosféricas (Gong e Richman, 1995).

As técnicas multivariadas foram aplicadas por diferentes autores com vários enfoques, por exemplo, empregaram ACP para explicar a variabilidade climática global das anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM) (Westra et al., 2010), obter padrões pluviométricos de determinada região (Fragoso e Gomes, 2008; Amanajás et al., 2010), analisar as condições espaciais ambientais (Eastman e Fulk, 1993) e estimar o potencial eólico de determinada região

(Lima et al., 2010; Souza, 2015), dentre outros. Embora estes autores tenham abordado diferentes variáveis de diversos aspectos, estudos relacionados aos padrões do perfil vertical do vento associado a sistemas de mesoescala ainda são escassos.

Em um estudo quantitativo do potencial eólico das microrregiões de Campo Grande e Dourados/MG, Souza e Granja (1997), através do modelo de probabilidade de Weibull aplicadas à série temporal de observações na região, concluíram que houve uma periodicidade para as estações estudadas, onde os mínimos valores de potencial são observados no começo do outono e os máximos no final do inverno e começo da primavera. Também foi verificado que as direções predominantes do vento foram bem definidas para ambas as estações, havendo pouca variação da direção entre elas. O método dos mínimos quadrados (MMQ) utilizado para ajustar a distribuição de frequência dos ventos apresentou-se adequado, como observado por Justus et al. (1978). Os autores observaram que o MMQ é o melhor ajuste dos parâmetros da distribuição estatística de Weibull, por ter apresentado os menores erros. Os erros observados estão relacionados a amostra da série histórica, pois, alguns sítios apresentam características eólicas não previstas pela distribuição.

Yin et al. (1999), em estudos realizados no Porto de Taichung (Taiwan), avaliaram um conjunto incompleto de 26 anos de dados de velocidade média dos ventos coletados de 10 em 10 minutos, ocasião que determinaram a média e os valores extremos da velocidade. Os dados foram analisados utilizando os modelos possíveis para estudar a velocidade máxima, além dos modelos clássicos para valores extremos (distribuição de probabilidade de Gumbel e de Weibull). Os melhores resultados apresentados foram aqueles obtidos pela distribuição de Weibull. Concluíram que as distribuições estudadas podem ser usadas para modelar o vento no porto de Taichung em Taiwan.

Corrêa et al. (2007) utilizaram a técnica de ACP com o intuito de entender as relações dos JBN e dos fluxos no perfil vertical do vento na geração de convecção em escala sinótica e associá-las a precipitação em Porto Alegre, RS. O emprego desta técnica facilita o entendimento da complexidade das interações das diferentes escalas meteorológicas envolvidas nos processos sinóticos de macro e mesoescala, mostrando neste método uma melhor representação das características dinâmicas dos processos baroclínicos na convecção.

Utilizando a técnica de ACP diretamente nos dados de vento coletados no Centro de Lançamento de Alcântara durante o período de 1995 a 1999, com o intuito de analisar estruturas existentes nos perfis verticais do vento e identificar a influência de sistemas atmosféricos destes perfis, Gisler (2009) observou que mais de 93% das variâncias (tanto com relação à direção, quanto com relação à velocidade do vento) nos 112 perfis verticais do vento estão relacionadas

aos sistemas meteorológicos atuantes (por exemplo, a ZCIT, Brisa Marítima, LI, etc), sendo observado ainda que as maiores variâncias no perfil estão associadas à direção do vento. O vento é predominantemente de NE para os meses de janeiro a abril e de setembro a dezembro, enquanto que de maio a julho a predominância é de ENE. Este comportamento está de acordo com a posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e da confluência dos ventos alísios que, nesta época do ano de inverno austral, possuem direções E e SE.

Amanajás (2011) empregou o método da Análise Fatorial em Componentes Principais e Agrupamentos Hierárquicos com o objetivo de analisar os principais padrões climatológicos da precipitação na Amazônia Oriental e relacioná-los com os principais mecanismos climáticos dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais. Os resultados obtidos mostraram a existência de três padrões pluviométricos bem definidos que explicaram aproximadamente 92% da variância total dos dados. O padrão dominante definiu áreas de chuva que são influenciadas pela atuação da Zona de Convergência Intertropical. O segundo padrão espacial está associado a eventos de mesoescala, tal como as LI que atuam na região nos meses de maio a agosto, favorecendo a precipitação. Já o terceiro padrão espacial evidencia a influência da atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul, sistema atuante no final da primavera e início do verão, bem como sistemas de escala local.

Silva (2011) utilizando técnicas multivariadas aplicadas a dados horários do vento à superfície coletados nas capitais litorâneas nordestinas com o objetivo de avaliar a variabilidade e os padrões de vento na área costeira do NEB, mostrou que as técnicas utilizadas possibilitaram identificar regiões homogêneas e padrões sazonais do vento à superfície. A autora evidenciou ainda que os campos médios mensais do vento mostraram um contraste entre a direção do vento em São Luiz (leste-nordeste) e nas demais capitais (leste-sudeste) e que a velocidade do vento varia no decorrer do ano em toda a área litorânea.

Santos et al. (2012) utilizando a técnica de Análise em Componentes Principais (ACP) fizeram um estudo sobre o efeito da brisa marítima na cidade de Belém –PA através de dados de precipitação, intensidade e direção do vento horizontal, para os meses representativos dos períodos chuvoso (fevereiro, março e abril) e menos chuvoso (setembro, outubro e novembro) nos anos de 2005 e 2006. A técnica de ACP foi introduzida com o objetivo de explicar a estrutura de dependência entre a evolução sazonal da chuva com a direção e intensidade do vento.

Os autores observaram que a precipitação diária apresenta distribuição mais homogênea na estação chuvosa quando comparada com a estação menos chuvosa. A predominância da chuva, em ambas as estações, ocorre no final da tarde e início da noite quando há um giro do

vento horizontal local, que segundo os autores está relacionado aos efeitos das circulações de brisa marítima e lacustre. Notou-se ainda que em ambos os anos e estações a intensidade do vento apresenta comportamento temporal semelhante. A técnica de ACP permitiu evidenciar a relação de dependência da precipitação com o vento horizontal, concluindo que o máximo de precipitação observado está relacionado ao giro horizontal do vento, o qual está ligado a brisa marítima e lacustre.

Filho e Aragão (2014) utilizaram métodos de análise multivariada aplicados a médias trimestrais das componentes do vento à superfície registrado por cinco plataformas automáticas de coleta de dados operadas pelo Instituto do Meio Ambiente e Recursos Hídricos (INEMA) com o objetivo de determinar padrões de variabilidade temporal do vento à superfície em mesorregiões do estado da Bahia. Os autores mostraram que as duas CP, explicaram 99,4% e 99,6% da variância total das médias trimestrais do vento, respectivamente. Verificaram ainda que em algumas localidades os sistemas atmosféricos interagem com fatores locais, como o relevo. Os resultados indicaram que sistemas como o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e os sistemas frontais influenciaram na variabilidade do vento no decorrer do período, e que outros sistemas atmosféricos, como a ZCAS, VCAS/VCAN e DOL afetaram em épocas específicas.

## 4 MATERIAL E MÉTODOS

### 4.1. Dados e Área de estudo

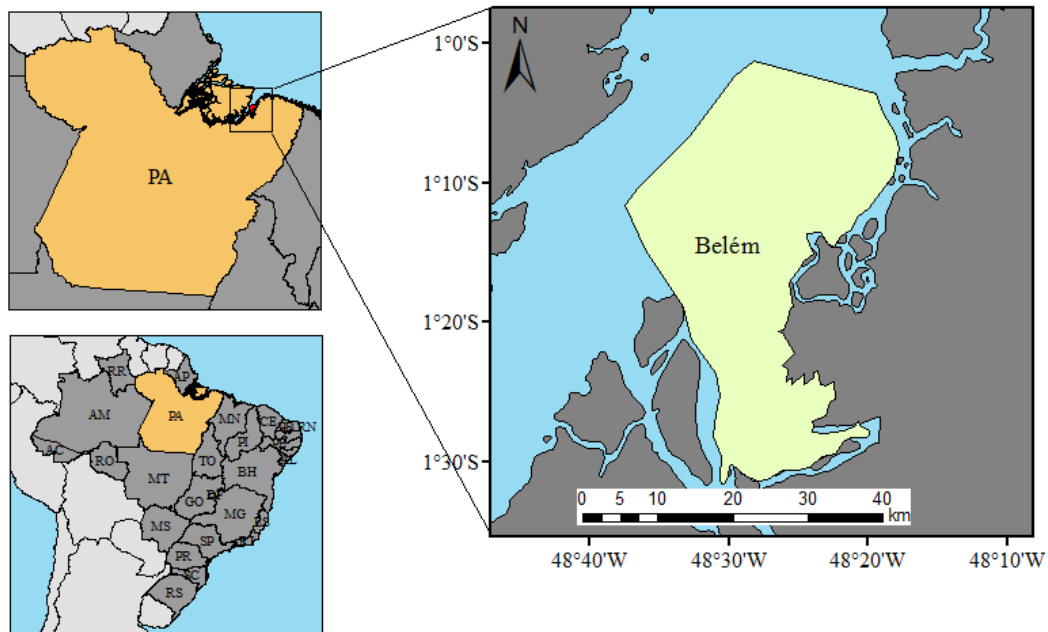
Os dados utilizados neste trabalho consistem em Reanálises do ECMWF (*European Centre Medium-Range Weather Forecast*) para o período de 2006 a 2008, das componentes zonal ( $u$ ) e meridional ( $v$ ) do vento no ponto de grade mais próximo a cidade de Belém-PA (1,38°S; 48,48°W) (Figura 3). São reanálises do ERA-INTERIM de cobertura global com resolução de 0,75° de latitude  $\times$  0,75° de longitude e frequência de 6 horas, dispostos em 37 níveis.

As reanálises são um conjunto de dados representativos da atmosfera, confiáveis e que possibilitam a análise completa de um período sem lacunas nos dados. Alcântara et al. (2011) fizeram um estudo comparativo entre os dados de reanálises da componente zonal da velocidade do vento do ponto de grade mais próximo de Belém e os dados de sondagens originais, no período de 01 a 22 de junho de 2011. Eles observaram que as maiores diferenças da velocidade do vento são vistas em níveis acima de 500 hPa na maioria dos dias, e que acima deste nível as reanálises superestimaram os valores desta variável.

Muitos autores afirmam que o desenvolvimento de tempestades é influenciado diretamente por processos que ocorrem abaixo do nível de 500 hPa, região em que as menores diferenças entre os dados foram observadas. Portanto, apesar do estudo com dados de reanálises apresentar algumas limitações, eles são a melhor opção de conjunto de dados, devido as discontinuidades encontradas nas sondagens.

Para possibilitar a análise da dinâmica do vento no ambiente de formação, desenvolvimento, manutenção e enfraquecimento das LI, foi utilizado os quatro horários padrões das 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC, que correspondem às 21:00, 03:00, 09:00 e 15:00 HL, respectivamente. Além disso, vale ressaltar que o horário das 12:00 UTC antecede a formação da circulação de brisa marítima, sendo assim, o horário principal em se tratando da formação de LI da Amazônia, pois a atmosfera ainda não sofreu os efeitos da circulação de brisa. A informação dos dias com (CLI) e sem (SLI) a formação de LI foram adquiridos através da climatologia feita por Alcântara et al. (2011).

Toda a manipulação dos dados de reanálises foi feita através do software CDO (*Climate Data Operators*) e a visualização e geração das figuras de perfis de vento, pelo GRADS (*Grid Analysis and Display System*) e Excel.



**Figura 3:** Localização da área de estudo.

## 4.2. Metodologia

### 4.2.1. Elaboração e análise dos perfis verticais do vento

Os gráficos das frequências das LI e JBN foram representados a partir da climatologia feita por Alcântara et al. (2011), que fizeram uma análise subjetiva de imagens de satélite no canal infravermelho e uma contagem da ocorrência de LI entre os anos de 2000 e 2008, seguindo a metodologia proposta por Cohen (1989). Os JBN foram identificados como sendo um máximo relativo na velocidade do vento zonal entre os níveis de 900 hPa e 600 hPa, independente de sua intensidade.

A partir dos dados diários fez-se a separação dos dias CLI e SLI e construiu-se perfis verticais médios do vento dos quatro horários UTC para o período (2006-2008) e para a média trimestral; dezembro-janeiro-fevereiro (DJF) e junho-julho-agosto (JJA) que correspondem à estação de transição, março-abril-maio (MAM), estação chuvosa e setembro-outubro-novembro (SON), correspondendo à estação seca; tanto da componente zonal ( $u$ ), quanto da componente meridional do vento ( $v$ ).

Para a estimativa da profundidade do JBN ( $\Delta N$ ) neste estudo, foi selecionado arbitrariamente para cada perfil um valor da velocidade do vento em que ao traçar uma reta na vertical esta cortasse o perfil em baixos e altos níveis. Em seguida, anotou-se os dois níveis em



que a mesma cruzou o perfil (níveis inferior e superior) calculando a diferença entre estes, encontrando assim a profundidade do JBN em hPa.

A diferença absoluta entre os máximos da componente meridional do vento foi estimada anotando-se o valor absoluto do máximo negativo e o máximo positivo observado no perfil do vento. Em seguida, somou-se os dois valores para obter a distância entre os mesmos. O valor da altura foi obtido pela subtração entre os níveis isobáricos de ocorrência dos dois máximos.

#### 4.2.2. Estimativa da vorticidade

Estudos prévios sugerem que a componente  $v$  aparenta ter contribuição na formação e desenvolvimento das LI, apresentando uma rotação na direção do vento próximo ao nível de 800 hPa, nível em que se observa um máximo na componente zonal do vento. Além disso, o perfil vertical de  $v$  para os dias CLI e SLI apresentam diferenças mais acentuadas acima de 550 hPa.

O desenvolvimento de sistemas convectivos (linhas de instabilidade) em um ambiente com cisalhamento vertical do vento intenso está ligado diretamente à medida da rotação existente no escoamento. Dependendo da estrutura do cisalhamento, esta rotação, a qual é chamada de vorticidade pode ser positiva (anti-ciclônica) ou negativa (ciclônica).

A quantificação do cisalhamento em função da componente meridional do vento é calculada a partir do termo  $\left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)$  da Equação (1) para os perfis dos dias CLI e SLI da média do período, entre os níveis do máximo negativo e positivo, 950 hPa e 775 hPa, respectivamente, analisando assim o cisalhamento na camada inferior da atmosfera, próxima ao JBN, e na camada onde os perfis CLI e SLI diferem em direção, 650 hPa e 500 hPa, para a análise nas camadas mais superiores. Esta metodologia foi aplicada para verificar qual camada de cisalhamento desempenha papel mais importante no desenvolvimento das LI amazônicas.

$$\zeta_x = \left( \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (1)$$

$\zeta_x$  representa a componente zonal da vorticidade,  $w$  e  $v$  a componente vertical e meridional do vento, respectivamente.

A Equação 2 foi aplicada aos dados de pressão atmosférica, disponíveis em hPa, para a estimativa da altitude local (em metros) como sugerida por Burman e Pochop (1994).

$$P_{atm} = 101,3 + 0,01055.A \quad (2)$$

onde  $P_{atm}$  representa a pressão atmosférica em kPa, e  $A$  a altitude em metros.

#### 4.2.3. Análise Fatorial em Componentes Principais

A análise da ACP foi utilizada para melhorar o entendimento da variabilidade temporal dos perfis verticais do vento, pois um dos objetivos desse trabalho é investigar a existência de padrões atmosféricos associados à ocorrência de LI em Belém. Para tal, esta técnica foi aplicada pois a mesma permite avaliar um conjunto de variáveis e identificar as características comuns de um conjunto de fenômenos de forma que se possa entender as correlações entre eles (Corrar et al., 2007).

O principal objetivo da ACP é reduzir o número de variáveis de um conjunto de dados preservando a maior parte das informações contidas, apresentadas através de fatores. Assim, as CP são combinações lineares das variáveis originais, obtidas por combinações lineares entre a transposta ( $A^t$ ) e a matriz de observação dispostas em ordem decrescente de importância. O número de fatores retidos normalmente é feito a partir do Método de Kaiser que considera como mais significativos os autovalores cujos valores sejam superiores à unidade (Garayalde et al., 1986).

Nessa análise é considerada uma matriz  $[X]$  de dados de dimensão ( $m \times n$ ), na qual  $m$  representa os níveis verticais (300, 350, 400, 450, 500, 550, 600, 650, 700, 775, 800, 825, 850, 875, 900, 925, 950, 975 e 1000 hPa) e  $n$  o período de análise para os quatro horários disponíveis. Organizou-se uma matriz para cada horário, totalizando 4 matrizes para cada componente do vento, dispostas com 1096 linhas (valor diário da variável no horário UTC) e 19 colunas (níveis isobáricos). Aplicou-se a ACP a cada uma dessas matrizes, na forma descrita a seguir.

Através dos dados diários dos quatro horários disponíveis, a ACP foi aplicada analisando a variável  $u$  e  $v$ , separadamente, no modo temporal (Modo-T). Segundo Richman (1983), o Modo-T é uma ferramenta muito útil para sintetizar e reproduzir padrões de circulações, quantificando sua frequência e mostrando os períodos de tempo neles dominantes, ou seja, obter a evolução dos principais modos dominantes de circulação que permitam analisar a trajetória e comportamento dos sistemas sinóticos sobre determinadas áreas.

Os elementos da matriz  $[X]$  são normalizados com média zero e variância um. A matriz de correlação é obtida a partir da matriz das variáveis padronizadas pelos desvios padrões, sendo dada por:

$$[R] = \frac{1}{n} [X]^T [X] \quad (3)$$

A partir da matriz de correlações determina-se os autovalores e autovetores associados.

Os autovalores e os autovetores de uma matriz  $[S]$  são  $n$  escalares e um vetor não nulo  $[E]$  de dimensão  $(n \times 1)$  satisfazendo a relação:

$$[S][E] = \lambda[E] \quad (4)$$

$$([S] - \lambda[I]).[E] = [0] \quad (5)$$

Sendo a matriz  $[S]$  simétrica, seus autovalores serão ortogonais, como segue:

$$[E]^T [E] = [I] \quad (6)$$

A soma dos autovalores define a variância total dos dados. A variância explicada por cada autovetor é calculada pelo autovalor dividido pela soma dos autovalores. As componentes são calculadas de modo que a primeira componente principal  $C_1$  tenha variância máxima. Calcula-se  $C_2$ , procurando, novamente, maximizar a variância da segunda componente que não deverá ser correlacionada com  $C_1$ . Calcula-se  $C_3$  que é obtido maximizando-se a variância, desde que não seja correlacionada com  $C_1$  e  $C_2$ . Assim, a variância de  $C_1, C_2, \dots, C_m$  decresce e, frequentemente, grande parte da variância dos dados é explicada por um número reduzido de componentes.

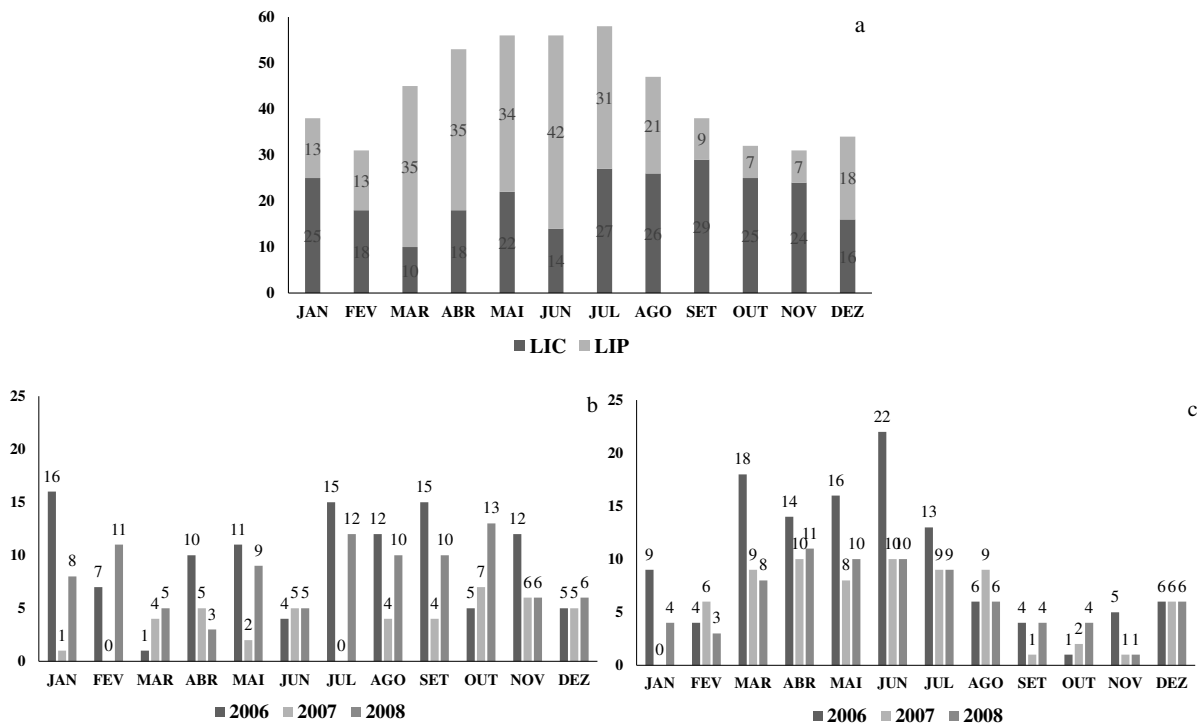
Para auxiliar no entendimento da contribuição dinâmica de cada fator temporal associados à cada componente do vento, foi feito perfis verticais médios associados a cada fator. Desta forma, selecionou-se o dia de cada ano que obteve a maiores contribuições negativas e as maiores contribuições positivas e fez-se, para cada componente, a média dos perfis verticais associados a cada fator (positivo e negativo).

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1. Frequência das LI e JBN

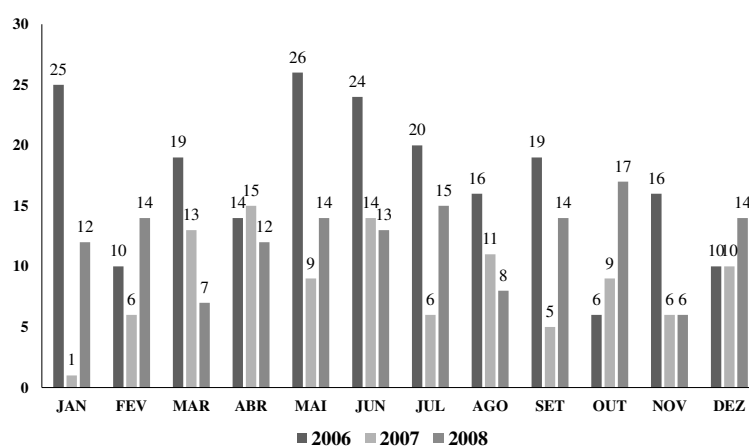
Nesta sessão são apresentadas a frequência das LI e dos JBN para o período de estudo (2006 a 2008), através dos dados obtidos por Alcântara et al. (2011).

A Figura 4 ilustra a frequência mensal de cada tipo de LI para o período de 3 anos e cada ano separadamente. Neste período observou-se um total de 519 casos de LI, sendo 254 LIC e 265 LIP. Na Figura 4a observa-se que o mês de junho (fevereiro) apresentou a maior (menor) frequência de LI, registrando um total de 58 casos (31 casos) sendo 31 (13) LIP e 27 (18) de LIC. A maior ocorrência de LIP (LIC) encontra-se no mês de junho (setembro), com 42 casos (29 casos), enquanto que a menor ocorrência foi no mês de outubro e novembro (março) com 7 casos (10 casos). Nota-se ainda que em geral, as maiores frequências de LIC (Figura 4b) são observadas durante os meses de julho a setembro (exceto no ano de 2007), enquanto que as maiores frequências de LIP (Figura 4c) são observadas durante os meses de março a junho. O ano de 2006 (2007) apresentou a maior (menor) frequência de LI, com um total de 231 (114) casos, sendo 113 (43) destes de LIC e 118 (71) de LIP.



**Figura 4:** Distribuição mensal do número total de casos (a) de LI para o período, (b) de LIC para cada ano do estudo e (c) de LIP para cada ano do estudo.

A Figura 5 ilustra a distribuição mensal do número de casos de JBN para os 3 anos de estudo. O ano de 2006 (2007) apresentou o maior (menor) número de ocorrência de JBN, com um total de 205 (105) casos anuais, os maiores valores observados foram nos meses de janeiro, maio, junho e julho de 2006, registrando um total de 25, 26, 24 e 20 casos, respectivamente, e os menores em janeiro (1 caso) e setembro de 2007 (5 casos). Uma síntese do número de casos ocorridos de LI e JBN constam na Tabela 1.

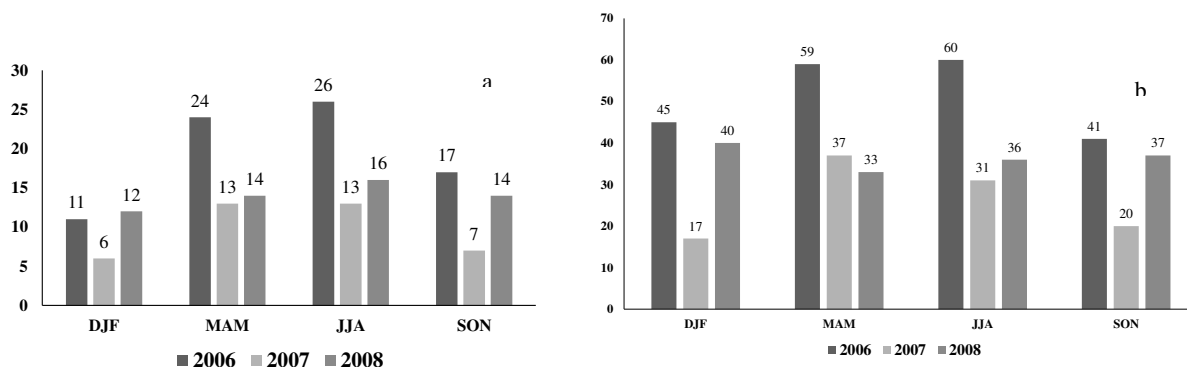


**Figura 5:** Distribuição mensal do total de número de casos de JBN para cada ano em estudo.

**Tabela 1:** Distribuição anual dos totais de casos para cada tipo de LI e para os totais anuais de JBN.

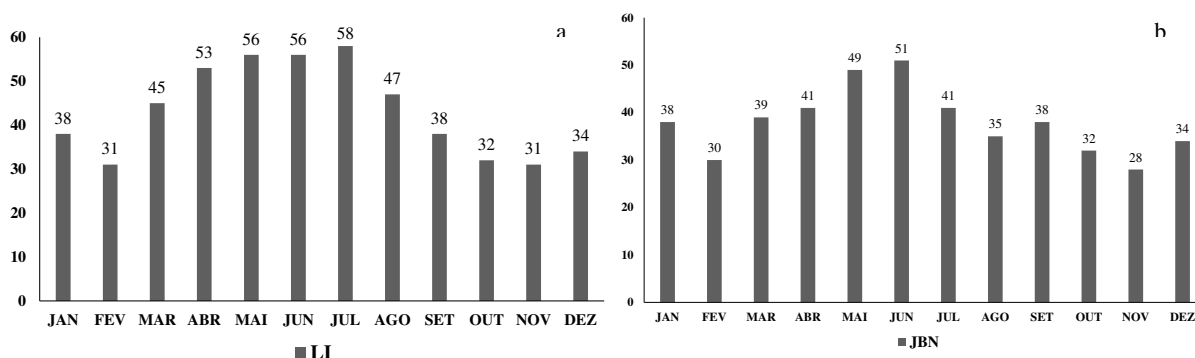
<b>ANO</b>	<b>LIC</b>	<b>LIP</b>	<b>JBN</b>
<b>2006</b>	113	118	205
<b>2007</b>	43	71	105
<b>2008</b>	98	76	146
<b>TOTAL</b>	254	265	546

A Figura 6a e 6b ilustram a distribuição trimestral de LI e JBN, respectivamente, para os anos estudados. Observa-se que o ano de 2006 apresentou o maior número de casos de LI e JBN em todos os trimestres, exceto em DJF que registrou apenas 11 casos. A maior frequência de LI no ano de 2006 ocorreu no trimestre JJA, num total de 26 casos, trimestre no qual ocorreu a máxima frequência de JBN (60 casos). O ano de 2007 registrou os menores números de casos do sistema, atingindo seu mínimo no trimestre DJF, com 6 casos. O trimestre JJA foi o que apresentou os maiores números de casos de LI em todos os anos do estudo. É possível verificar ainda que há uma variação sazonal do número de ocorrência de LI. Os trimestres DJF e SON (MAM e JJA) de todos os anos estudados, apresentam uma diminuição (aumento) de casos de LI.



**Figura 6:** Distribuição trimestral do total de número de casos de (a) LI e (b) JBN para os anos de 2006, 2007 e 2008.

A distribuição mensal do número de casos de LI do período em estudo é ilustrado na Figura 7. Verifica-se que os meses de maio, junho e julho apresentaram os maiores valores de casos de LI (56, 56 e 58 casos) e JBN (49, 51 e 41 casos). Os meses de menor frequência de LI coincidem com os meses de menor frequência de JBN, como observado no mês de fevereiro que registrou apenas 31 casos de LI e 30 casos de JBN no período estudado. Estes resultados sugerem que há uma conexão entre a ocorrência de JBN e LI na região amazônica, ou seja, a presença do JBN contribui para a formação e desenvolvimento das LI, concordando com o que já foi observado na literatura (Oliveira, 2012; Alcântara et al., 2014).



**Figura 7:** Distribuição mensal do número total de casos de (a) LI e (b) JBN para o período em estudo.

## 5.2. Perfis verticais da componente zonal do vento

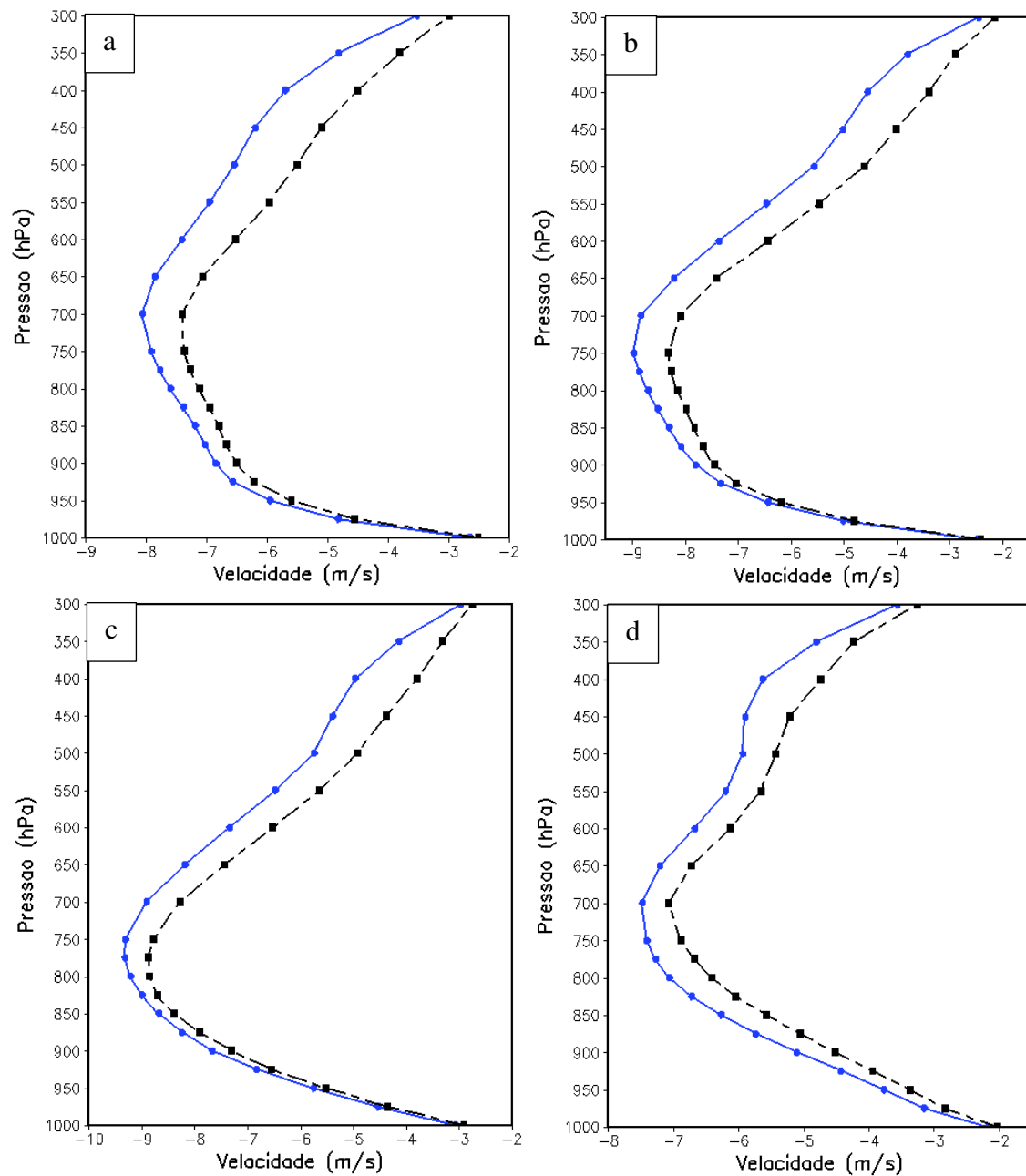
### 5.2.1. Média do período (2006-2008)

Aqui será analisado o perfil vertical médio do vento zonal ( $u$ ) para o período. Estudos anteriores mostraram que o JBN encontrado no perfil vertical da componente  $u$  pode contribuir para o desenvolvimento das LI, de forma que o JBN mais profundo e mais intenso ocasiona

maior ventilação nas nuvens, implicando em maior entranhamento e aumentando, possivelmente, a energia disponível para o sistema (Alcântara et al., 2014). Wakimoto et al. (2015) mostram que há uma interação entre o jato e o escoamento na parte traseira do sistema com a inclinação na componente da vorticidade, que pode gerar células convectivas mais fortes dentro do sistema convectivo de mesoescala. Com o intuito de entender a contribuição do JBN, analisou-se, primeiramente, o comportamento de  $u$  nos quatro horários UTC para os dias em que houve a formação de LI (CLI) e para os dias sem a formação de LI (SLI).

Os perfis dos períodos noturnos das 00:00 e 03:00 UTC encontram-se nas Figuras 8a e 8b, respectivamente. Nota-se que o JBN é mais intenso (valor máximo relativo) na média dos dias CLI, em ambos os horários, com um valor de aproximadamente  $-8,0$  m/s e  $-9,0$  m/s, respectivamente, em torno do nível de 725 hPa. Nos perfis dos dias SLI, o JBN apresentou intensidade de  $-7,5$  m/s e  $-8,4$  m/s, também em torno de 725 hPa. Fixando-se o valor da velocidade do vento em 6 m/s e traçando uma reta na vertical para estimar  $\Delta N$  em ambos os perfis, observa-se que nos dias CLI, o JBN é mais profundo quando comparado com o perfil médio dos dias SLI (Tabela 2), com aproximadamente 525 hPa (425 hPa) no horário das 00:00 UTC (06:00 UTC) e no perfil dos dias CLI e 400 hPa (375 hPa) no perfil dos dias SLI.

Os perfis verticais médios da componente  $u$  do período diurno das 12:00 UTC, momento antecedente a formação da circulação de brisa, e 18:00 UTC, horário de maior aquecimento da superfície, são encontrados nas Figuras 8c e 8d, respectivamente. Observa-se no horário das 12:00 UTC que o JBN ocorre no nível de 775 hPa e apresenta intensidade aproximada de  $-9,4$  m/s ( $-8,8$  m/s) nos dias CLI (SLI). No período da tarde (18 UTC), o JBN é o menos intenso entre os quatro horários analisados devido a maior turbulência gerada pelo aquecimento diurno, apresentando intensidade de  $-7,6$  m/s ( $-7,2$  m/s) nos dias CLI (SLI). Para a análise de  $\Delta N$  no horário das 12:00 UTC (18:00 UTC) fixou-se o valor de  $-6$  m/s ( $-5$  m/s). Nota-se que o JBN é mais profundo nos perfis dos dias CLI, em ambos os horários, como visto na Tabela 2.



**Figura 8:** Perfis verticais da componente zonal do vento da média do período do horário das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI.

Esses resultados mostram que a presença do JBN é uma característica intrínseca do ambiente amazônico. Entretanto, sugere-se que a presença de um JBN mais intenso e profundo no ambiente de formação das LI auxilia, principalmente, o desenvolvimento inicial desses sistemas, visto que os períodos que apresentam as maiores diferenças entre os perfis CLI e SLI são os das 06:00 e 12:00 UTC (Tabela 2).



**Tabela 2:** Profundidade e intensidade do JBN para os quatro horários UTC da média do período dos dias CLI e SLI.

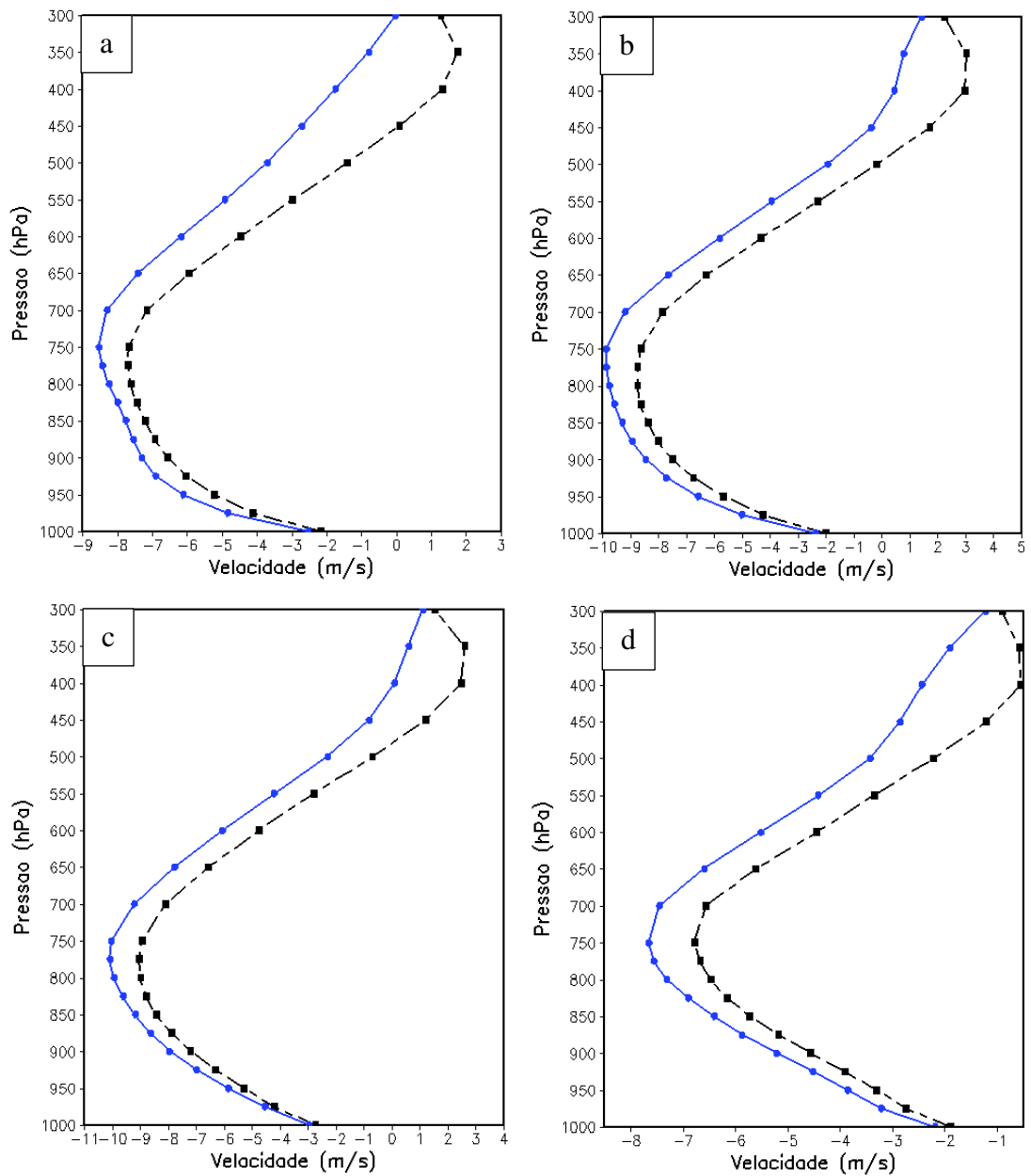
<b>Horário (UTC)</b>	<b>CLI</b>		<b>SLI</b>	
	$\Delta N$ (hPa)	Intensidade (m/s)	$\Delta N$ (hPa)	Intensidade (m/s)
<b>00:00</b>	525	-8,0	400	-7,5
<b>06:00</b>	425	-9,0	375	-8,4
<b>12:00</b>	450	-9,4	375	-8,8
<b>18:00</b>	525	-7,6	425	-7,2

### 5.2.2. Médias trimestrais do período (2006-2008)

#### 5.2.2.1. Trimestre Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF)

Os perfis verticais das médias do primeiro trimestre para o período em estudo (2006-2008) estão ilustrados na Figura 9. Observa-se que o perfil médio dos dias CLI (SLI), no horário das 00:00 UTC (Figura 9a), apresenta um JBN com intensidade de -8,7 m/s (-7,7 m/s) no nível de 750 hPa, aproximadamente. Além disso, ao fixar o valor de -6 m/s verifica-se que o JBN é mais profundo nos dias CLI (350 hPa) do que nos dias SLI (275 hPa), como visto na Tabela 3. No perfil do horário 06:00 UTC, ilustrado na Figura 9b, o JBN tem intensidade aproximada de -10,0 m/s (-8,8 m/s) nos dias CLI (SLI) e profundidade de 300 hPa (250 hPa), como pode ser observado na Tabela 3.

Os perfis do horário das 12:00 UTC (Figura 9c) mostra um JBN mais intenso na média dos dias CLI, com uma intensidade de -10,0 m/s no nível de 775 hPa, já na média dos dias SLI o JBN tem intensidade de -9,0. Aqui  $\Delta N$  foi calculada fixando-se o valor de -7 m/s, encontrando assim uma profundidade de 300 hPa (225 hPa) nos dias SLI (CLI). No período da tarde (Figura 9d), o JBN tem intensidade de -7,7 m/s (-6,7 m/s) na média dos dias CLI (SLI) em torno do nível de 750 hPa. A profundidade do jato neste horário, foi calculada fixando o valor de -5 m/s na velocidade do vento, obtendo o valor de 350 hPa (300 hPa).



**Figura 9:** Perfis verticais da componente zonal do vento da média do trimestre DJF das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI.

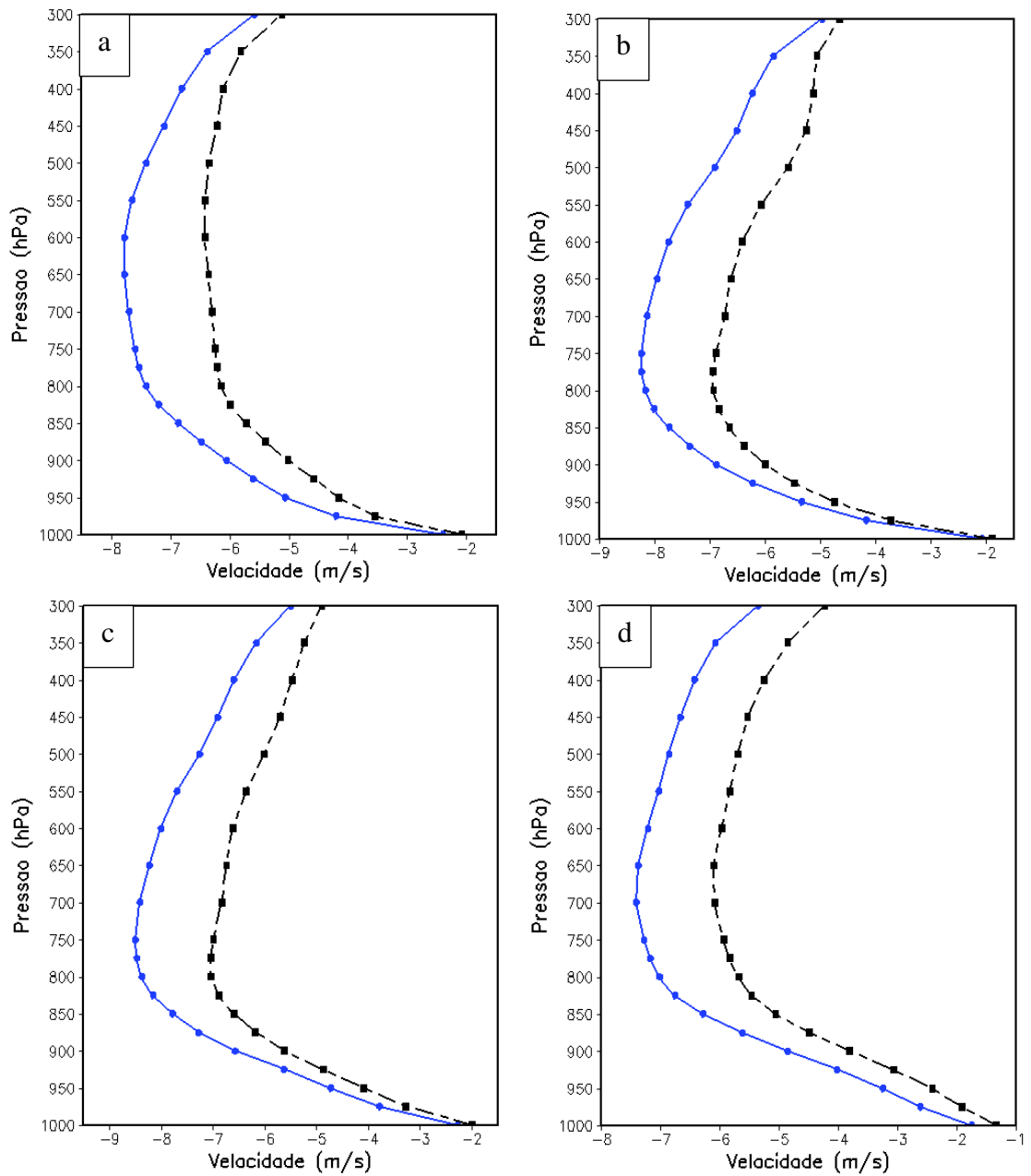
**Tabela 3:** Profundidade e intensidade do JBN para os quatro horários UTC da média do período do trimestre DJF dos dias CLI e SLI.

Horário (UTC)	CLI		SLI	
	$\Delta N$ (hPa)	Intensidade (m/s)	$\Delta N$ (hPa)	Intensidade (m/s)
<b>00:00</b>	350	-8,7	275	-7,7
<b>06:00</b>	300	-10,0	250	-8,8
<b>12:00</b>	300	-10,0	225	-9,0
<b>18:00</b>	350	-7,7	300	-6,7

#### 5.2.2.2. Trimestre Março-Abril-Maio (MAM)

Os perfis verticais das médias do segundo trimestre para o período em estudo (2006-2008) estão ilustrados na Figura 10. A análise dos perfis dos dias CLI no período noturno mostram a presença de um JBN com intensidade de  $-7,8$  m/s no nível de 650 hPa às 00:00 UTC (Figura 10a) e  $-8,2$  m/s em 775 hPa no horário das 06:00 UTC (Figura 10b). O perfil vertical da média dos dias SLI apresenta um JBN com intensidade aproximada de  $-6,7$  m/s ( $-6,9$  m/s) no nível de 600 hPa (800 hPa) no horário das 00:00 UTC (06:00 UTC). Na análise do perfil das 12:00 UTC, o JBN se apresenta bem mais intenso nos dias CLI do que na média dos dias SLI, com uma intensidade de aproximadamente  $-8,5$  m/s em 775 hPa. Na média dos dias SLI, o JBN tem intensidade inferior a  $-7$  m/s no nível de 800 hPa.

Neste trimestre não é verificado um jato bem definido nos horários das 00:00 e 18:00 UTC como foi visto nos perfis da média do período e no trimestre DJF (Figuras 8 e 9a-d, respectivamente), dificultando a análise da profundidade do JBN nos perfis. Contudo, é possível identificar subjetivamente que o jato é mais profundo nos dias com a formação de LI, pois em cada nível observado, o valor da componente zonal é maior no perfil dos dias CLI do que no perfil dos dias SLI. Nos horários das 06:00 UTC e 12:00 UTC, o JBN fica mais evidente, possibilitando a estimativa da profundidade do JBN (Tabela 4). Assim, fixou-se o valor de  $-6,0$  m/s na velocidade do vento, encontrando uma profundidade de 350 hPa e 375 hPa, respectivamente, no jato dos dias SLI e 575 hPa em ambos os horários.



**Figura 10:** Perfis verticais da componente zonal do vento da média do trimestre MAM das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI.

**Tabela 4:** Profundidade e intensidade do JBN para os quatro horários UTC da média do período do trimestre MAM dos dias CLI e SLI.

Horário (UTC)	CLI		SLI	
	$\Delta N$ (hPa)	Intensidade (m/s)	$\Delta N$ (hPa)	Intensidade (m/s)
<b>00:00</b>	-	-7,8	-	-6,7
<b>06:00</b>	575	-8,2	350	-6,9
<b>12:00</b>	575	-8,5	375	-7,0
<b>18:00</b>	-	-7,4	-	-6,2

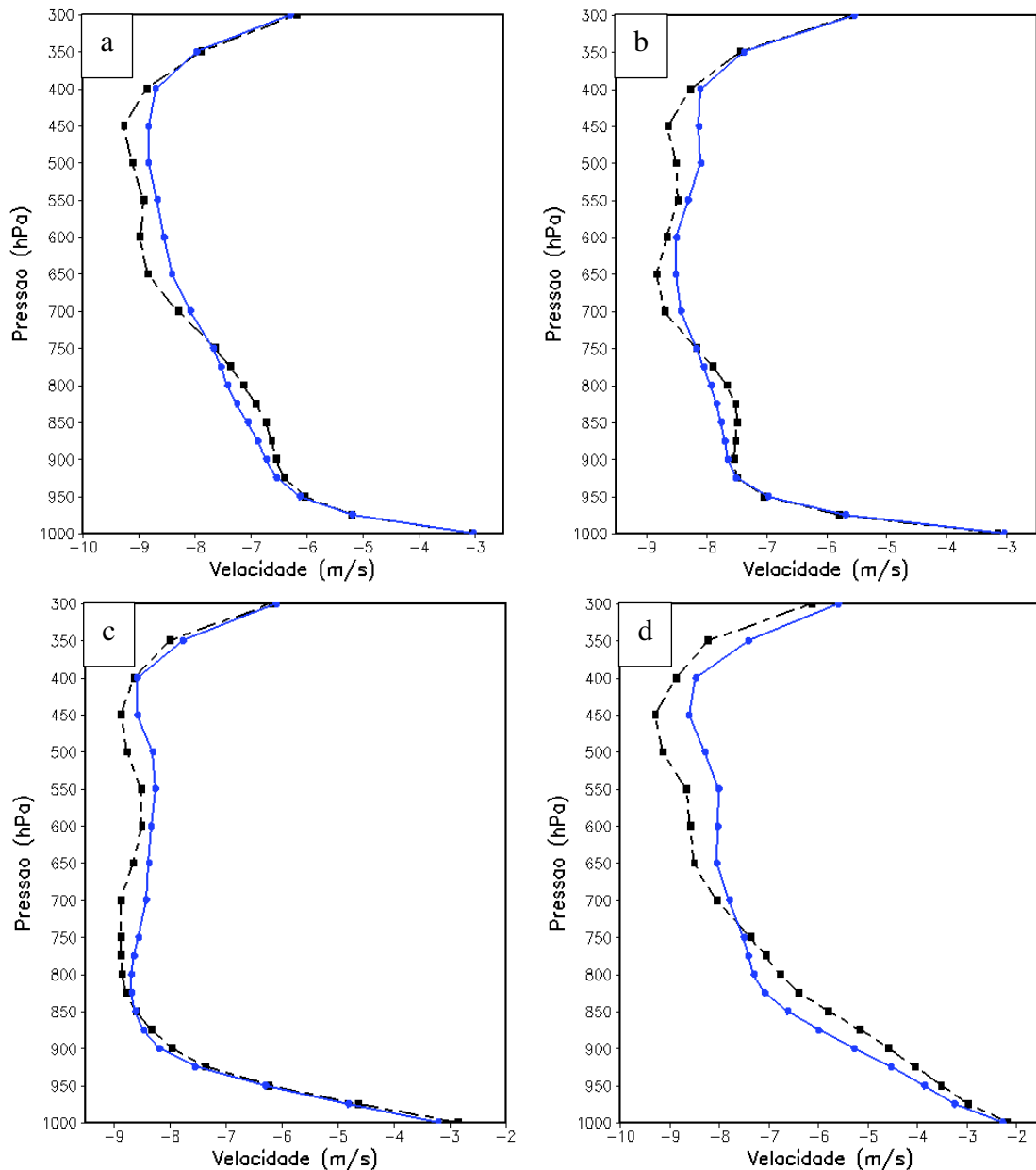
### 5.2.2.3. Trimestre Junho-Julho-Agosto (JJA)

Os perfis verticais das médias do terceiro trimestre para o período em estudo (2006-2008) estão ilustrados na Figura 11. Em todos os horários aqui analisados, observa-se que acima do máximo relativo na velocidade do vento, a velocidade se mantém aproximadamente constante com a altura, não sendo possível determinar  $\Delta N$ . Apesar do JBN não ser bem caracterizado, observa-se que na média dos dias CLI, o jato tem intensidade aproximada de -9,3 m/s, -8,6 m/s, -8,7 m/s e -8,7 m/s no nível de 450 hPa, 650 hPa, 825 hPa (e um secundário em 400 hPa) e 400 hPa nos horários das 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC, respectivamente. Nos perfis da média dos dias SLI, o JBN tem intensidade de -8,8 m/s, -8,9 m/s e -9,0 m/s e -9,3 m/s no nível de 500 hPa, 650 hPa, 775 hPa (e um secundário em 450 hPa) e 45 hPa nos horários das 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC, respectivamente. Ressalta-se aqui que na média dos dias SLI, o JBN é um pouco mais intenso do que nos dias CLI, exceto no horário das 00:00 UTC. Entretanto, a diferença entre a intensidade dos JBN é pequena.

Este trimestre possui o maior número de casos de LI do período, com 55 casos totais, como foi observado na Figura 6. Entretanto, a descaracterização dos perfis verticais da componente zonal pode ocorrer devido ao enfraquecimento dos alísios e pela intensificação do fluxo de noroeste associados à ASAS, que está mais intensa e próxima do continente (Marengo et al., 2004). Além disso, a maior quantidade de DOL que atuam nessa época é determinante na variabilidade do vento.

**Tabela 5:** Profundidade e intensidade do JBN para os quatro horários UTC da média do período do trimestre JJA dos dias CLI e SLI.

Horário (UTC)	CLI		SLI	
	$\Delta N$ (hPa)	Intensidade (m/s)	$\Delta N$ (hPa)	Intensidade (m/s)
<b>00:00</b>	-	-9,3	-	-8,8
<b>06:00</b>	-	-8,6	-	-8,9
<b>12:00</b>	-	-8,7	-	-9,0
<b>18:00</b>	-	-8,7	-	-9,3

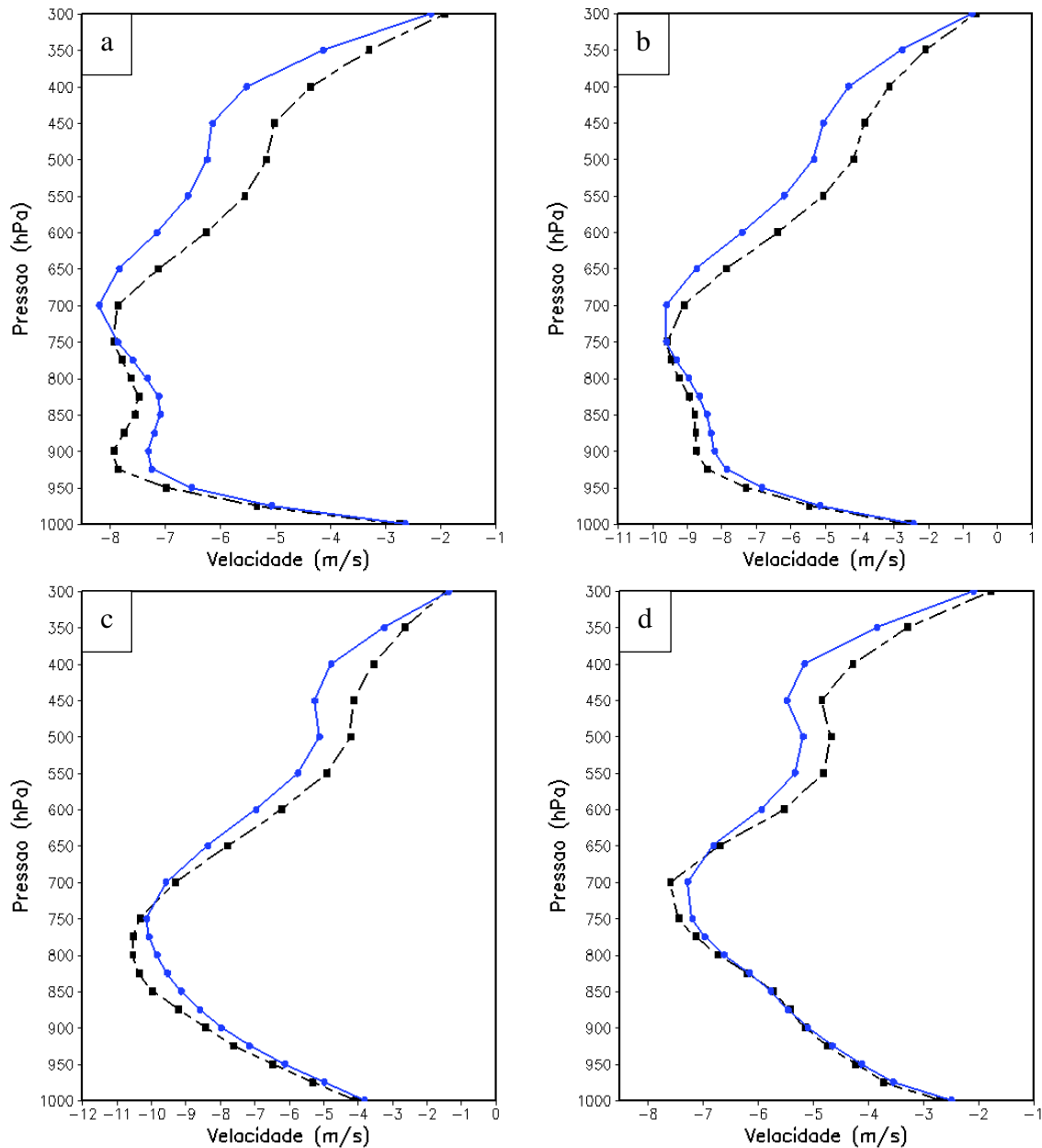


**Figura 11:** Perfis verticais da componente zonal do vento da média do trimestre JJA das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI.

#### 5.2.2.4. Trimestre Setembro-Outubro-Novembro (SON)

Os perfis verticais das médias do quarto trimestre para o período em estudo (2006-2008) estão ilustrados na Figura 12. Observa-se no horário das 00:00 UTC (Figura 12a), um JBN mais intenso no perfil vertical da média dos dias CLI próximo ao nível de 700 hPa, com intensidade de -8,3 m/s. Na média dos dias SLI, o jato tem aproximadamente intensidade de -7,9 m/s em dois níveis, 900 hPa e 750 hPa. Para a análise de  $\Delta N$ , fixou-se, em todos os horários, o valor de -5,0 m/s. O perfil dos dias CLI (Figura 12a) mostra um jato mais profundo, com 575 hPa de profundidade, do que no perfil dos dias SLI, que apresenta profundidade de aproximadamente

500 hPa. No horário seguinte das 06:00 UTC, o JBN apresenta intensidade e nível de ocorrência igual nos dois perfis (CLI e SLI), com -9,6 m/s no nível de 750 hPa. Entretanto, há uma diferença entre a profundidade do JBN nos dois perfis. Na média dos dias CLI, o jato é mais profundo (500 hPa) do que na média dos dias SLI (400 hPa).



**Figura 12:** Perfis verticais da componente zonal do vento da média do trimestre SON das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI.

No horário das 12:00 UTC (18 UTC), o JBN é mais intenso no perfil da média dos dias SLI, com intensidade de -10,6 m/s (-7,7 m/s), no nível de 800 hPa (700 hPa), enquanto que o jato da média dos dias CLI apresenta intensidade de -10,1 m/s (-7,3 m/s) em 750 hPa (700 hPa).

Destaca-se aqui que apesar do JBN ser mais intenso na média dos dias SLI, a profundidade é maior no perfil dos dias CLI, como pode ser observado na Tabela 6.

**Tabela 6:** Profundidade e intensidade do JBN para os quatro horários UTC da média do período do trimestre SON dos dias CLI e SLI.

Horário (UTC)	CLI		SLI	
	$\Delta N$ (hPa)	Intensidade (m/s)	$\Delta N$ (hPa)	Intensidade (m/s)
<b>00:00</b>	575	-8,3	500	-7,9
<b>06:00</b>	500	-9,6	400	-9,6
<b>12:00</b>	475	-10,1	425	-10,6
<b>18:00</b>	400	-7,3	325	-7,7

### 5.3. Perfis verticais da componente meridional do vento

#### 5.3.1. Média do período (2006-2008)

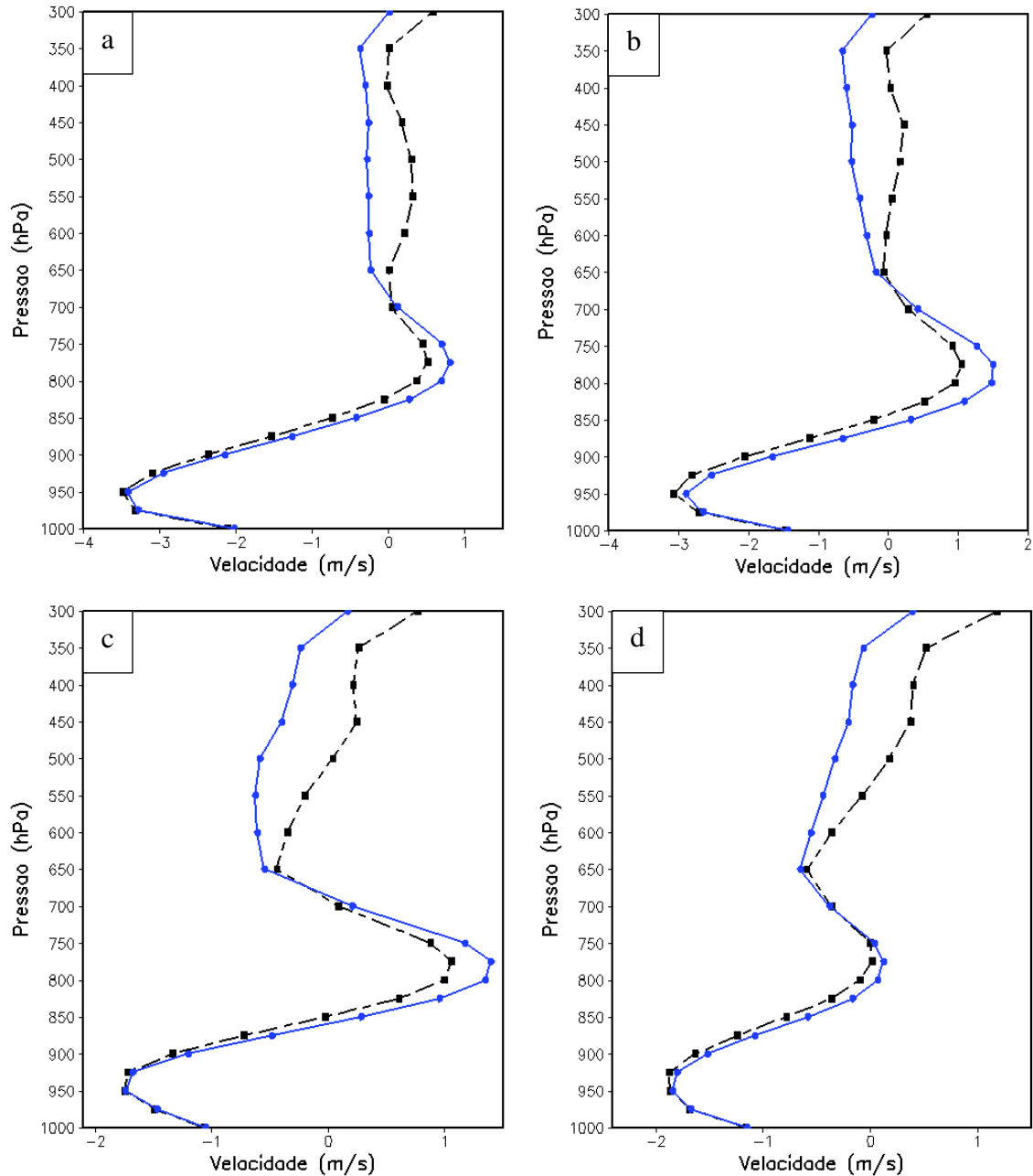
Nesta sessão será analisado o perfil vertical médio do vento meridional ( $v$ ) para o período em estudo. Os resultados obtidos por Oliveira (2012) e Oliveira et al. (2016) indicam que a componente  $v$  aparenta ter sua contribuição na formação das LI amazônicas, embora esta componente seja pequena na região, nota-se que sua direção muda em determinados níveis de pressão entre os perfis verticais médios dos dias CLI e SLI. O intuito aqui, será analisar a variação desta componente na vertical, descrevendo as diferenças entre os perfis e como estas propiciam um ambiente mais favorável ao desenvolvimento de atividades convectivas, através da presença de um cisalhamento vertical mais intenso.

Analisou-se, primeiramente, o comportamento de  $v$  nos quatro horários UTC para os dias em que houve a formação de LI (CLI) e para os dias sem a formação de LI (SLI), analisando a intensidade dos máximos relativos encontrados nos perfis, os seus respectivos níveis de ocorrência e o nível em que a direção do vento difere entre os perfis.

Os quatro horários aqui estudados mostram a presença de dois máximos na velocidade do vento, um positivo no nível de 775 hPa e outro negativo no nível de 950 hPa. Os perfis do período noturno das 00:00 UTC encontram-se na Figura 13a. No perfil da média dos dias CLI (SLI) é observado um máximo positivo com intensidade de 0,8 m/s (0,5 m/s) e um máximo negativo de -3,5 m/s (-3,6 m/s). A diferença absoluta entre os dois máximos se encontram na Tabela 7, e apresentam valores de 4,3 m/s (4,1 m/s). O horário seguinte das 06:00 UTC (Figura 13b) mostra a presença de um máximo positivo com intensidade de 1,4 m/s (1,1 m/s) e um



máximo negativo de  $-2,9$  m/s ( $-3,1$  m/s), com uma distância absoluta entre os máximos de  $4,3$  m/s ( $4,2$  m/s), aproximadamente.



**Figura 13:** Perfis verticais da componente meridional do vento da média do período do horário das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI.

No horário diurno das 12:00 UTC (Figura 13c), a componente  $v$  apresenta um máximo positivo com intensidade aproximada de  $1,4$  m/s ( $1,1$  m/s) e um máximo negativo de  $-1,8$  m/s ( $-1,8$  m/s) no perfil médio dos dias CLI (SLI). No horário das 18:00 UTC (Figura 13d), o máximo positivo tem intensidade de  $0,1$  m/s ( $0,0$  m/s) enquanto que o máximo negativo apresenta intensidade de  $-2,8$  m/s ( $-2,8$  m/s). A diferença absoluta entre os máximos pode ser

vista na Tabela 7. Nota-se também, que nos quatro horários, a altura entre os máximos é de 175 hPa tanto para o perfil dos dias CLI quanto para o perfil dos dias SLI.

Os perfis verticais de  $v$  nos dias CLI e SLI são semelhantes até aproximadamente o nível de 650 hPa. Observa-se que há uma mudança na direção do vento dos perfis (CLI e SLI) especialmente em níveis mais elevados, onde  $v$  é de norte (valores negativos) para os dias CLI e de sul (valores positivos) para os dias SLI. Nota-se, a partir da análise das figuras, que nos horários noturnos das 00:00 e 06:00 UTC (Figura 13a,b), o perfil vertical da média dos dias SLI muda de direção acima do nível de 650 hPa, onde passam a ter valores positivos (ventos de sul), enquanto que o perfil da média dos dias CLI permanece com valores negativos. Nota-se ainda que próximo ao nível de 850 hPa há uma mudança na direção do vento em ambos os perfis.

**Tabela 7:** Diferença absoluta e altura entre os dois máximos na componente meridional do vento para os quatro horários UTC da média do período dos dias CLI e SLI.

Horário (UTC)	CLI		SLI	
	Diferença absoluta (m/s)	Altura (hPa)	Diferença absoluta (m/s)	Altura (hPa)
<b>00:00</b>	4,3	175	4,1	175
<b>06:00</b>	4,3	175	4,2	175
<b>12:00</b>	3,2	175	2,9	175
<b>18:00</b>	2,9	175	2,8	175

### 5.3.2. Médias trimestrais do período (2006-2008)

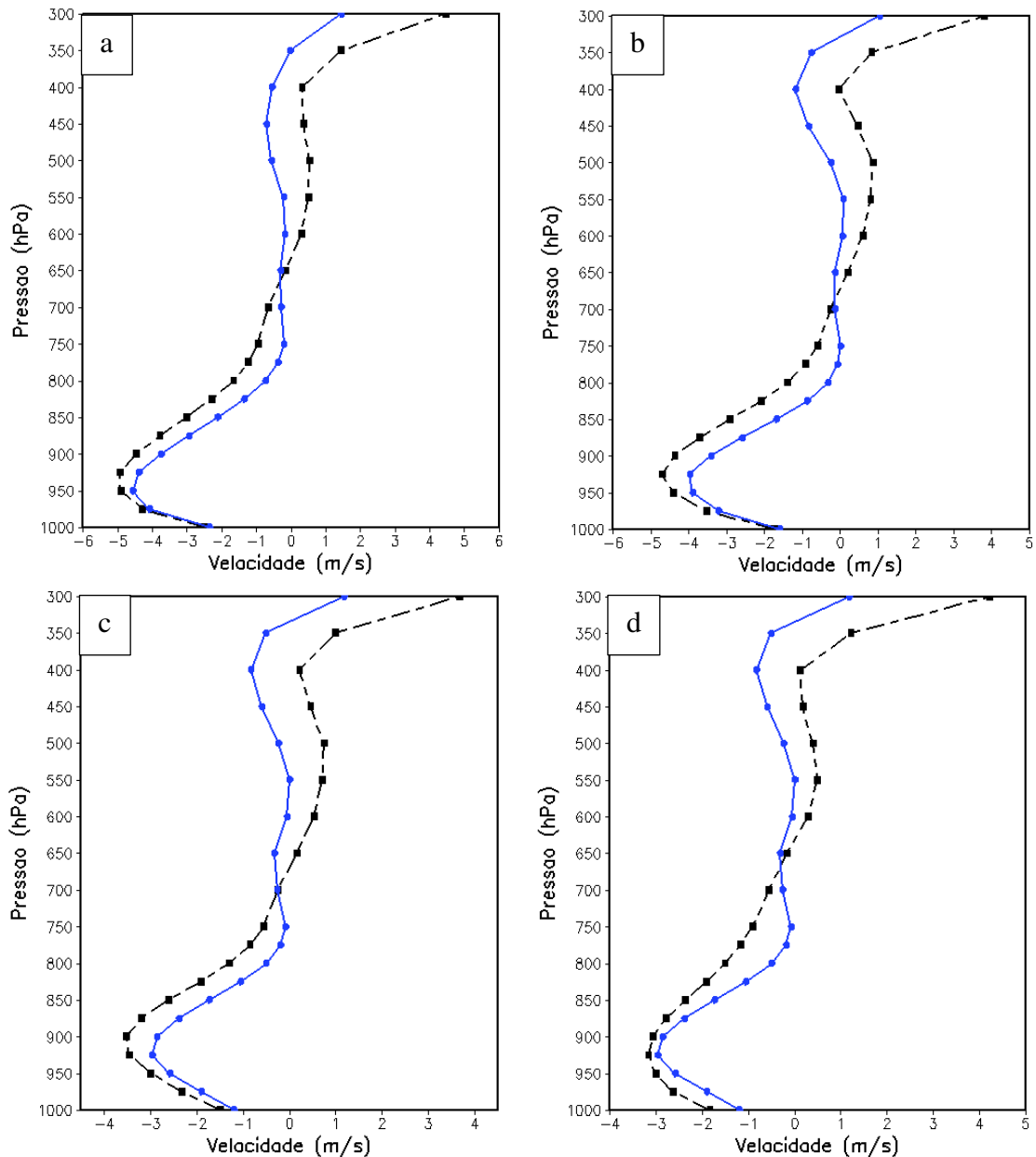
#### 5.3.2.1. Trimestre Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF)

Os perfis verticais das médias do primeiro trimestre para o período em estudo (2006-2008) estão ilustrados na Figura 14. Neste trimestre atuam na região sistemas de diferentes escalas, como as brisas marítimas, que particularmente ocorrem o ano todo, mas nessa época são mais intensas, a ASAS, deslocada mais para o oceano, permite que fenômenos de bloqueio não ocorram dentro do continente, facilitando a penetração de sistemas frontais no extremo sul do estado, estes sistemas frontais raramente atingem diretamente a região, mas provocam com maior frequência o fenômeno conhecido como friagens. Além disso, a ZCIT que na estação chuvosa está posicionada em latitudes que compreendem parte norte e nordeste do Brasil. A interação entre a dinâmica dos diferentes sistemas atuantes na região influencia no comportamento dos perfis verticais do vento. Sendo assim, observa-se que o perfil médio dos dias CLI no horário das 00:00 UTC (Figura 14a) apresenta um máximo negativo de -4,6 m/s no nível de 950 hPa, entretanto não observa-se um máximo positivo em níveis mais elevados, apenas um máximo negativo secundário de -0,2 m/s próximo ao nível de 750 hPa. No perfil dos

dias SLI, o máximo negativo tem intensidade de  $-5,0$  m/s em 950 hPa, enquanto que o máximo positivo apresenta uma intensidade de aproximadamente  $0,2$  m/s no nível de 550 hPa.

O máximo positivo na componente meridional no horário das 06:00 UTC (Figura 14b) no perfil da média dos dias CLI mostra um valor aproximadamente nulo no nível de 750 hPa e um máximo negativo de  $-4,0$  m/s em 950 hPa. O perfil da média dos dias SLI mostra o máximo negativo e positivo mais bem caracterizado, com intensidades de  $-4,8$  m/s e  $0,7$  m/s, respectivamente. O horário seguinte das 12:00 UTC (Figura 14c) apresenta também o máximo negativo aproximadamente nulo próximo ao nível de 750 hPa no perfil dos dias CLI, e um máximo negativo de  $-3,0$  m/s em 925 hPa. O perfil dos dias SLI apresenta um máximo positivo de aproximadamente  $0,8$  m/s de intensidade no nível de 550 hPa e um máximo negativo de  $-3,5$  m/s. O mesmo comportamento é observado no horário das 18:00 UTC, onde um valor aproximadamente nulo é encontrado no nível de 750 hPa e um máximo positivo de  $-2,8$  m/s de intensidade é visto em 925 hPa no perfil vertical da média dos dias CLI. No perfil da média dos dias SLI observa-se um máximo negativo de  $0,7$  m/s no nível de 550 hPa e um máximo negativo de  $-3,2$  m/s de intensidade em 925 hPa.

A diferença absoluta e altura entre os máximos são encontradas na Tabela 8. Nota-se que em todos os horários os perfis dos dias SLI apresentam as maiores distâncias, bem como as maiores alturas. Ressalta-se também, que nos quatro horários analisados a componente  $v$  no perfil vertical da média dos dias SLI passa a ser de sul em torno do nível de 650 hPa, enquanto que na média dos dias CLI esta componente é de norte aproximadamente em toda extensão vertical analisada.



**Figura 14:** Perfis verticais da componente meridional do vento da média do trimestre DJF das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI.

**Tabela 8:** Diferença absoluta e altura entre os dois máximos na componente meridional do vento para os quatro horários UTC da média do período do trimestre DJF dos dias CLI e SLI.

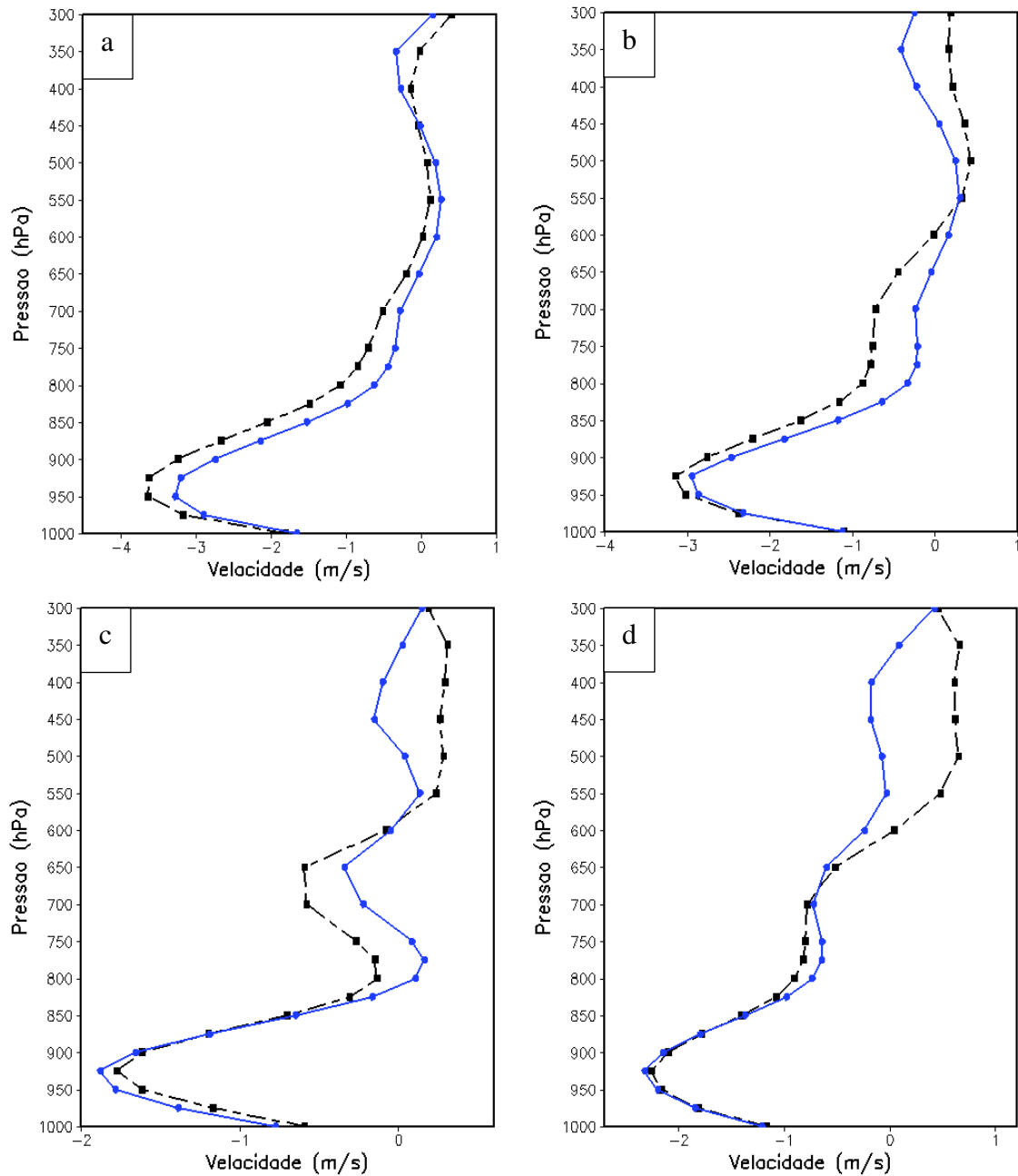
Horário (UTC)	CLI		SLI	
	Diferença absoluta (m/s)	Altura (hPa)	Diferença absoluta (m/s)	Altura (hPa)
<b>00:00</b>	4,8	200	5,2	400
<b>06:00</b>	4,0	200	5,5	375
<b>12:00</b>	3,1	175	4,3	350
<b>18:00</b>	2,8	175	3,9	375

### 5.3.2.2. Trimestre Março-Abril-Maio (MAM)

Os perfis verticais das médias do segundo trimestre para o período em estudo (2006-2008) estão ilustrados na Figura 15. No trimestre chuvoso, ainda há a influência de sistemas como a ZCIT que atinge sua posição mais ao sul e inicia seu retorno para o Hemisfério Norte. Observa-se no horário das 00:00 UTC (Figura 15a) que o máximo negativo apresenta valor de 0,2 m/s e 0,1 m/s no nível de 550 hPa nos perfis médios dos dias CLI e SLI, enquanto o máximo negativo tem aproximadamente intensidade de -3,2 m/s e -3,6 m/s, respectivamente. O perfil vertical do horário das 06:00 UTC (Figura 15b) da média dos dias CLI (SLI) apresenta um máximo negativo de -3,0 m/s (-3,2 m/s) no nível de 925 hPa. Na média dos dias CLI o perfil não apresenta um máximo positivo, observa-se um outro máximo negativo secundário em torno de 775 hPa e nos dias SLI o máximo positivo é melhor identificado, com um valor de 0,8 m/s em 775 hPa.

A análise do perfil vertical da média dos dias CLI no horário das 12:00 UTC (Figura 15c) mostra um máximo positivo de 0,2 m/s de intensidade em torno de 775 hPa e um máximo negativo de -1,9 m/s em 925 hPa. O perfil dos dias SLI apresenta dois máximos negativos, um de intensidade de -1,8 m/s em 925 hPa e outro secundário de -0,2 m/s em 800 hPa. No horário das 18:00 UTC (Figura 15d), ambos os perfis não apresentam máximo positivo. No perfil dos dias CLI (SLI), observa-se um máximo negativo de -2,5 m/s (-2,4 m/s) em 925 hPa e um outro máximo negativo secundário de intensidade de -0,6 m/s (-0,8 m/s) no nível de 775 hPa.

A Tabela 9 mostra que a diferença absoluta e altura entre os perfis, basicamente, não difere entre os perfis verticais da média dos dias CLI e SLI. A partir da análise das figuras nota-se que as maiores diferenças são encontradas em níveis mais altos. No horário das 00:00 UTC, os dois perfis se comportam de maneira semelhante em toda a extensão vertical. Acima de 450 hPa, o perfil vertical da média dos dias SLI apresenta valores positivos, e o perfil dos dias CLI valores negativos. Os perfis da média dos dias SLI dos horários diurnos (12:00 e 18 UTC) mudam de direção acima de 500 hPa e 600 hPa, respectivamente.



**Figura 15:** Perfis verticais da componente meridional do vento da média do trimestre MAM das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI.

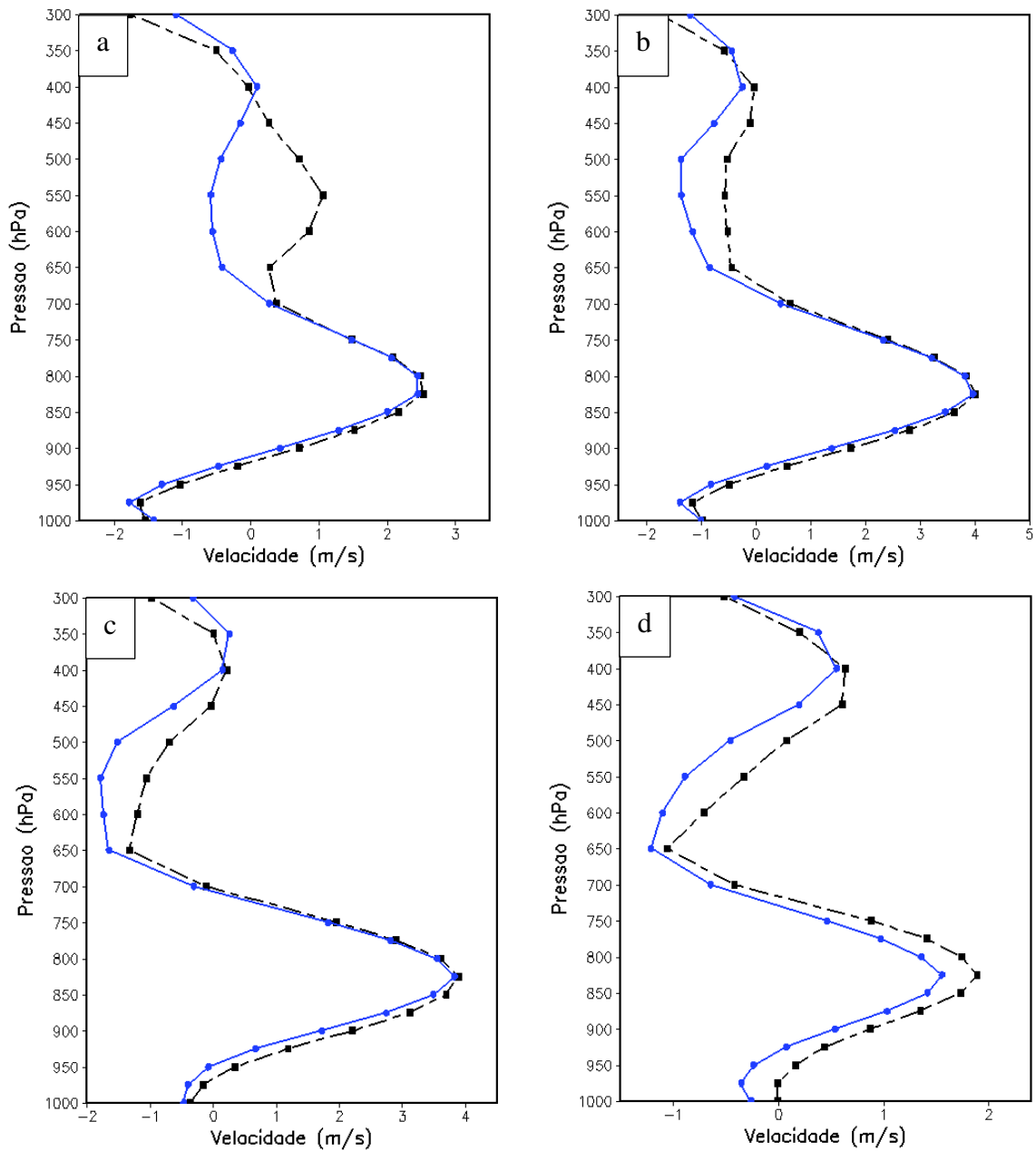
**Tabela 9:** Diferença absoluta e altura entre os dois máximos na componente meridional do vento para os quatro horários UTC da média do período do trimestre MAM dos dias CLI e SLI.

Horário (UTC)	CLI		SLI	
	Diferença absoluta (m/s)	Altura (hPa)	Diferença absoluta (m/s)	Altura (hPa)
<b>00:00</b>	3,4	400	3,8	400
<b>06:00</b>	3,2	150	4,0	150
<b>12:00</b>	2,1	150	2,0	125
<b>18:00</b>	3,1	150	3,2	150

### 5.3.2.3. Trimestre Junho-Julho-Agosto (JJA)

Os perfis verticais das médias do terceiro trimestre para o período em estudo (2006-2008) estão ilustrados na Figura 16. Este trimestre corresponde a estação seca na região, época em que as LI atuam com maior frequência, principalmente no mês de julho. Nesse período, os DOL atuam em toda costa do norte e nordeste brasileiro, apresentando papel de forçante para manutenção da convecção na Amazônia. No horário das 00:00 UTC (Figura 16 a) nota-se um máximo positivo de 2,4 m/s (2,5 m/s) no nível de 825 hPa na média dos dias CLI (SLI) e um máximo negativo de -1,8 m/s (-1,7 m/s) próximo ao nível de 975 hPa. Em torno do nível de 650 hPa, percebe-se que a velocidade do vento muda de direção no perfil vertical da média dos dias SLI, passando a ter valores positivos. O horário seguinte das 06:00 UTC (Figura 16b) apresenta um máximo positivo em 825 hPa de intensidade de -4,0 m/s em ambos os perfis e um máximo negativo de -1,5 m/s e -1,2 m/s no nível de 975 hPa no perfil CLI e SLI, respectivamente. Neste horário não é notada a mudança na direção do vento em níveis mais elevados, como visto nos perfis anteriormente discutidos.

O horário das 12:00 (Figura 16c) mostra pouca diferença entre os perfis. Nota-se um máximo positivo de intensidade de 4,0 m/s no nível de 825 hPa em ambos os perfis e um máximo negativo não muito bem caracterizado de intensidade -0,5 m/s e -0,4 m/s, próximo à superfície no perfil dos dias CLI e SLI, respectivamente. O perfil dos dias SLI muda de direção acima do nível de 450 hPa, diferindo do perfil dos dias CLI. No horário das 18:00 UTC (Figura 16d), um máximo positivo de 1,5 m/s (1,8 m/s) de intensidade é visto no nível de 825 hPa e um máximo negativo de -0,4 m/s (nulo) é observado no nível de 975 hPa (próximo à superfície) nos perfis das médias dos dias CLI (SLI). Neste horário, os perfis diferem em direção acima do nível de 500 hPa.



**Figura 16:** Perfis verticais da componente meridional do vento da média do trimestre JJA das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI.

**Tabela 10:** Diferença absoluta e altura entre os dois máximos na componente meridional do vento para os quatro horários UTC da média do período do trimestre JJA dos dias CLI e SLI.

Horário (UTC)	CLI		SLI	
	Diferença absoluta (m/s)	Altura (hPa)	Diferença absoluta (m/s)	Altura (hPa)
<b>00:00</b>	5,2	150	5,2	150
<b>06:00</b>	5,5	150	5,2	150
<b>12:00</b>	4,5	150	4,4	150
<b>18:00</b>	1,9	150	1,8	150

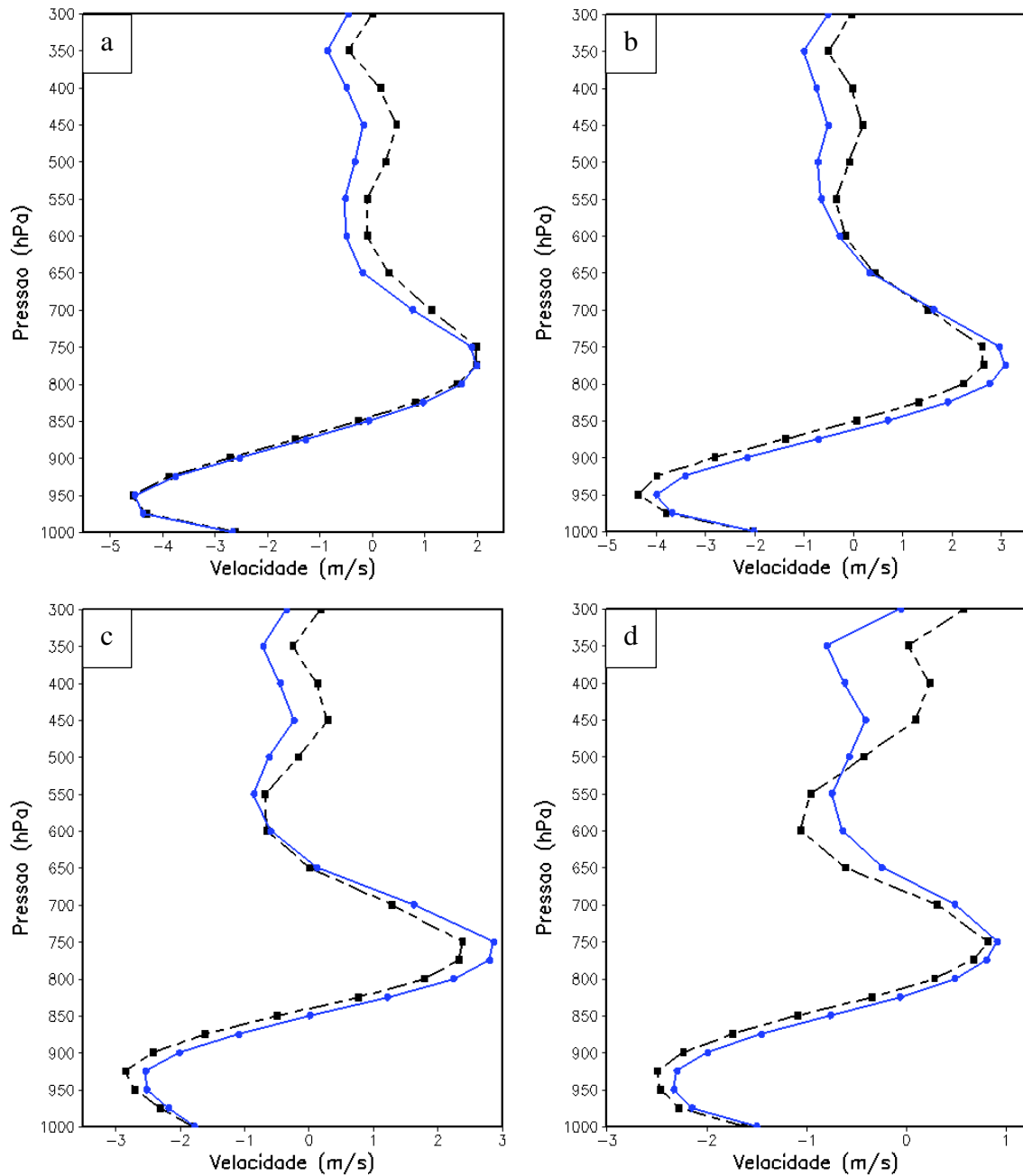


#### 5.3.2.4. Trimestre Setembro-Outubro-Novembro (SON)

Os perfis verticais das médias do quarto trimestre para o período em estudo (2006-2008) estão ilustrados na Figura 17. Observa-se no horário das 00:00 UTC (Figura 17a) que os perfis verticais praticamente não diferem entre si, apresentando um máximo positivo de intensidade de 2,0 m/s próximo ao nível de 775 hPa e um máximo negativo de -4,6 m/s em 950 hPa. No horário das 06:00 UTC (Figura 17b), observa-se um máximo positivo de 3,0 m/s (2,8 m/s) em torno de 775 hPa e um máximo negativo de -4,0 (m/s) e (-4,0 m/s) em 950 hPa no perfil vertical da média dos dias CLI (SLI).

Observa-se um máximo positivo (negativo) de intensidade de 2,9 m/s (-2,7 m/s) próximo ao nível de 750 hPa (925 hPa) nos dias CLI e de intensidade 2,3 m/s (-2,9 m/s) no nível de 750 hPa (925 hPa) no horário das 12:00 UTC (Figura 17c). No horário das 18:00 UTC (Figura 17d), nota-se, para a média dos dias CLI, um máximo positivo de 0,9 m/s de intensidade e um máximo negativo de -2,3 m/s nos níveis 750 hPa e 950 hPa, respectivamente. Os perfis das médias dos dias SLI mostram valores de 0,8 m/s e -2,6 m/s nos mesmos níveis indicados anteriormente.

No horário das 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC, os perfis diferem em direção acima do nível de 600, 500, 500 e 450 hPa, respectivamente. Estes resultados indicam que a componente meridional aparenta ter sua contribuição no desenvolvimento das LI amazônicas, de tal forma que a presença de um cisalhamento direcional mais intenso, como visto nos perfis SLI, age inibindo a formação de convecção profunda. Este resultado está de acordo com Alcântara et al. 2014 que, através de simulações numéricas, chegaram ao mesmo resultado.



**Figura 17:** Perfis verticais da componente meridional do vento da média do trimestre SON das (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC, (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC. A linha azul representa a média dos dias CLI e a linha preta a média dos dias SLI.

**Tabela 11:** Diferença absoluta e altura entre os dois máximos na componente meridional do vento para os quatro horários UTC da média do período do trimestre SON dos dias CLI e SLI.

Horário (UTC)	CLI		SLI	
	Diferença absoluta (m/s)	Altura (hPa)	Diferença absoluta (m/s)	Altura (hPa)
<b>00:00</b>	6,6	175	6,6	175
<b>06:00</b>	7,0	175	7,2	175
<b>12:00</b>	5,6	175	5,2	175
<b>18:00</b>	3,2	200	3,4	175

#### 5.4. Análise quantitativa do cisalhamento vertical do vento

O cisalhamento do vento é um fator importante na formação de sistemas convectivos como as LI, especialmente, na organização de tais sistemas. Estudos sugerem que perfis verticais com cisalhamento do vento mais intenso, principalmente em baixos níveis, podem contribuir para a intensificação das correntes ascendentes principais, bem como as correntes descendentes na região estratiforme do sistema. Nesta sessão será apresentada a quantificação do cisalhamento vertical do vento seguindo a metodologia proposta na Sessão 4.3.2.

Uma síntese dos valores do cisalhamento dos perfis médios dos dias CLI e SLI pode ser observada na Tabela 12. Nota-se que há um cisalhamento mais forte em baixos níveis (camada entre 950 e 775 hPa) em todos os horários nos perfis dos dias CLI. Esta maior variação vertical da componente meridional do vento ( $v$ ) em baixos níveis pode indicar um aumento na componente zonal da vorticidade. Segundo Biggerstaff e Houze (1991b), a vorticidade horizontal associada a movimentos verticais de mesoescala dentro dos sistemas de tempestade, produzem bandas de vorticidade vertical, orientadas paralelamente à linha convectiva, a presença deste padrão de vorticidade pode desenvolver células convectivas mais fortes dentro do sistema de mesoescala (Wakimoto et al., 2015).

Nos níveis mais elevados (650-450hPa) também é observado maior cisalhamento na média dos dias CLI. Ressalta-se aqui, que nos horários noturnos das 00:00 e 06:00 UTC, os valores são negativos na média dos dias CLI. Entretanto, vale destacar que a altitude para cada nível de pressão, a partir da Equação 2, foi subestimada pela fórmula, principalmente, nos níveis acima de 600 hPa.

As maiores diferenças entre as variações verticais da componente  $v$  são observadas nos horários das 06:00 e 12:00 UTC, horários que antecedem a formação de LI. Estes resultados mostram que o cisalhamento vertical do vento é um fator dinâmico que está possivelmente associado à formação das LI amazônicas.

**Tabela 12:** Variação da componente meridional do vento com a altura  $\left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)$  para os quatro horários UTC da média do período dos dias CLI e SLI.

Horário (UTC)	CLI		SLI	
	$\zeta_{950-775}$	$\zeta_{650-450}$	$\zeta_{950-775}$	$\zeta_{650-450}$
<b>00:00</b>	$2,55 \times 10^{-3}$	$1,52 \times 10^{-4}$	$2,41 \times 10^{-3}$	$-1,42 \times 10^{-5}$
<b>06:00</b>	$2,65 \times 10^{-3}$	$1,530 \times 10^{-4}$	$2,48 \times 10^{-3}$	$-1,80 \times 10^{-4}$
<b>12:00</b>	$1,90 \times 10^{-3}$	$3,62 \times 10^{-4}$	$1,69 \times 10^{-3}$	$7,85 \times 10^{-5}$
<b>18:00</b>	$1,21 \times 10^{-3}$	$5,11 \times 10^{-4}$	$1,14 \times 10^{-3}$	$2,35 \times 10^{-4}$

## 5.5. Padrões atmosféricos

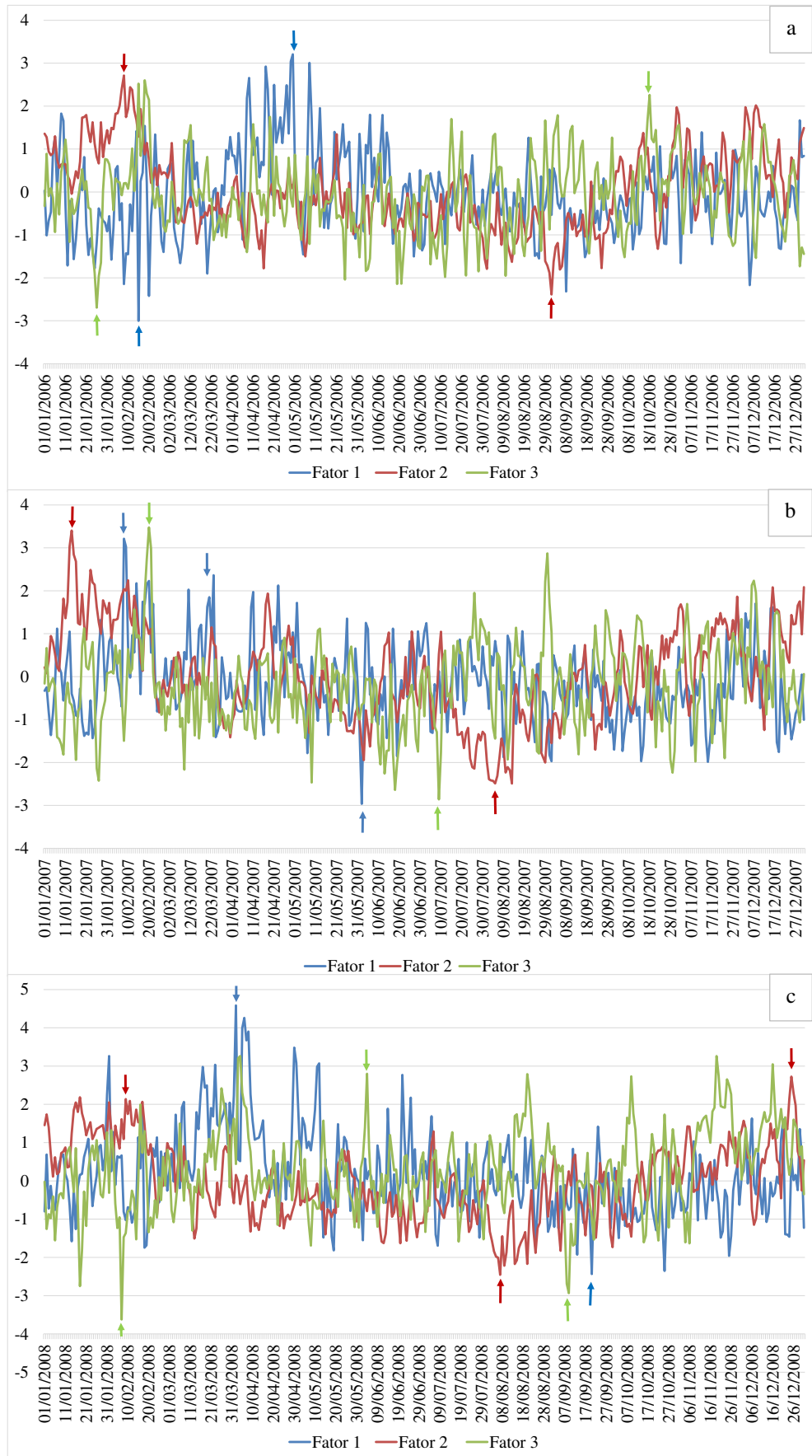
### 5.5.1. Análise temporal da componente zonal do vento ( $u$ )

Nesta sessão são mostrados os resultados da aplicação da ACP para a componente zonal do vento ( $u$ ) em cada horário UTC. A aplicação do teste Kaiser-Meyer-Olkin (KMO) para todos os horários foi superior a 0,7, para o nível de significância de 95%, indicando, portanto, que os fatores encontrados na análise conseguem descrever satisfatoriamente as variações dos dados originais (Corrar et al., 2007).

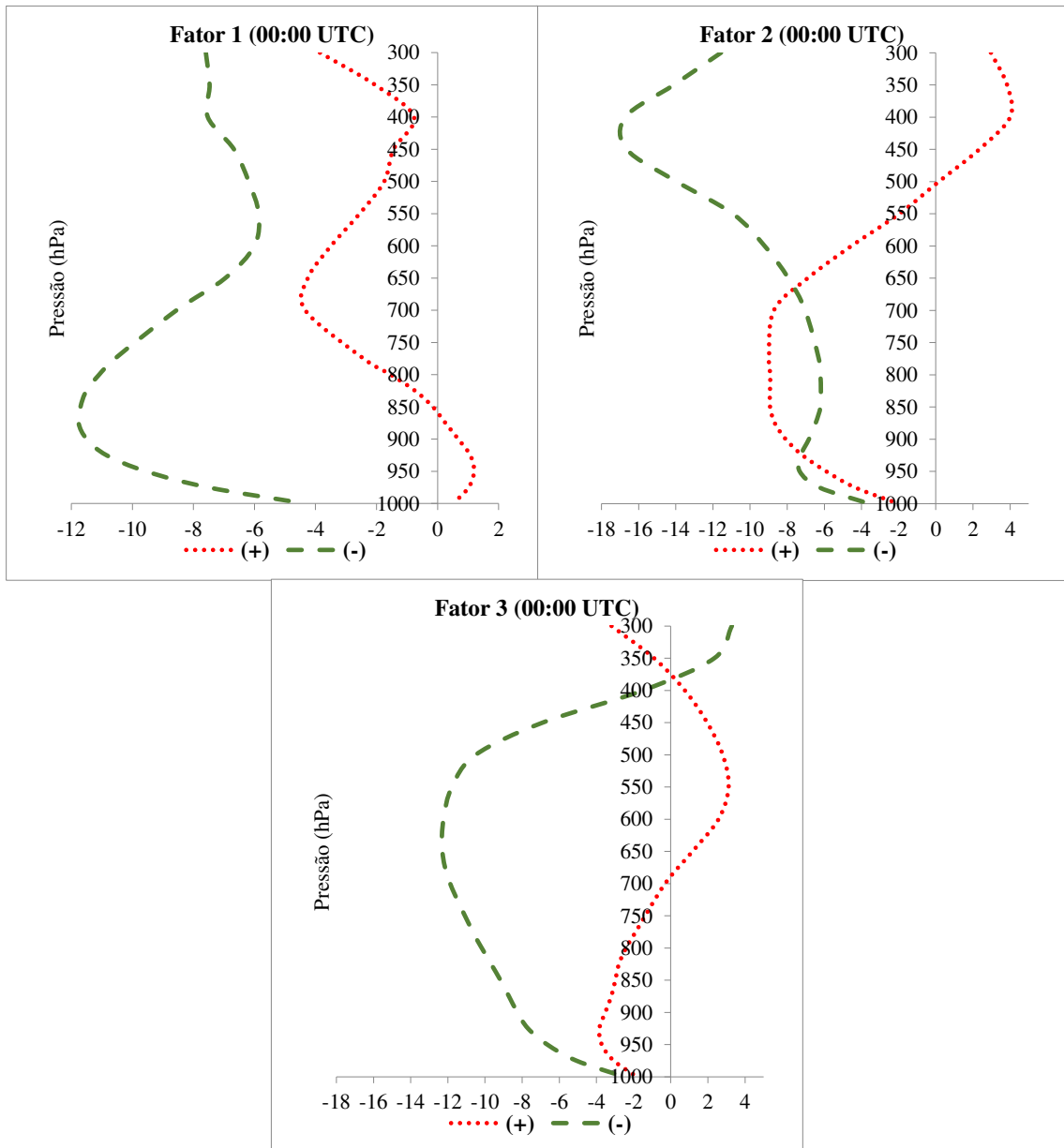
A série temporal dos três fatores que explicam 89,58% da variância total dos dados no horário das 00:00 UTC são mostrados na Figura 18. O primeiro fator mostra contribuições positivas superiores a 3,0 no mês de abril de cada ano com máximo de 4,6 em 2008, indicando uma possível interação entre as características dinâmicas da ZCIT e das LI. As contribuições negativas não apresentam um padrão bem definido, entretanto, observa-se valores de -3,0 nos meses de fevereiro e julho dos anos de 2006 e 2007.

O segundo fator temporal mostra contribuições positivas nos meses de janeiro e fevereiro, com valores em torno de 2,0. As contribuições negativas atingem valores de -2,5 aproximadamente, nos meses de agosto e setembro. Esse fator sugere a resposta local a sistemas atmosféricos como a ZCIT, que inicia sua atuação mais ao sul do Equador nos primeiros meses do ano, enquanto que em agosto e setembro se encontra em sua posição mais ao norte, apresentando sua contribuição negativa. O terceiro fator apresenta contribuições positivas e negativas oscilando entre -2,0 e 2,0 durante todo o período, sem um padrão temporal bem definido, com máximos positivos ocorrendo de fevereiro a abril e as máximas contribuições negativas nos meses de junho a setembro. Este fator pode estar associado a variação diária da brisa marítima e fluvial.

A Figura 19 ilustra os perfis verticais associados aos fatores temporais do horário das 00:00 UTC. Observa-se no perfil das contribuições positivas (negativas) do Fator 1 um JBN de intensidade de -4,4 m/s (-12,0 m/s) próximo ao nível de 700 hPa (900 hPa). O Fator 2 mostra uma camada aproximadamente constante do nível de 900 hPa à 700 hPa, com velocidade superior a -9,0 m/s no perfil das contribuições positivas, e para as contribuições negativas há a presença de um JBN de -7,8 m/s de intensidade em 950 hPa. O perfil vertical das contribuições positivas do terceiro Fator mostra um JBN bem definido de intensidade -12,0 m/s em torno de 650 hPa, já para as contribuições negativas o perfil apresenta um JBN e -4,0 m/s de intensidade em 925 hPa e um JBN secundário de 3,0 m/s em 650 hPa.



**Figura 18:** Série temporal dos três fatores comuns da componente zonal do vento das 00:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.



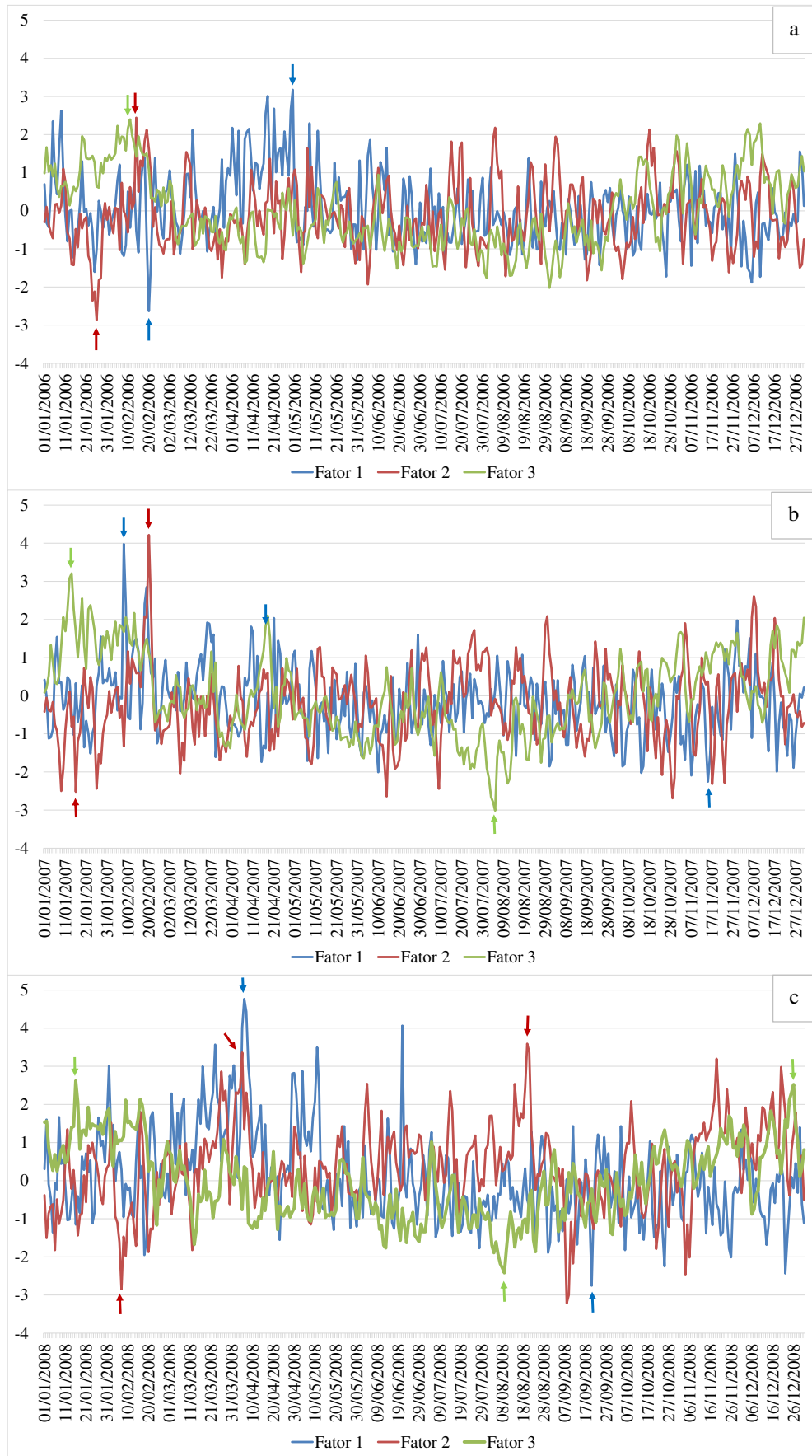
**Figura 19:** Perfis verticais médios dos dias associados aos três fatores comuns da componente zonal do vento das 00:00 UTC para Belém-PA. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.

Na aplicação da ACP para as 06:00 UTC foram retidos os três primeiros fatores que explicaram 89,27 % da variância total horária. O primeiro fator (Figura 20) que explica 36,33% da variância total dos dados apresenta contribuições positivas no mês de abril, com máximo superior a 4,5 no ano de 2008. Contribuições negativas inferiores a -3,0 são observadas em fevereiro de 2006 e setembro de 2008.

Os scores do segundo e terceiro fatores explicam 26,72% e 26,23% da variância total dos dados horário, respectivamente. O segundo fator temporal apesar de ter forte variância não apresentou contribuições bem definidas no horário e datas dificultando sua interpretação, mas através da análise dos dados de reanálises observa-se que a contribuição positiva do segundo fator está relacionada à perfis verticais com baixa intensidade do vento zonal e as negativas à alta intensidade, sendo possivelmente associado a atuação de sistemas locais. O terceiro fator mostra contribuições positivas nos meses de janeiro e fevereiro e contribuições negativas em agosto (Figura 20). Esses resultados indicam que o terceiro fator mantém o mesmo padrão observado do segundo fator do horário das 00:00 UTC (Figura 18), sendo associado à variabilidade sazonal da ZCIT.

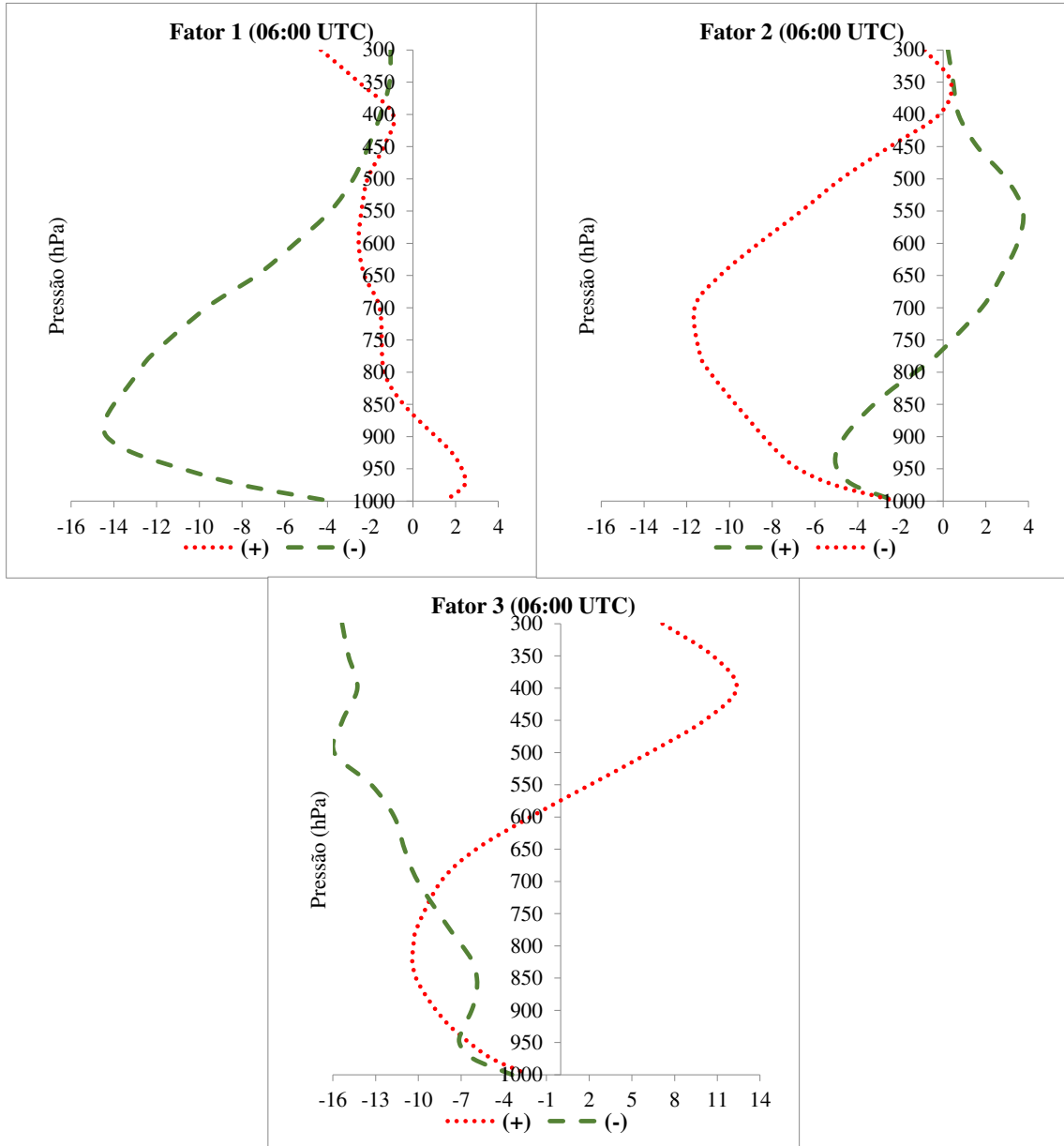
Os perfis verticais médios associados aos três fatores temporais estão ilustrados na Figura 21. Nota-se que as contribuições negativas do Fator 1 (Fator 3) mostra um JBN de intensidade superior a -14,0 m/s (-7,0 m/s) em 900 hPa (950 hPa), já as contribuições positivas mostram um JBN de 2,5 m/s (-10,5 m/s) em 975 hPa (825 hPa).

O perfil vertical da média das contribuições positivas apresenta um JBN bem definido em 700 hPa, com intensidade aproximada de -12,0 m/s. as contribuições negativas apresentam dois máximos na intensidade do vento zonal, o primeiro em 925 hPa de intensidade -5,5 m/s e o segundo em 550 hPa com intensidade de 4,0 m/s aproximadamente. Estes fatores mostram, principalmente, que as maiores diferenças entre as características associadas a cada score são em relação à intensidade e direção da componente  $u$ .



**Figura 20:** Série temporal dos três fatores comuns da componente zonal do vento das 06:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.



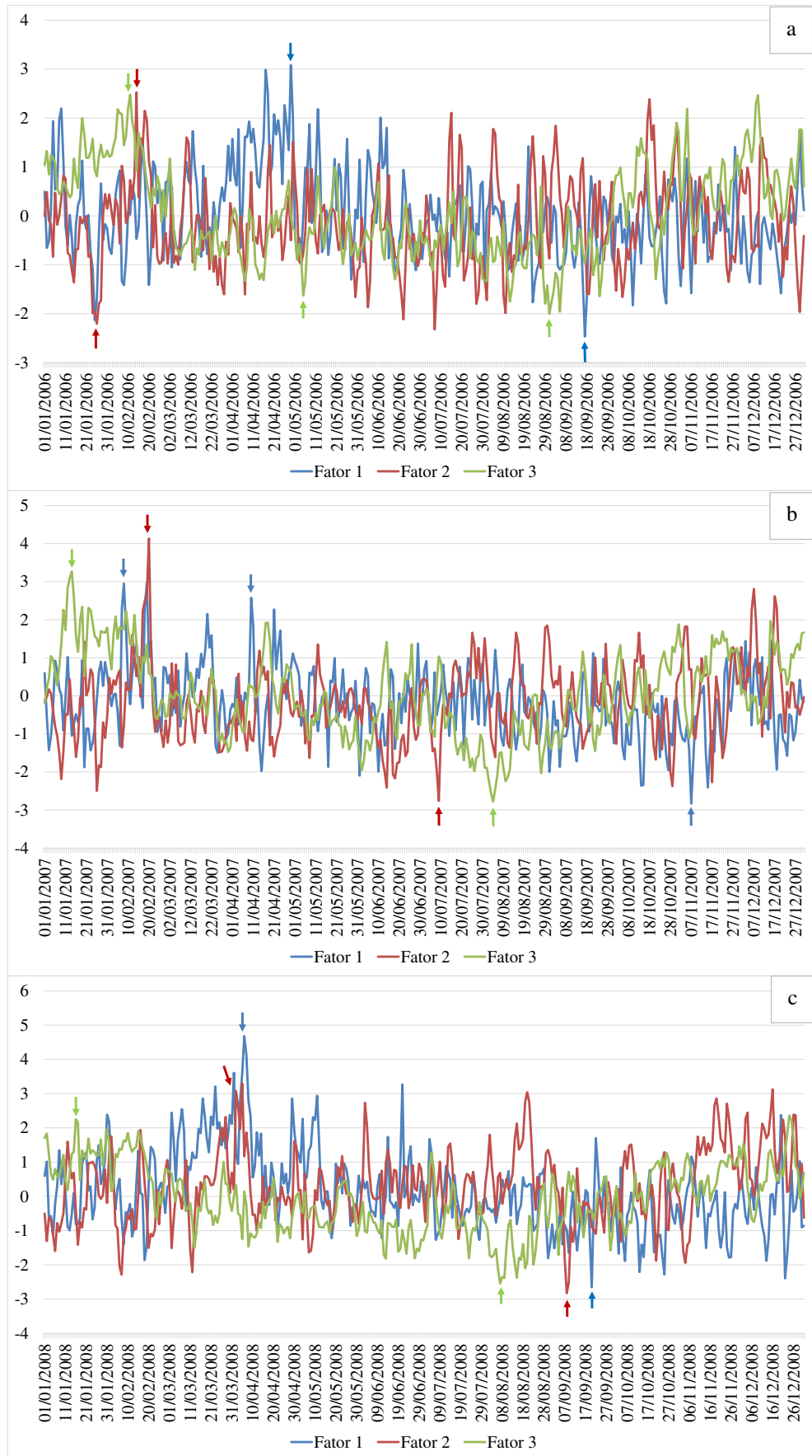


**Figura 21:** Perfis verticais médios dos dias associados aos três fatores comuns da componente zonal do vento das 06:00 UTC para Belém-PA. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.

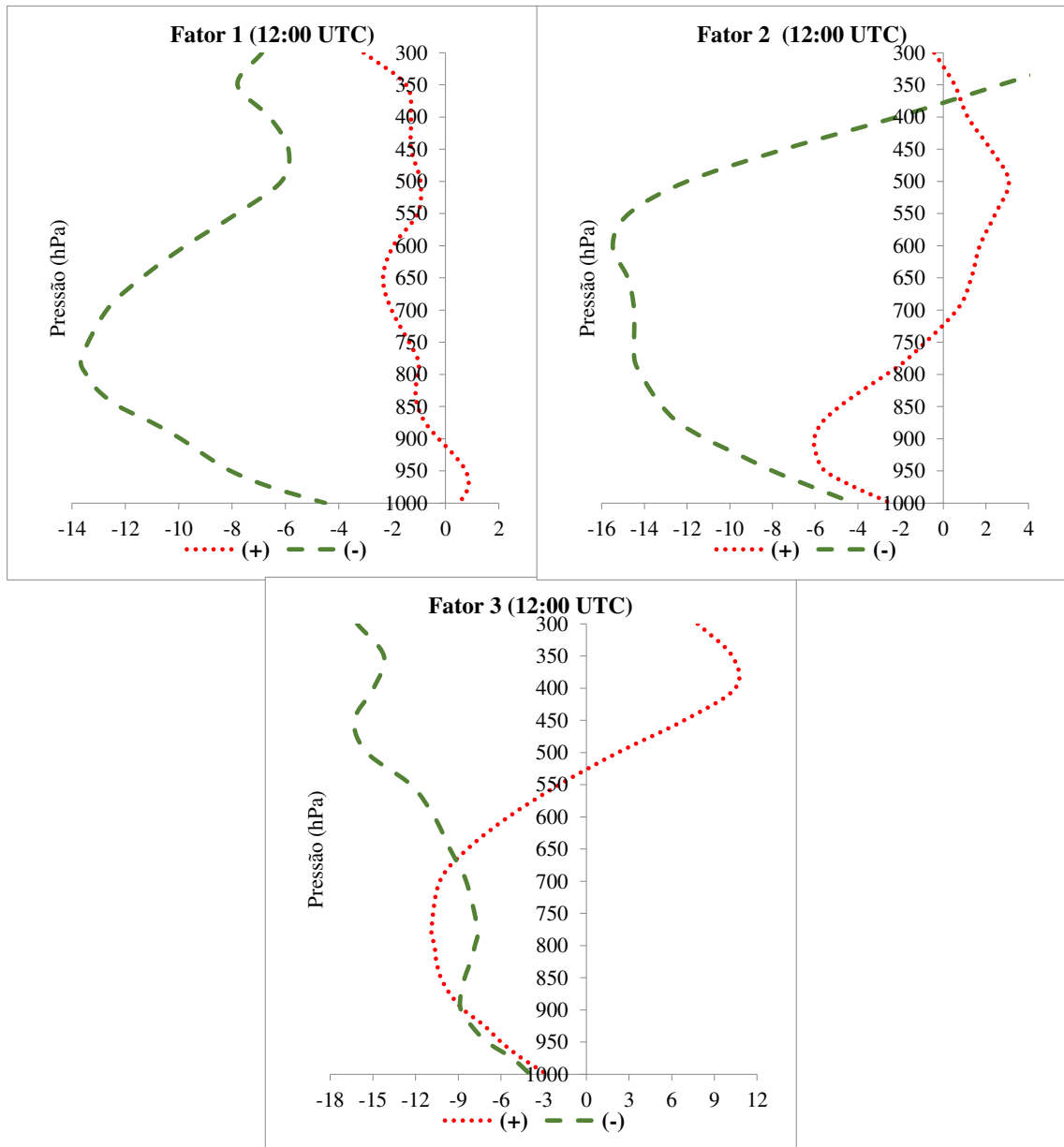
Na aplicação da ACP para as 12:00 UTC foram retidos os três primeiros fatores que explicam 89,13% da variabilidade temporal horária. A Figura 22 ilustra a série temporal dos três scores obtidos pela ACP. Observa-se que o primeiro fator, que explica 43,60% da variância total horária, mostra contribuições positivas superior a 2,5 no mês de abril, com máximo de 4,6 no ano de 2008. As contribuições negativas deste fator são mostradas nos meses de setembro a novembro, atingindo valor superior a -2,5. Esses resultados indicam que no horário das 12:00 UTC a interação entre sistemas atmosféricos, como por exemplo as LI e brisas marítimas e fluviais, é determinante na variabilidade do vento.

O segundo fator temporal que explica 22,88% da variância total dos dados, apresenta contribuições oscilando entre 1,0 e -1,0 em torno da média horária em praticamente todo o período, entretanto no dia 20 de fevereiro de 2007 (08 de setembro de 2008) observa-se uma máxima contribuição positiva (negativa), onde o perfil vertical da componente zonal nesses dias é caracterizado por baixa (alta) intensidade, podendo estar associado a presença de sistemas locais. O terceiro fator temporal apresenta contribuições positivas em janeiro e fevereiro, com valor superior a 2,0 e contribuição negativa nos meses de agosto e setembro, podendo estar associado a influência da ZCIT.

A Figura 23 mostra os perfis verticais médios associados ao primeiro e terceiro fator. No perfil das contribuições negativas associadas ao Fator 1 (Fator 3) nota-se a presença de um JBN de -13,8 m/s (-9,0 m/s) nos níveis de 800 hPa (900 hPa). O perfil vertical das contribuições positivas do Fator 1 não mostra um JBN bem definido, já do Fator 2 este jato é mais bem definido, apresentando uma intensidade aproximada de -6,0 m/s em 900 hPa. Uma camada de velocidade quase constante é observada entre os níveis de 850 hPa e 650 hPa no perfil do Fator 3.



**Figura 22:** Série temporal dos três fatores comuns da componente zonal do vento das 12:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.

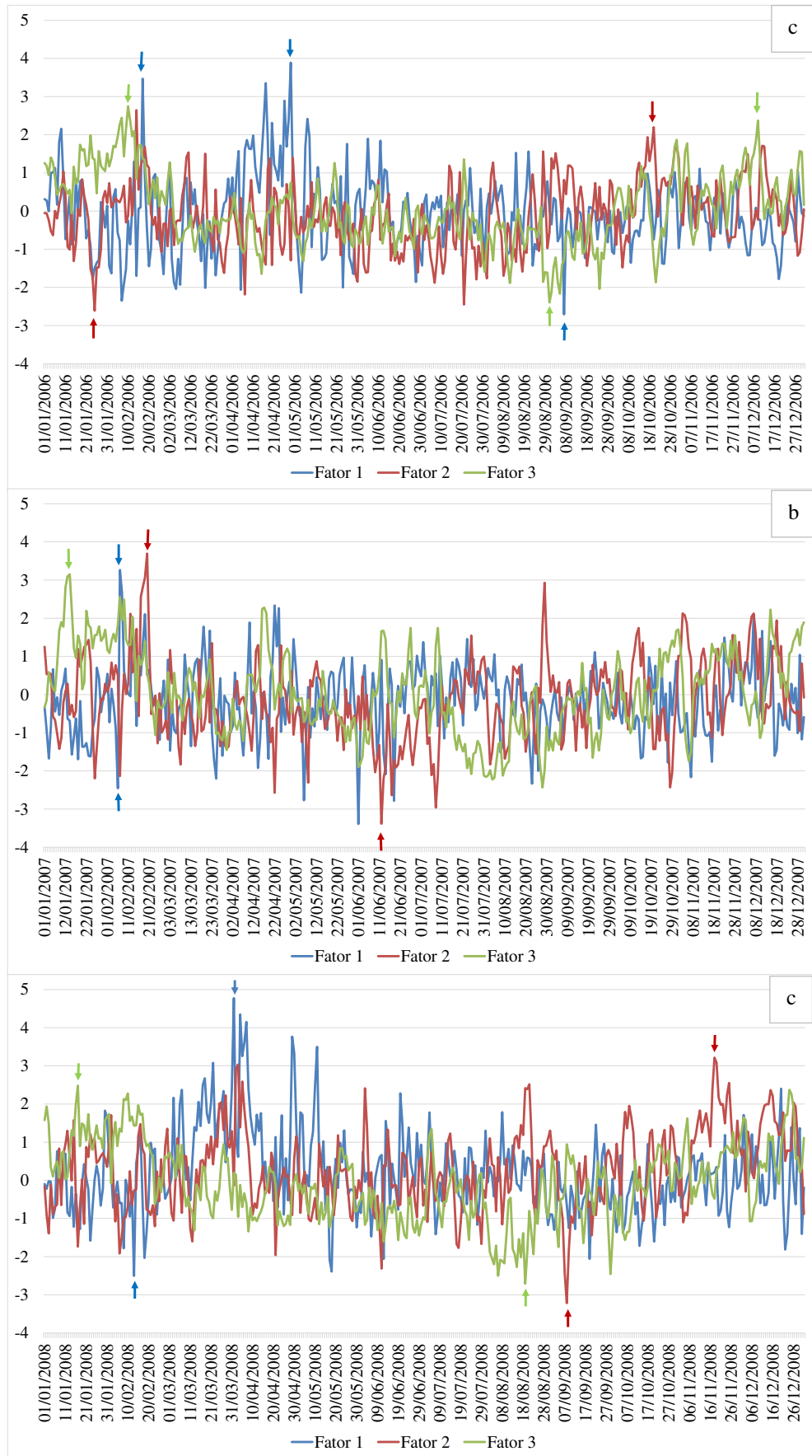


**Figura 23:** Perfis verticais médios dos dias associados aos três fatores comuns da componente zonal do vento das 12:00 UTC para Belém-PA. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.

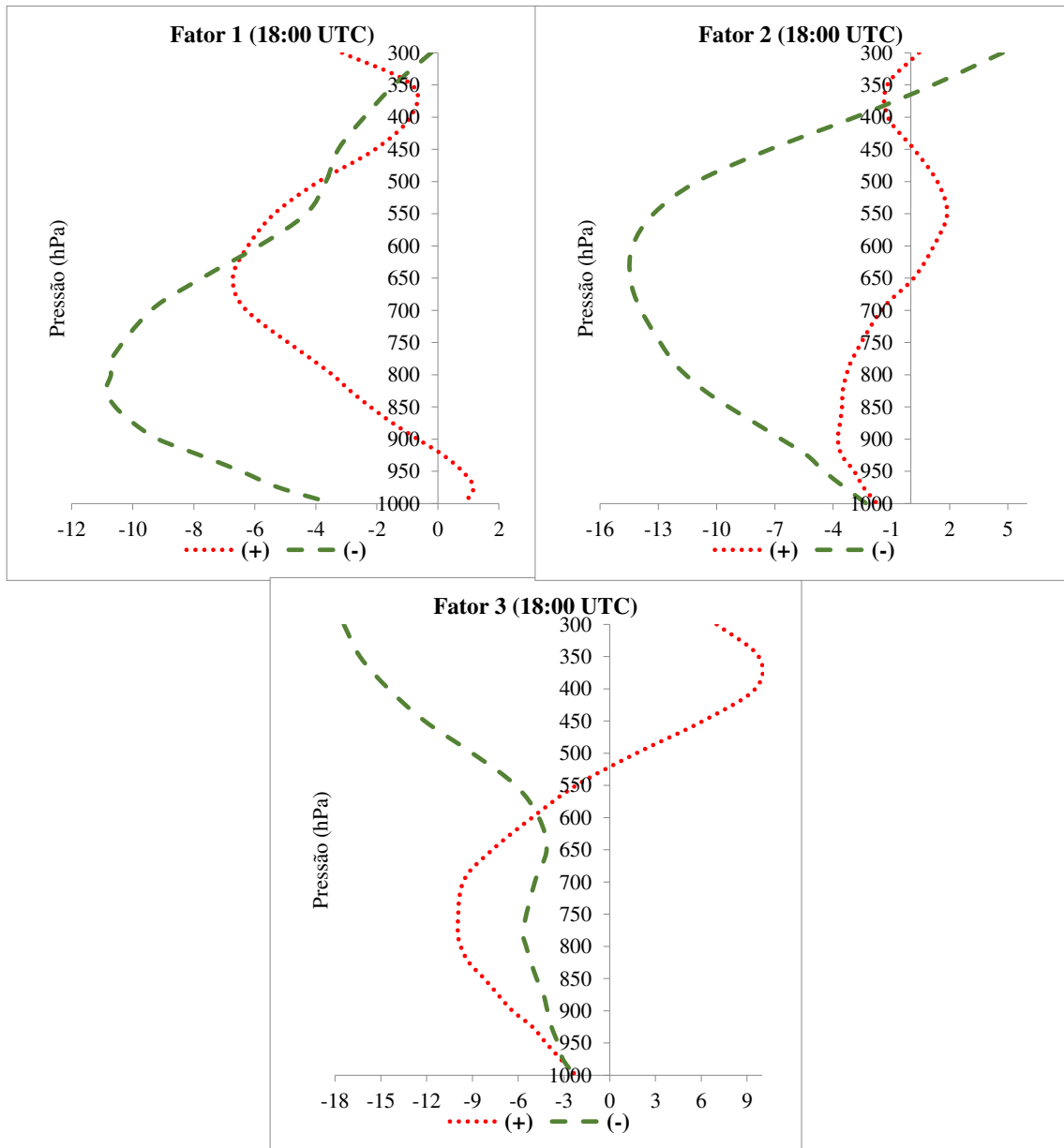
Para a ACP as 18:00 UTC foram retidos os três primeiros fatores que explicam 89,09 % da variância total horária. As CP dos três fatores estão ilustradas na Figura 24. Observa-se que o primeiro fator, que explica 43,73% da variância total horária, mostra contribuições positivas superior a 3,0 no mês de abril de cada ano, com máximo de 4,7 em 2008. As contribuições negativas superiores a -2,7 são observadas em setembro de 2006 e junho de 2007.

O segundo fator temporal, que explica 24,79% da variância total dos dados, não apresenta um padrão bem definido, as contribuições oscilam entre 1,0 e -1,0 em praticamente todo o período. Observa-se alguns valores com contribuições positiva e negativa superior a 3,0 e -3,0 em dias isolados, estando relacionados à perfis verticais da componente zonal baixa e alta intensidade, respectivamente, sugerindo que este fator está associado, possivelmente, à variação diurna da brisa marítima e fluvial.

O terceiro fator mostra contribuições positivas superior a 3,0, nos meses de janeiro e fevereiro e contribuições negativas superior a -2,0, entre agosto e setembro nos três anos analisados. Essa distribuição indica, como já mencionado, a resposta local à variabilidade da ZCIT. Os perfis verticais associados à contribuição positiva (negativa) do Fator 1 mostra um JBN de intensidade de -6,8 m/s (-10,8 m/s) em 650 hPa (825 hPa). O Fator 2 não apresenta um JBN bem definido nos perfis médios das contribuições negativas, enquanto que o perfil das contribuições positivas apresenta uma camada quase constante de velocidade -10,0 m/s entre os níveis de 800 hPa e 700 hPa.



**Figura 24:** Série temporal dos três fatores comuns da componente zonal do vento das 18:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.



**Figura 25:** Perfis verticais médios dos dias associados aos três fatores comuns da componente zonal do vento das 18:00 UTC para Belém-PA. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.

**Quadro 1:** Síntese dos resultados obtidos através da ACP aplicada a componente zonal do vento.

	<b>Variância explicada (%)</b>	<b>Contribuição positiva</b>	<b>Contribuição negativa</b>	<b>Sistema associado</b>
<b>00:00 UTC</b>				
1° Fator	42,04	Abr.	Fev. e Jul.	LI e ZCIT
2° Fator	23,86	Jan.-Fev.	Ago.-Set.	ZCIT
3° Fator	23,68	Fev.-Abr.	Jun.-Set.	Brisas
<b>06:00 UTC</b>				
1° Fator	36,33	Abr.	Fev. e Set.	LI e ZCIT
2° Fator	26,72	Fev	Jan.	Sistema local
3° Fator	26,23	Jan.-Fev.	Ago.	ZCIT
<b>12:00 UTC</b>				
1° Fator	43,59	Abr.	Set.-Nov.	-
2° Fator	22,88	Fev.	Set.	Sistema local
3° Fator	22,64	Jan.-Fev.	Ago.-Set.	ZCIT
<b>18:00 UTC</b>				
1° Fator	43,73	Abr.	Jun. e Set.	LI e ZCIT
2° Fator	24,79	Fev. e Out.	Jun. e Set.	Brisas
3° Fator	20,57	Jan.-Fev.	Ago.-Set.	ZCIT

### 5.5.2. Análise temporal da componente meridional do vento ( $v$ )

Os resultados da aplicação da ACP para a componente meridional do vento ( $v$ ) em cada horário UTC são mostrados e discutidos a seguir. O teste Kaiser-Meyer-Olkin (KMO) em todos os horários analisados resultou no valor superior a 0,66, para o nível de significância de 95%, validando a aplicação da ACP.

Foram obtidos quatro fatores temporais no horário das 00:00 UTC e 18:00 UTC que explicaram aproximadamente 89% da variância total dos dados e cinco fatores no horário das 06:00 UTC e 12:00 UTC, com variância total explicada superior a 93%. Essa maior quantidade de fatores gerados pela ACP sugere maior heterogeneidade da variável.

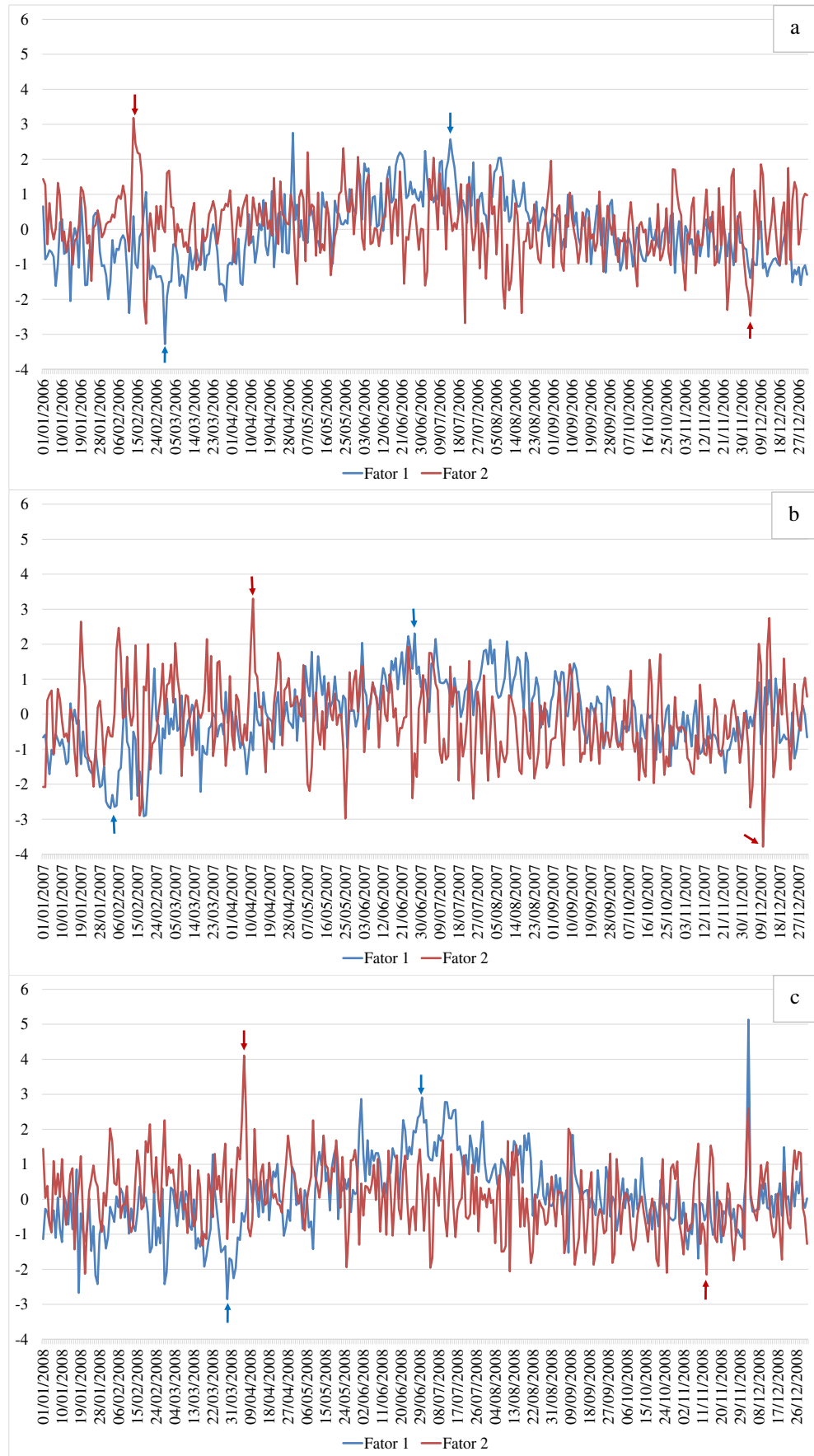
A variabilidade temporal do primeiro e segundo fatores que explicam 44,13% e 14,63% da variância total dos dados no horário das 00:00 UTC são mostrados na Figura 26. O primeiro fator mostra contribuições positivas, com valor superior a 2,0 nos meses de junho e julho em cada ano. As maiores contribuições negativas deste fator são mostradas nos meses de fevereiro e março. Esses resultados indicam que a atuação dos DOL influencia a variabilidade dos perfis verticais do vento. O segundo fator apresenta contribuições oscilando em torno da média, sem



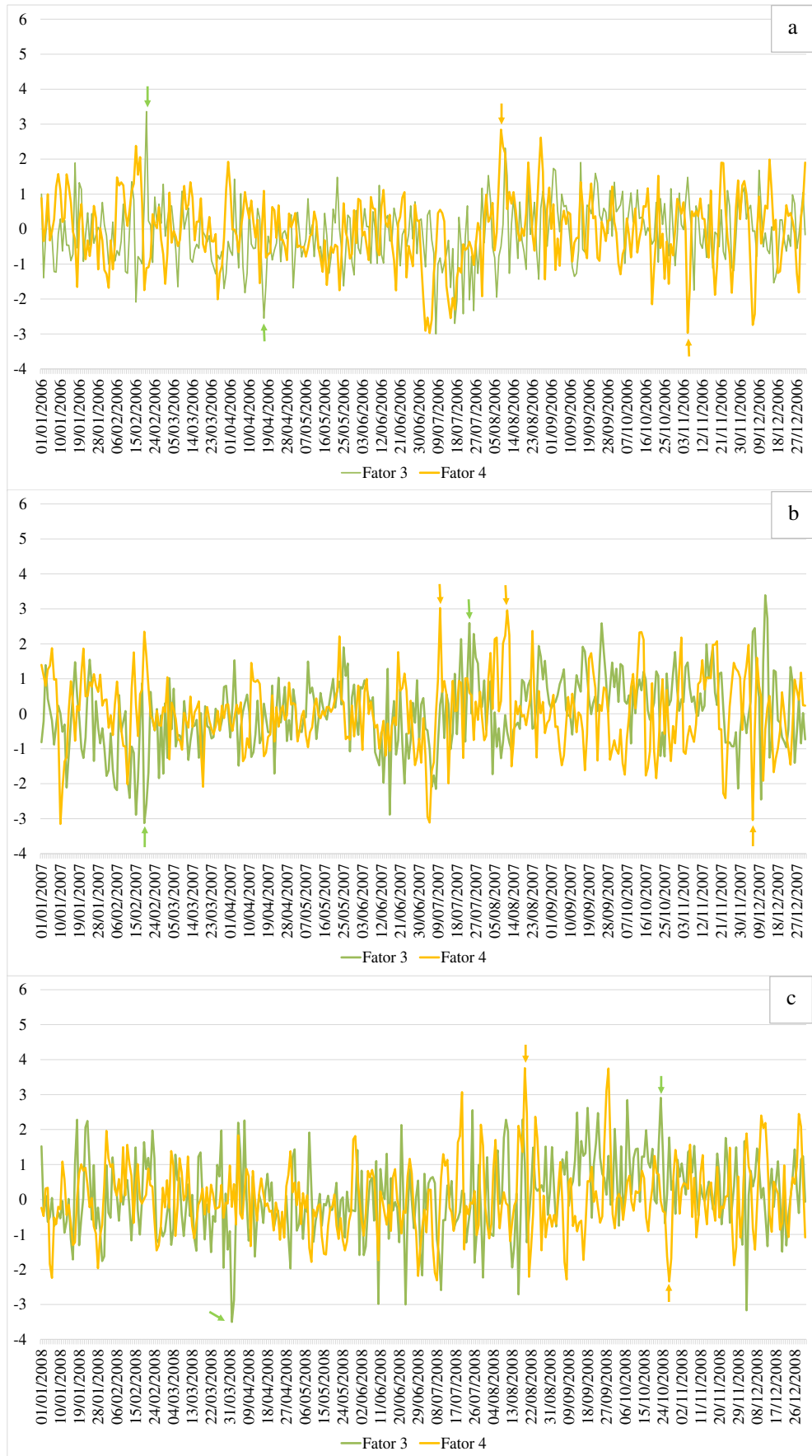
um padrão temporal bem definido, apresentando máximas contribuições positivas (negativas) de abril a julho (novembro e dezembro).

O terceiro fator (Figura 27) mostra valores inferiores a 2,0 na maior parte do período, com máximos observados em fevereiro de 2006 e dezembro de 2007, superior a 3,0. As contribuições negativas atingem valores de -3,0, aproximadamente, nos meses de julho, fevereiro e abril. O quarto fator temporal (Figura 27) apresenta contribuições positivas nos meses de agosto e setembro e contribuições negativas em dezembro e janeiro.

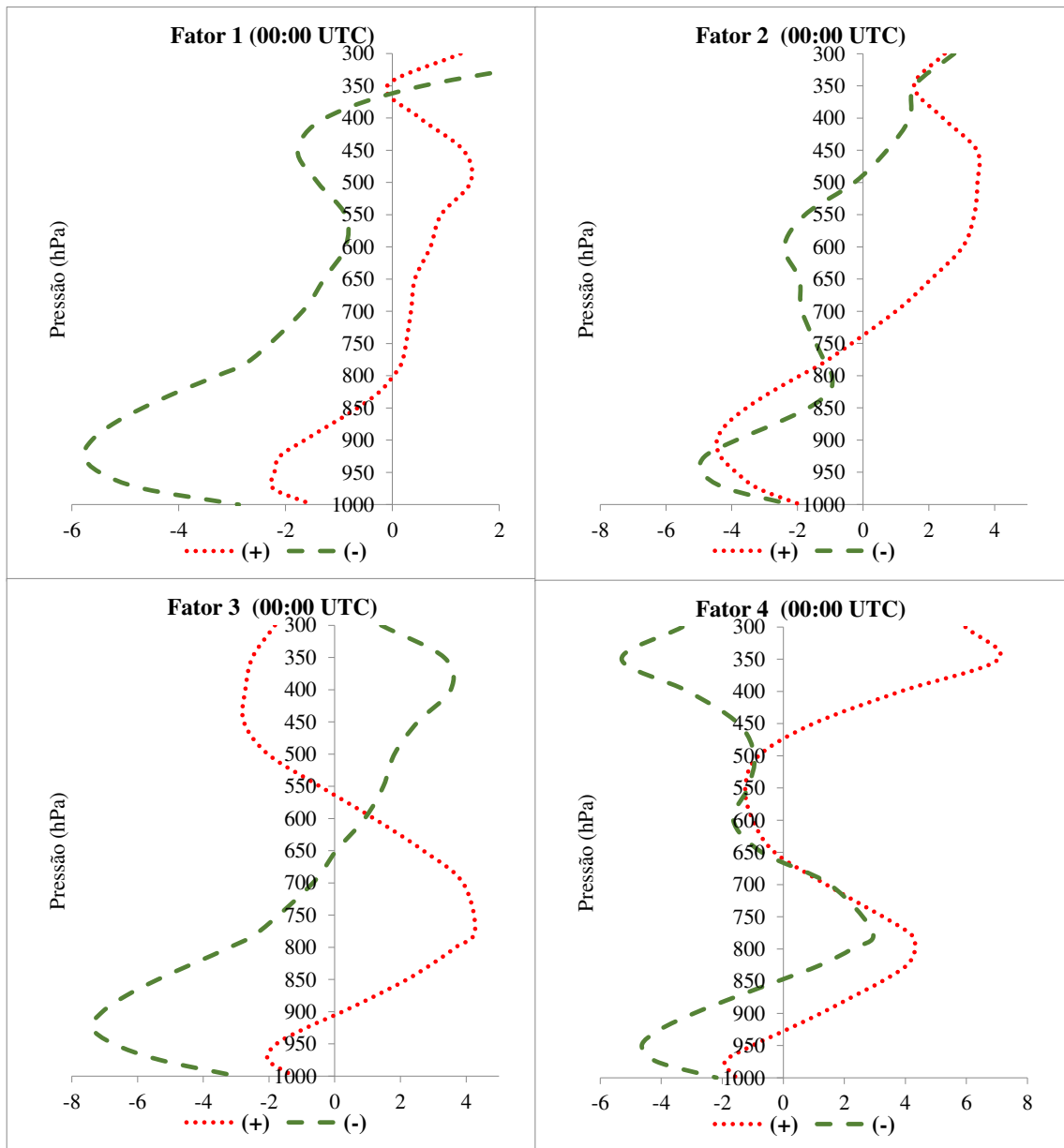
Os perfis verticais (Figura 28) associados à contribuição negativa do Fator 1 (Fator 2) mostra um máximo negativo na velocidade do vento de aproximadamente -6,0 m/s (-7,5 m/s) em 925 hPa. As contribuições positivas mostram um máximo negativo superior a -2,0 m/s em 975 hPa e um máximo positivo de 1,5 m/s (4,5 m/s) em 500 hPa (775 hPa). Já os perfis verticais (Figura 28) associados à contribuição negativa do Fator 3 (Fator 4) apresenta um máximo negativo na velocidade do vento de aproximadamente -7,5 m/s (-4,0 m/s) em 925 hPa (950 hPa) e um máximo positivo de 4,0 m/s (3,0 m/s) em 800 hPa (775 hPa). As contribuições positivas dos fatores mostram um máximo negativo superior (inferior) a -2,0 m/s em 975 hPa e um máximo positivo de 4,5 m/s (4,3 m/s) em 775 hPa (800 hPa).



**Figura 26:** Série temporal dos dois primeiros fatores comuns da componente meridional do vento das 00:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.



**Figura 27:** Série temporal do terceiro e quarto fatores comuns da componente meridional do vento das 00:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.

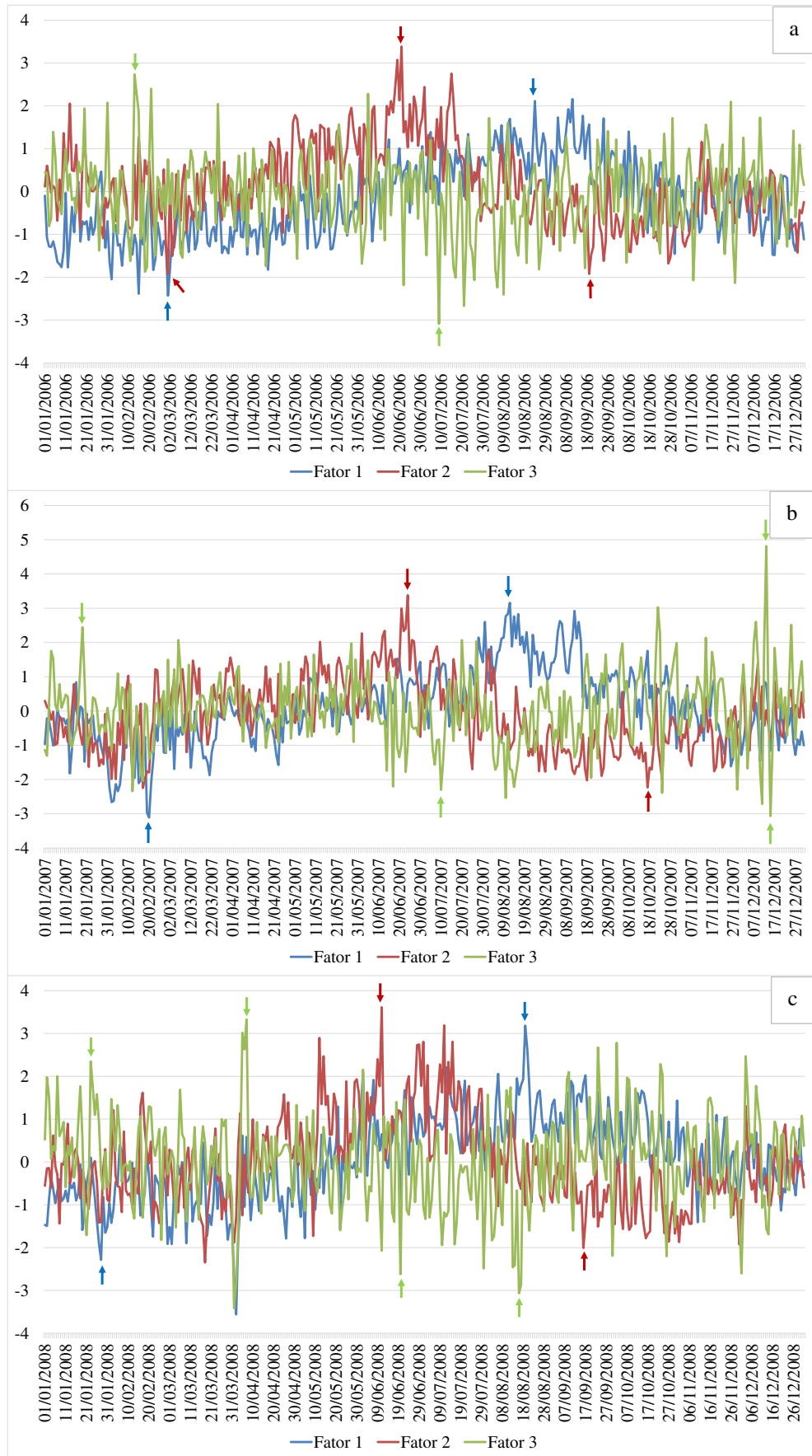


**Figura 28:** Perfis verticais médios dos dias associados aos quatro fatores comuns da componente meridional do vento das 00:00 UTC para Belém-PA. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.

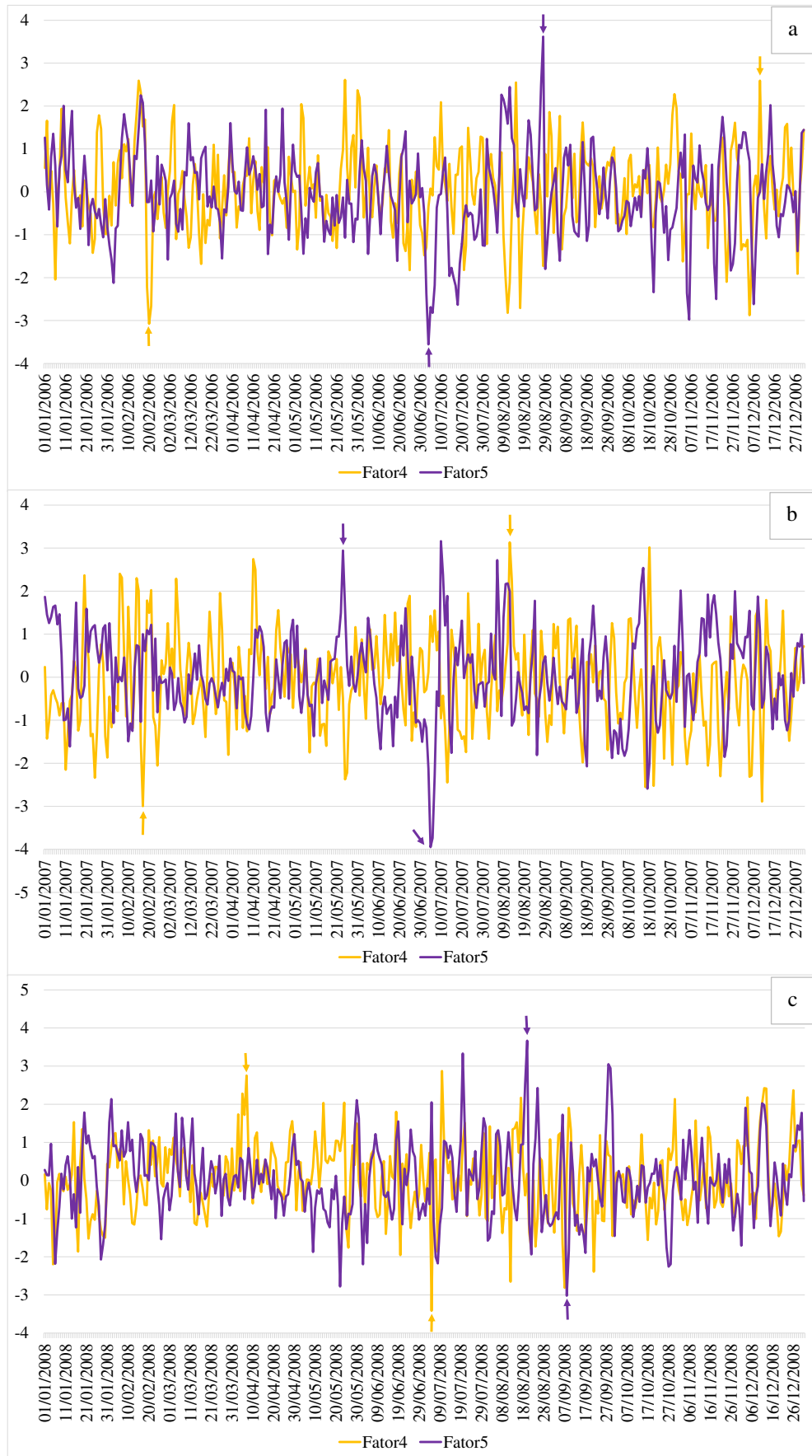
A série temporal dos cinco primeiros fatores que explicam 93,42% da variância total dos dados no horário das 06:00 UTC são mostrados na Figura 29. O primeiro fator mostra contribuições positivas, com valor superior a 2,0 de agosto a setembro. Já as maiores contribuições negativas deste fator são mostradas nos meses de fevereiro a abril. Este padrão temporal sugere que a ZCIT contribui negativamente neste horário nos meses de fevereiro a abril e positivamente nos meses de agosto e setembro. O segundo fator apresenta as maiores contribuições positivas em julho em todos os anos, com valores superiores a 2,0. Para as contribuições negativas deste fator observa-se dois máximos, o primeiro em torno do mês de março e o segundo em outubro, este fator está possivelmente associado a atuação dos DOL. O terceiro fator mostra contribuições oscilando entre 1 e -1 na maioria do período com máximas positivas entre os meses de dezembro e fevereiro, atingindo 4,8 em dezembro de 2008. As máximas contribuições negativas são observadas entre julho e agosto, podendo estar associado as brisas.

O quarto e quinto fatores (Figura 30) que explicam 13,35% e 12,08% da variância total dos dados não apresentaram um padrão temporal bem definido. Observa-se máximos positivos e negativos distribuídos aleatoriamente em todos os meses dos anos. Com máximos superior a 2,0 em agosto e dezembro e superior a -3,0 em fevereiro, julho e setembro.

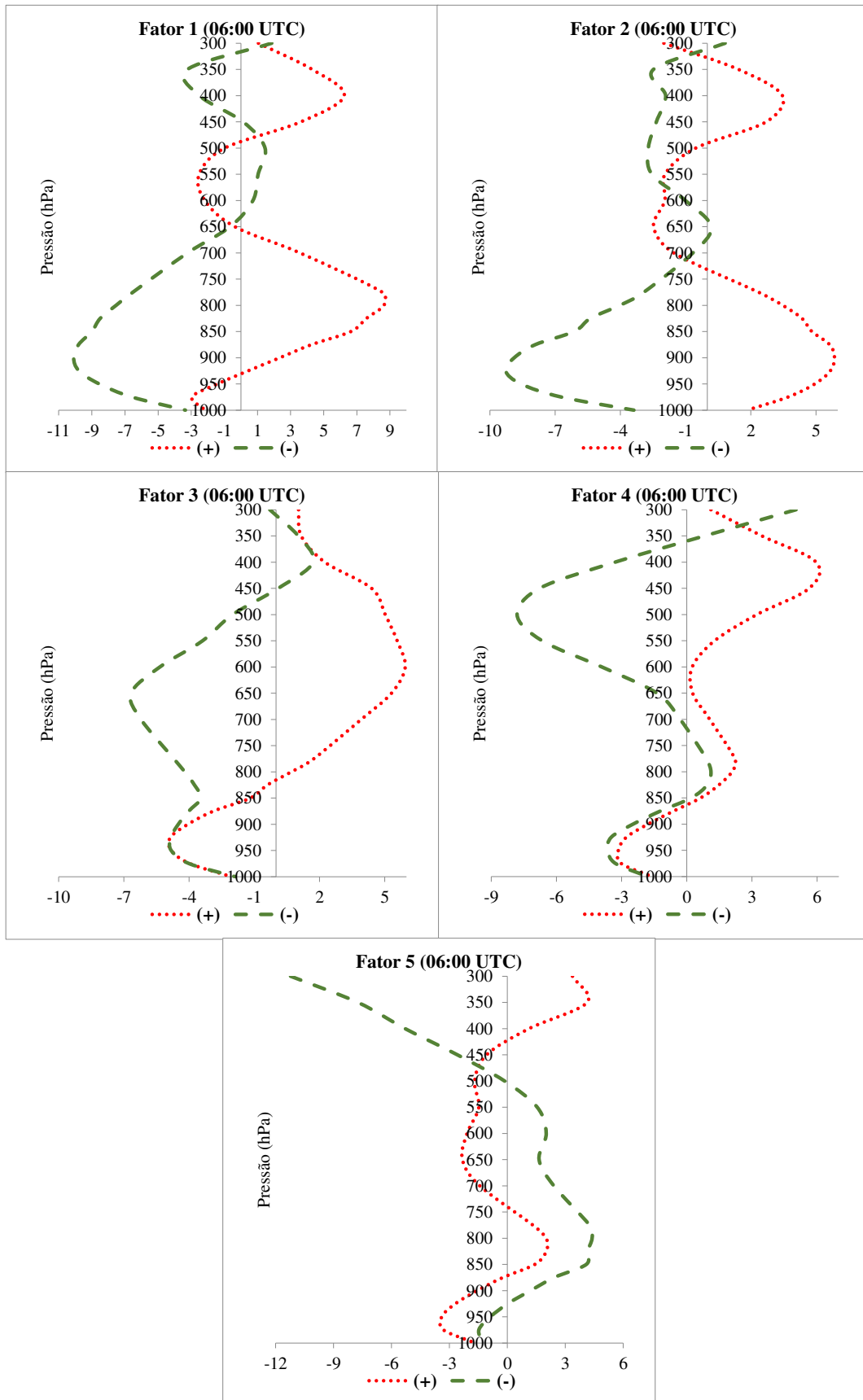
Os perfis verticais associados à cada fator temporal está ilustrado na Figura 31. Observa-se que as contribuições negativas do Fator 1 (Fator 2) apresenta um máximo negativo de velocidade do vento nos níveis de 900 hPa (925 hPa) com intensidade de -10,8 m/s (-9,7 m/s) e um máximo positivo em 500 hPa (600 hPa) de intensidade 1,3 m/s (0,2 m/s). O Fator 3 mostra dois máximos negativos de intensidade de -5,0 m/s e -7,0 m/s em 950 hPa e 650 hPa, respectivamente. As contribuições positivas do Fator 1 mostra um máximo negativo de -3,0 m/s em 975 hPa e um máximo positivo de 9,0 m/s em 800 hPa. O Fator 2 mostra um perfil com apenas um máximo positivo nos níveis mais baixos com intensidade de 6,0 m/s em 900 hPa. O fator 3 apresenta um máximo negativo de -5,0 m/s em 925 hPa e um máximo positivo de -6,0 m/s em 650 hPa.



**Figura 29:** Série temporal dos três primeiros fatores comuns da componente meridional do vento das 06:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.



**Figura 30:** Série temporal do quarto e quinto fatores comuns da componente meridional do vento das 06:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.



**Figura 31:** Perfis verticais médios dos dias associados aos cinco fatores comuns da componente meridional do vento das 06:00 UTC para Belém-PA. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.



A série temporal dos cinco primeiros fatores que explicam 93,62% da variância total dos dados no horário das 12:00 UTC são mostrados na Figura 32. O primeiro fator mostra contribuições positivas superiores a 3,0 nos meses de junho e julho e contribuições negativas nos trimestres SON e DJF. Esse resultado sugere a influência dos DOL na caracterização do vento em Belém, visto que são sistemas atuantes com maior frequência no mês de junho em toda a costa norte e nordeste do Brasil.

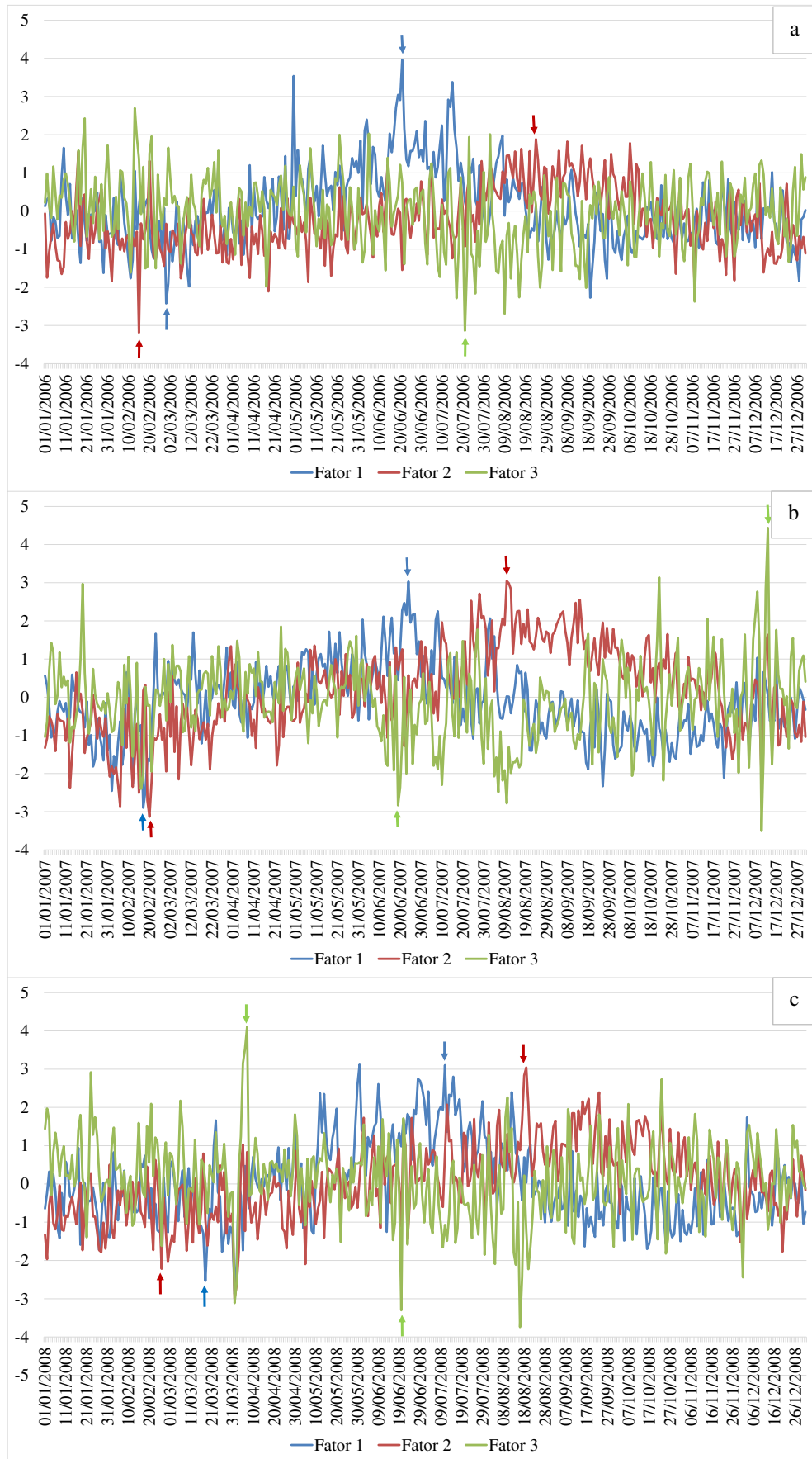
O segundo fator temporal (Figura 32) mostra contribuições positivas nos meses de agosto e setembro e contribuições negativas de fevereiro a abril. Sugerindo que a localização sazonal da ZCIT é determinante na formação deste padrão temporal no horário das 12:00 UTC, como já mencionado anteriormente. O terceiro fator apresenta contribuições mais irregulares durante o período, observa-se as maiores contribuições positivas no trimestre DJF, com um máximo (superior a 4,0) no final do ano de 2007 e início de 2008, as negativas são observadas em junho e julho. Sugerindo a resposta local a sistemas de brisa.

O quarto e quinto fator temporal (Figura 33), que explicam 12,68% e 11,72% da variância dos dados, apresentam padrão temporal indefinido com máximas contribuições de junho a agosto.

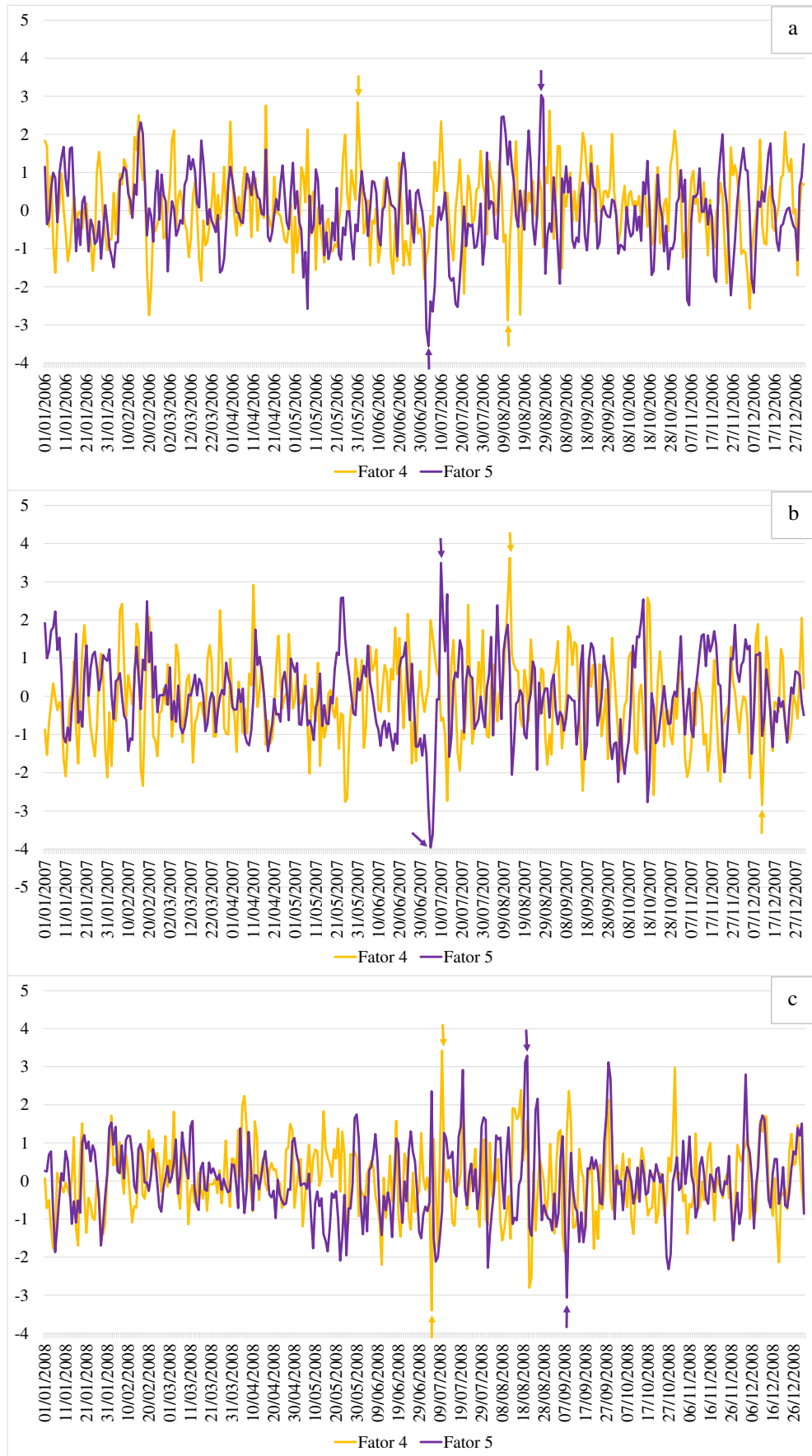
A Figura 34 ilustra os perfis verticais médios associados à cada fator. As contribuições positivas do Fator 1 (Fator 3) apresenta um máximo positivo de 6,0 m/s (8,0 m/s) em 900 hPa (650 hPa) e um máximo negativo de -2,0 m/s (-3,0 m/s) em 675 hPa (975 hPa). O Fator 2 mostra uma camada quase constante da superfície até 950 hPa, com intensidade de -1,0 m/s e um máximo positivo de 7,0 m/s em 800 hPa.

Os perfis das contribuições negativas do Fator 1 mostra um máximo negativo de -7,2 m/s em 925 hPa sem a presença de um máximo positivo. O Fator 2 apresenta um máximo negativo de -8,0 m/s em 825 hPa e um positivo de 5,0 m/s em 475 hPa. O perfil vertical associado ao Fator 3 apresenta uma camada quase constante entre a superfície e 950 hPa, no nível de 850 hPa esta componente do vento assume valor aproximadamente nulo e em 600 hPa observa-se um máximo negativo de -8,0 m/s.

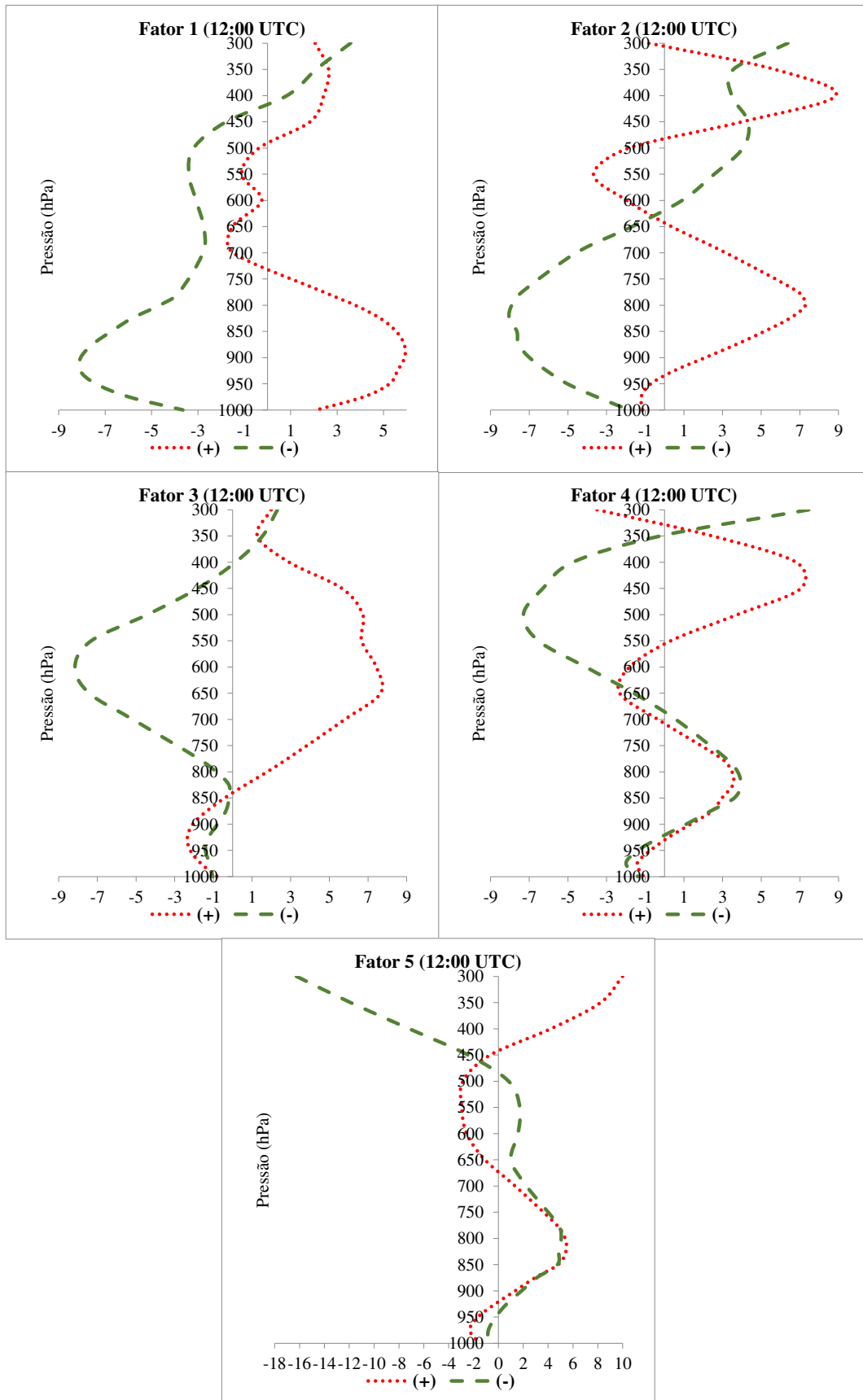
Os perfis verticais das contribuições positivas e negativas dos Fatores 4 e 5 são semelhantes até próximo ao nível de 825 hPa, as diferenças mais significativas são observadas acima de 650 hPa, onde os perfis diferem em intensidade e direção.



**Figura 32:** Série temporal dos três primeiros fatores comuns da componente meridional do vento das 12:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.



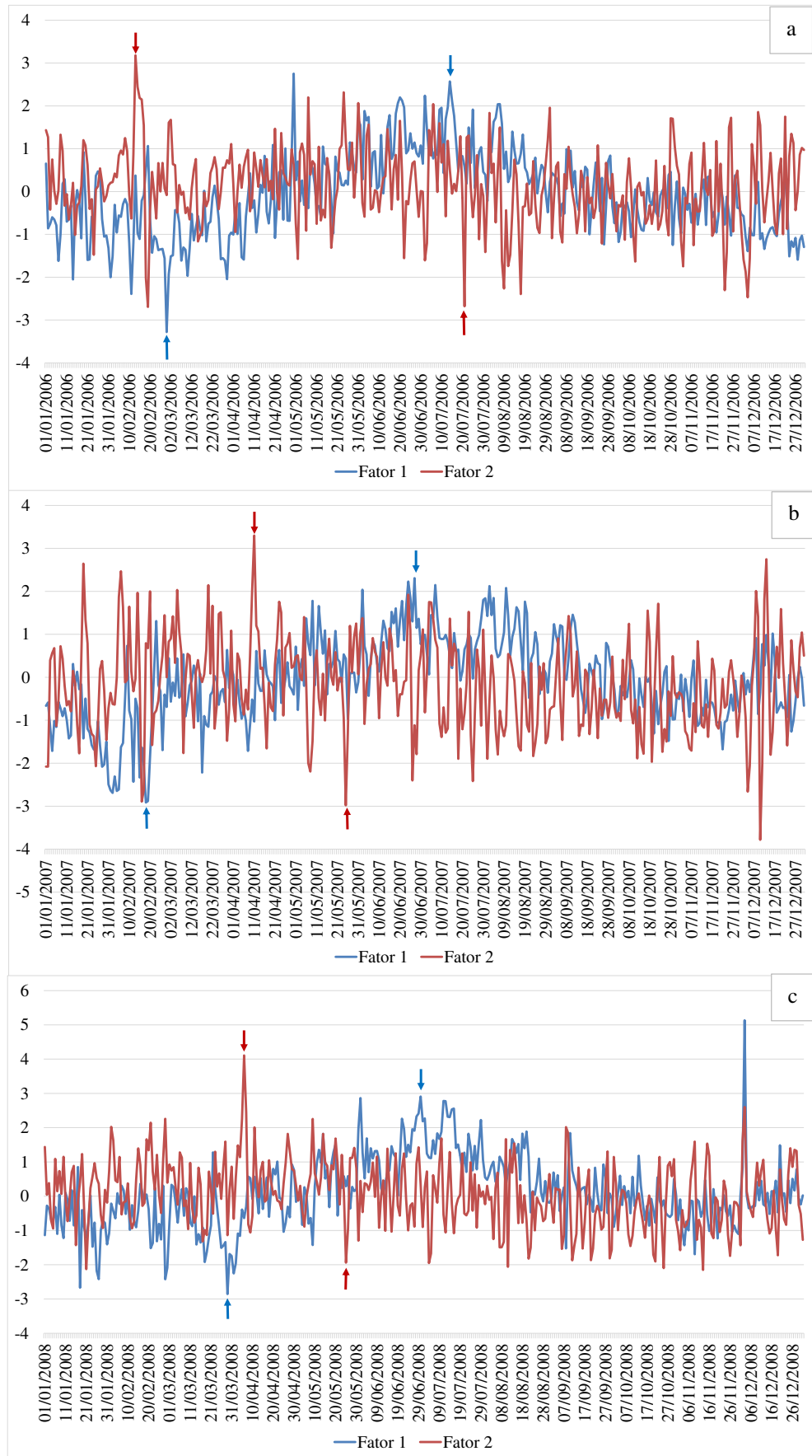
**Figura 33:** Série temporal do quarto e quinto fatores comuns da componente meridional do vento das 12:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.



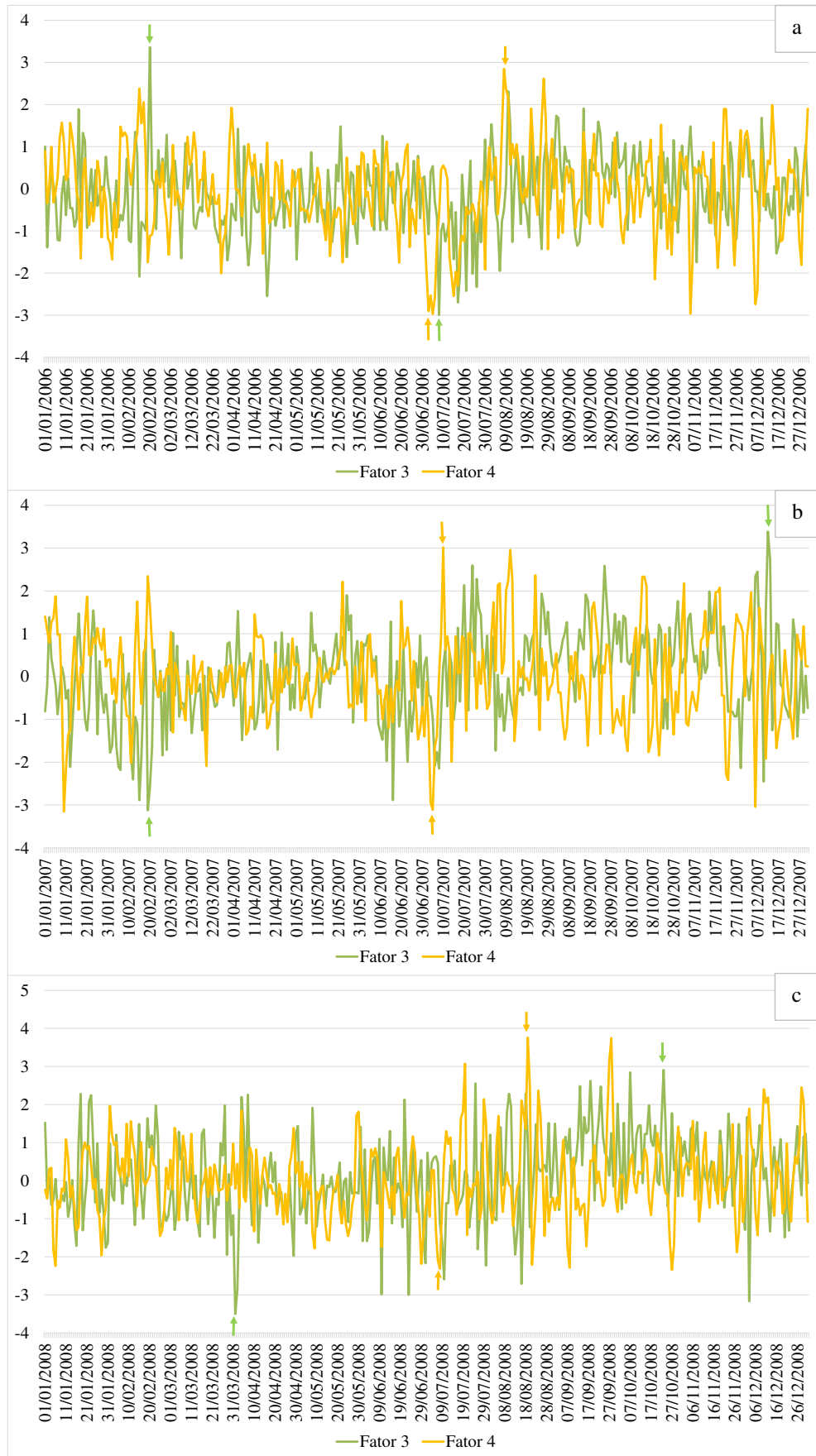
**Figura 34:** Perfis verticais médios dos dias associados aos cinco fatores comuns da componente meridional do vento das 12:00 UTC para Belém-PA. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.

A variabilidade temporal do primeiro e segundo fator que explicam 44,13% e 17,27% da variância total dos dados no horário das 18:00 UTC estão ilustrados na Figura 35. O primeiro fator mostra contribuições positivas, superior a 2,0 nos meses de junho e julho. As contribuições negativas se estendem de outubro a maio com máximos em fevereiro e março. O padrão de contribuição positiva segue o padrão observado no primeiro fator do horário das 00:00 UTC, que sugere a influência do DOL. O segundo fator temporal mostra contribuições positivas nos meses de fevereiro a abril e contribuições negativas de junho a julho. Esse fator mostra, possivelmente, a resposta local da componente do vento à variabilidade sazonal da ZCIT. O terceiro e quarto fator temporal (Figura 36) que explicaram 14,63% e 13,65% da variância total dos dados, não apresentaram padrão bem definido, ficando em torno da média no período estudado. Mas observa-se máximos de contribuições positivas nos meses de dezembro, para o Fator 3, e julho a agosto para o Fator 4. As maiores contribuições negativas são observadas em janeiro e fevereiro (Fator 3) e em novembro e dezembro (Fator 4).

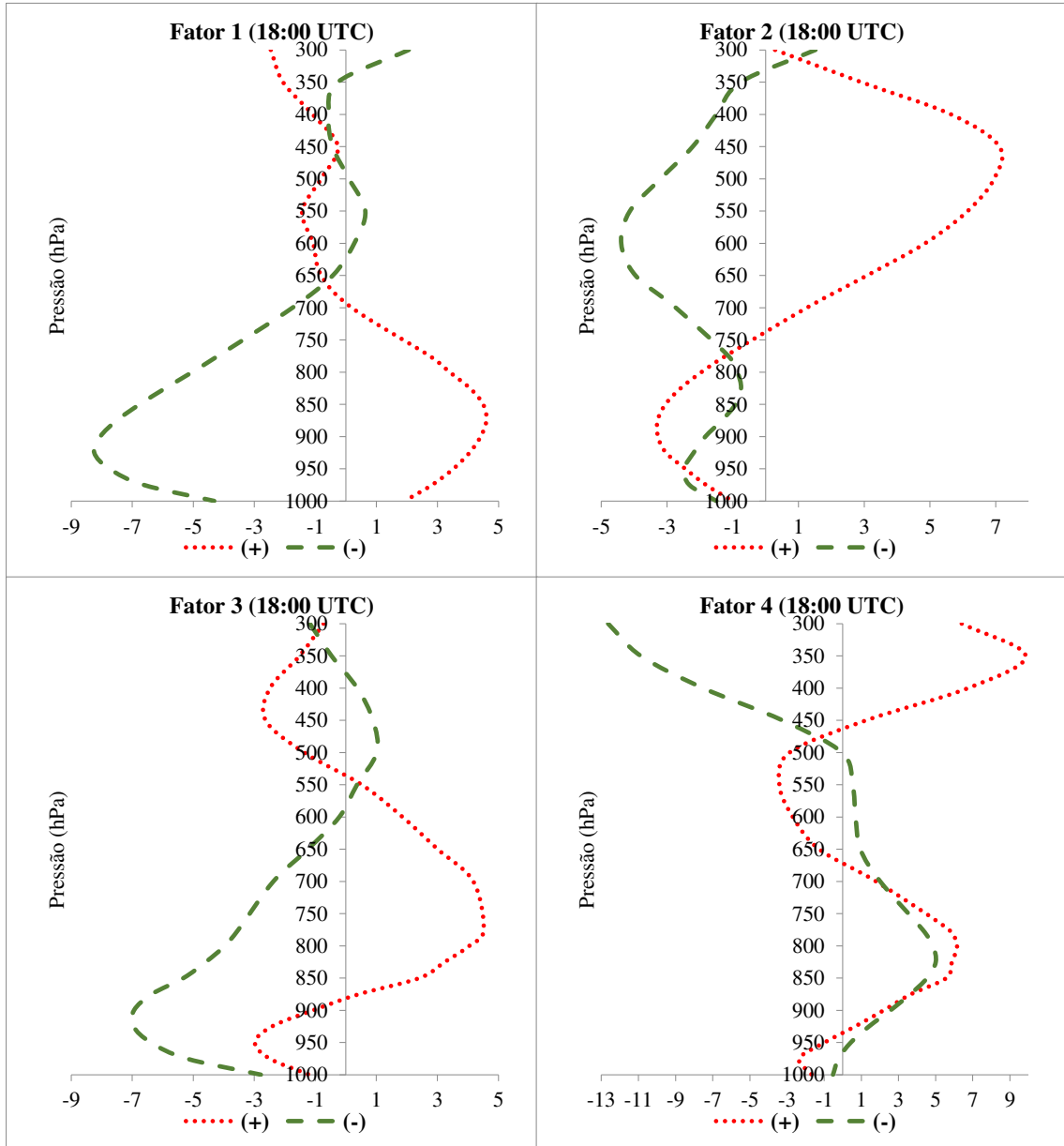
Os perfis verticais associados à contribuição positiva (negativa) do Fator 1, ilustrado na Figura 37, mostra um máximo positivo da velocidade do vento de 4,5 m/s (1,0 m/s) em 875 hPa (550 hPa) e um máximo negativo de -2,0 m/s (-8,3 m/s) em 550 hPa (925 hPa). As contribuições positivas do Fator 2 apresenta um máximo de -3,3 m/s em 900 hPa e 8,0 m/s em 450 hPa. No perfil das contribuições negativas deste fator, observa-se dois máximos negativos de -2,7 m/s em 950 hPa e -4,8 m/s em 600 hPa. Os perfis associados as contribuições negativas do terceiro fator apresentam um máximo negativo de -7,0 m/s em 900 hPa e um máximo positiva de 1,0 m/s em 500 hPa. Já para as contribuições positivas é visto um máximo positivo de -3,0 m/s em 950 hPa e um máximo positivo de 4,5 m/s em 775 hPa. O perfil das contribuições negativas do quarto fator não apresenta um máximo negativo bem definido e um máximo positivo de 5,0 m/s é observado em 825 hPa. Os perfis das contribuições positivas deste fator são semelhantes ao das contribuições negativas até o nível de 700 hPa, acima deste nível é observado uma mudança na direção do vento meridional entre os perfis.



**Figura 35:** Série temporal dos dois primeiros fatores comuns da componente meridional do vento das 18:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.



**Figura 36:** Série temporal dos terceiro e quarto fatores comuns da componente meridional do vento das 18:00 UTC para o ano de (a) 2006, (b) 2007 e (c) 2008. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.



**Figura 37:** Perfis verticais médios dos dias associados aos quatro fatores comum da componente meridional do vento das 18:00 UTC para Belém-PA. A legenda de cores se encontra na parte inferior da figura.



**Quadro 2:** Síntese dos resultados obtidos através da ACP aplicada a componente meridional do vento.

	<b>Variância explicada (%)</b>	<b>Contribuição positiva</b>	<b>Contribuição negativa</b>	<b>Sistema associado</b>
<b>00:00 UTC</b>				
1° Fator	44,13	Jun.-Jul.	Fev.-Mar.	DOL
2° Fator	17,26	Abr.-Jul.	Nov.-Dez	Sistema Local
3° Fator	14,63	Fev.-Abr.	Jul.	-
4° Fator	13,65	Ago.-Set.	Dez.-Fev.	ZCIT
<b>06:00 UTC</b>				
1° Fator	30,69	Ago.-Set.	Fev.-Abr.	ZCIT
2° Fator	22,22	Jul.	Mar. e Out.	DOL
3° Fator	15,07	Dez.-Fev.	Jul.-Ago.	Brisas
4° Fator	13,35	Ago.-Dez.	Fev.	-
5° Fator	12,08	Ago.	Jul. e Set.	-
<b>12:00 UTC</b>				
1° Fator	32,11	Jun.-Jul.	Mar. e Set.	DOL
2° Fator	21,89	Ago.-Out.	Fev.-Abr.	ZCIT
3° Fator	15,21	Dez.-Fev.	Jun.-Jul.	Brisas
4° Fator	12,68	Jun.-Ago.	Ago.-Dez.	-
5° Fator	11,72	Ago.	Jul.	-
<b>18:00 UTC</b>				
1° Fator	44,13	Jun.-Jul.	Mar. e Out.	DOL
2° Fator	17,27	Fev.-Abr.	Mai.-Ago.	ZCIT
3° Fator	13,65	Dez.	Jan.-Fev.	-
4° Fator	13,65	Jul.-Ago.	Nov.-Dez.	-

## 6 CONCLUSÕES

As principais conclusões são:

- No estudo da frequência do número de casos de LI, nota-se que o período de maior ocorrência é o terceiro trimestre (JJA), coincidindo com o trimestre de maior número de ocorrência de JBN;
- A componente zonal do vento apresenta um JBN bem definido na média do período do estudo. Já para os trimestres MAM e JJA, o JBN não fica evidente;
- Os resultados mostram que a presença do JBN é uma característica intrínseca do ambiente amazônico, mas sugere-se que a presença de um JBN mais intenso e profundo no ambiente de formação das LI auxilia, principalmente, o desenvolvimento inicial desses sistemas, visto que os horários que apresentam as maiores diferenças absolutas entre os perfis CLI e SLI são os das 06:00 e 12:00 UTC;
- A componente meridional do vento apresenta em geral dois máximos de vento, um máximo negativo em torno de 950 hPa e outro positivo em torno de 775 hPa, comportamento visto na média do período;
- Os perfis verticais do vento meridional apresentam comportamento semelhante até próximo ao nível de 750 hPa, acima do nível de 550 hPa, observa-se uma rotação na direção do vento no perfil dos dias SLI, comportamento visto em praticamente todos os horários analisados, o que pode caracterizar o ambiente de formação das LI;
- Na tentativa de quantificar o cisalhamento vertical, observa-se os maiores valores na camada entre os dois máximos de velocidade encontradas nos perfis dos dias CLI, o que pode gerar células convectivas mais fortes dentro da linha. Além disso, estes resultados sugerem que a camada de cisalhamento em baixos níveis é a mais importante no desenvolvimento das LI, como proposto na literatura por vários autores;
- A análise temporal das componentes zonal e meridional do vento sugerem que o comportamento dos perfis verticais nos trimestres DJF e SON é influenciado, principalmente, pela variação sazonal da ZCIT, e nos trimestres MAM e JJA pelos DOL;
- Para estudos futuros pretende-se investigar de qual forma os sistemas atuantes na região auxiliam/inibem o desenvolvimento das LI amazônicas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALCÂNTARA, C. R.; SILVA DIAS, M.A.F.; SOUZA, E. P.; COHEN, J. C. P. Verification of the role of the low level jets in Amazon squall lines. **Atmospheric Research**, v. 100, p. 36-44, 2011.
- ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; BIAZETO, B. Influência dos jatos em médios e baixos níveis nos processos de nuvem: Estudo numérico de uma linha de instabilidade Amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, n.1, 29 - 46, 2014.
- AMANAJÁS, J. C. **Interação entre padrões pluviométricos na amazônia oriental e temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico tropicais**. 2011. 65p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, PB, 2011.
- AMANAJÁS, J. C.; BRAGA, C. C.; LIMA, F. J. L.; GUEDES, R. V. S. Aplicação da Análise fatorial em componentes principais a dados de precipitação no estado do Amapá. **Revista de Geografia**. Recife, PE, v. 27, p. 107-119, 2010.
- BARBOSA, R.L. **Interação das perturbações convectivas iniciadas na costa Norte do Brasil com Distúrbios Ondulatórios de Leste**. 2005. 81 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, SP, 2005.
- BARROS, S. S. **Precipitação no Centro de Lançamento de Alcântara: aspectos observacionais e de modelagem**. 2008. 112 p. (INPE-15319-TDI/1362). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2008.
- BARROS, S. S.; OYAMA, M. D. Sistemas Meteorológicos Associados à Ocorrência de Precipitação no Centro de Lançamento de Alcântara. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n.3, p. 333-344, 2010.
- BIGGERSTAFF, M. I.; HOUZE, JR. R. A. Kinematic and precipitation structure of the 10-11 June 1985 Squall Line. **Mon. Wea. Rev.** v. 119, p. 3034-3065, 1991a.
- BIGGERSTAFF, M. I.; HOUZE, JR. R. Midlevel vorticity structure of 10-11 June 1985 Squall Line. **Mon. Wea. Rev.** v. 119, p. 3066-3079, 1991b.
- BLUESTEIN, H. B.; JAIN, M. H. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. **J. Atmos. Sci.** v. 42, p. 1711-1732, 1985.

- BURMAN, R., POCHOP, L.O. Evaporation, Evapotranspiration and Climatic Data. **Elsevier Science**. p. 600, 1994.
- BYERS, H. R.; BRAHAM, R. R. **The Thunderstorm**: U.S. Government Printing Office, 1949.
- CAVALCANTI, I. F., KOUSKY, V. E. Influência da circulação da escala sinótica da brisa marítima na costa NNE da América do Sul. INPE-2573-PRE/221, São José dos Campos, 1982.
- CAVALCANTI, T. F. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulações de escala sinótica e circulações locais**. 1982. 140p. (INPE-2494-TDL/97). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 1982.
- CHEN, C. S. **The effect of the gust front on the generation of new convection**. Ph.D. thesis. University of Illinois. 192p. 1980.
- COHEN, J. C. P. **Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia**. 1989. 174p. (INPE-4865-TDL/376). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 1989.
- COHEN, J. C. P.; GANDU, A. W. Linha de Instabilidade Continental na Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2002.
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Mon. Wea. Rev.**, v. 123, n. 11, p. 3163-3174, 1995.
- COOPER, D. R.; SCHINDLER, P. S. **Métodos de pesquisa em administração**, 640p. ed 7. Porto Alegre: Bookman, 2003.
- CORRAR, L. J. P.; FILHO, J.M.D. Análise Multivariada: para os cursos de administração, ciências contábeis e economia. **Ed. Atlas**. São Paulo. 2007.
- CORRÊA, C. S.; CLARKE, R. T.; SILVEIRA, A. L. L. Estudo da ocorrência de fluxos no perfil vertical do vento na baixa atmosfera com análise das componentes principais (ACP) e a sua relação com a precipitação no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 22, n. 1, p. 121-127, 2007.
- COTTON, W. R.; BRYAN, G. H.; VAN DEN HEEVER, S. C. Storm and cloud dynamics. **Academis Press**, p. 809, 2011.
- DAVIS, C. A.; TRIER, S. B. Cloud-resolving simulations of mesoscale vortex intensification and its effect on a serial mesoscale convective system. **Mon. Wea. Rev.**, 130, 2839-2858, 2002.

- EASTMAN, J. R., FULK, M. Long sequence time series evaluation using standardized principal components. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**. v. 59, p. 1307-1312, 1993.
- FILHO, W. L. F. C., ARAGÃO, M. R. S. Padrões temporais do vento em mesorregiões do estado da Bahia. **Ciência e Natura**. v. 36, p. 402-414, 2014.
- FRAGOSO, M.; GOMES, P. T. Classification of daily abundant rainfall patterns and associated large-scale atmospheric circulation types in Southern Portugal. **International Journal of Climatology**. v. 28, p. 537-544, 2008.
- FREITAS, S. R., LONGO, K. M., SILVA DIAS, M., CHATFIELD, R., SILVA DIAS, P., ARTAXO, P., ANDREAE, M. O., GRELL, G., RODRIGUES, L. F., FAZENDA, A., PANETTA, J. The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System. Part 1: Model description and evaluation. **Atmos. Chem. Phys.**, 2007.
- GAMACHE, J. F.; HOUZE JR, R. A. Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. **Mon. Wea. Rev.**, v. 110, p. 118-135, 1982.
- GARAYALDE, E.J.G.; da SILVA, M.G.A.; TAVARES, A. de SÁ. Classificação mesoclimática da região sul do Brasil pela análise de Componentes Principais. In: CONGRESSO INTERAMERICANO DE METEOROLOGIA, 1., Brasília, 1986. **Anais**. Brasília, Sociedade Brasileira de Meteorologia. p.119-124, 1986.
- GARSTANG, M.; MASSIE JR., H.L.; HALVERSON, J.; GRECO, S.; SCALA, J. Amazon coastal squall lines, part I: Structure and kinematics. **Mon. Wea. Rev.**, v. 112, p. 608-622, 1994.
- GISLER, C. A. F. **Análise do perfil de vento na camada limite superficial e sistemas meteorológicos atuantes no Centro de Lançamento de Alcântara**. 2009. 146p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 2009.
- GLICKMAN, T.S. Ed: Glossary of Meteorology. 2nd ed. **American Meteorological Society**, p. 855, 2000.
- GONG, X.; RICHMAN, M. R. On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in North American East of the Rockies. **Journal of Climatology**. 8:897924, 1995.
- GRECO, S.; SAWAP, R.; GARSTANG, M.; ULANSKY, S.; SHIPHAM, M.; HARRIS, R. C.; TALBOT R.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P. Rainfall and surface kinematic

- conditions over central Amazonia during ABLE 2B. **J. Geophys. Res.** v. 95, p. 17001-17014, 1990.
- HAIR, Jr. J. F.; ANDERSON, R. E.; TATHAM, R. L.; BLACK, W. C. Análise Multivariada de Dados. **Ed. Bookmam.** Ed. 5, p. 593, 2005.
- HAMILTON, R. A.; ARCHBOLD, M. A. Meteorology of Nigeria and adjacent territory. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.** v. 71, p. 231-265, 1945.
- HANE, C. E. The squall line thunderstorm: Numerical experimentation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, p. 1672–1690, 1973.
- HOUZE, R. A. Jr. Structure and Dynamics of a Tropical Squall-Line System. **Mon. Wea. Rev.** v. 105, p. 1540-1567, 1977.
- HOUZE, JR, R. A. Cloud Dynamics. **Academic Press**, São Diego, California, 1993.
- HUSCHKE, R. E. Glossary of meteorology. Boston, M. **American Meteorological Society**, p. 638, 1959.
- JUSTUS, C.G., W.R. HARGRAVES, A. MIKHAIL AND D. GRABER. Methods for estimating wind speed frequency distributions. **J. Applied Meteorol.** v.17, p. 350-353, 1978.
- KLEMP, J. B.; WILHELMSON The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. **J. Atmos. Sci.** v. 35, p. 1070-1096, 1978a.
- KOUSKY, V.E. Diurnal rainfall variation in the northeast Brazil. **Mon. Wea. Rev.** v. 108, p. 488-498, 1980.
- LIMA, F. J. L.; BRAGA, C. C.; SILVA, E. M. Emprego da Análise de Componente Principal e Agrupamentos a dados de vento em regiões do Nordeste do Brasil. In: XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2010. Belém, PA. **Anais...** Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2010.
- LLOPART, M. Sistemas meteorológicos atuantes na América do Sul. DCA/IAG/USP. ACA 0223, Climatologia I (Climatologia Física), 2012.
- LUCAS, C.; ZIPSER, E.J.; LEMONE, M.A. Convective available potential energy in the environment of oceanic and continental clouds: correction and comments. **J. Atmos. Sci.** v; 51, p. 3829–3830, 1994b.
- MARENGO, J. A.; SOARES, W.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low level jet east of the Andes as derived from the NCEP/NCAR reanalyses. **Journal of Climate.** v. 27, p. 2261-2280, 2004.

- MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. The hydroclimatological framework in Amazonia. In: RICHEY, J. E.; McCLAIN, M. E.; VICTORIA, R. L. (Eds.). **Biogeochemistry of Amazonia**. Oxford: Oxford University Press, p. 17-42, 2001.
- MENG, Z; YAN, D., ZHANG, Y. General features of squall lines in East China. **Mon. Wea. Rev.** v. 141, p. 1629-1647, 2013.
- MOLION, L. C. B. Amazonia rainfall and its variability. In: **Hydrology and water management in the humid tropics**. Bonell, M., Hufschmidt, M. M., Gladwell, J. S. (eds.). International Hydrology Series, Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, p. 99-111, 1993.
- MOLION, L. C. B. Climatologia da Região Amazônica: Mecanismos de Precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 107-117, 1987.
- NEWTON, C. W. Structure and mechanism of the prefrontal squall line. **Journal of Meteorology**, v. 7, p. 210–222, 1950.
- OLIVEIRA, F. P. **Fatores associados à iniciação de linhas e instabilidade na região do Centro de Lançamento de Alcântara**. 2012. 102p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 2012.
- OLIVEIRA, G. B.; ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P. Caracterização de perfis de vento no ambiente de formação das linhas de instabilidade amazônicas. **Ciência e Natura**. v. 38, n. 1, p. 393-403, 2016.
- PARKER, M. D.; JOHNSON, R. H. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. **Mon. Wea. Rev.**, v. 128, p. 3413-3436, 2000.
- RICHMAN, M. Specification of complex modes of circulation with T-mode factor analysis. In: II International Conference on Statistics and Climate, 1983, p. 511-518. Lisbon. **Anais...** National Institute of Meteorology and Geophysics, 1983.
- ROTUNNO, R.; KLEMP, J. B.; WEISMAN, M. L. A theory for strong, long-lived squall lines. **J. Atmos. Sci.** v. 45, p. 463-485, 1988.
- SANTOS, S. R. Q.; VITORINO, M. I.; BRAGA, C. C.; CAMPOS, T. L. O. B.; SANTOS, A. P. P. O Efeito de Brisas Marítimas na Cidade de Belém-PA: Utilizando Análise em Multivariada. **Revista Brasileira de Geografia Física**. (05) p. 1110-1120, 2012.
- SILVA DIAS, M.A.F., COHEN, J.C.P., GANDÚ, A.W. Interações entre nuvens, chuvas e a biosfera da Amazônia. **Acta Amazônica**. v. 35(2), p. 215-222, 2005.

- SILVA DIAS, M. A. F.; FERREIRA, R. N. Application of linear spectral model to the study of amazonian squall lines during GTE/ABLE 2B. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, p. 20405-20419, 1992.
- SILVA, P. K. O. **Análise Multivariada aplicada ao vento na área costeira do Nordeste do Brasil**. 2011. 80p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, PB, 2011.
- SOUZA, A. Análises multivariadas, Análises De Componente Principal (ACP) e de Agrupamento (AA), para identificar futuros sítios de geração de energia eólica. **Interfaces científica**. v. 3, n. 3, p. 9-24, 2015.
- SOUZA, A; GRANJA, S. C. Estimativa dos parâmetros "C" e "K" do modelo de Weibull e da direção dos ventos para Campo Grande e Dourados, MS, Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.5, n.1, p.109-114, 1997
- SUN, W.Y.; ORSLANSKI, I. Large mesoscale convection and sea breeze circulation. Part I: Linear stability analysis. **J. Atmos. Sci.** 38, 1675-1693, 1981.
- TAKEMI, T. Convection and precipitation under various stability and shear conditions: Squall lines in tropical versus midlatitude environment. **Atmos. Res.** 142, 111–123, 2014.
- TAKEMI, T. Dependence of the precipitation intensity in mesoscale convective systems to temperature lapse rate. **Atmos. Res.** 96, 273–285, 2010.
- TAKEMI, T.; SATOMURA, T. Numerical experiments on the mechanisms for the development and maintenance of long-lived squall lines in dry environments. **J. Atmos. Sci.** 57, 2085-2101, 2000.
- TAO, W. K., SCALA, J. R., FERRIER, B. SIMPSON, J. The effect of melting processes on the development of a tropical and a midlatitude squall line. **J. Atmos. Sci.** 52, 1934-1948, 1995.
- THORPE, A. J.; MILLER, M. J.; MONCRIEFF, M. W. Two-dimensional convection in non-constant shear: a model of mid-latitude squall lines. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 108, p. 739-672, 1982.
- TRIER, S. B.; LEMONE, M. A. Structure and evolution of the 22 February 1993 TOGA COARE squall line: Organization mechanisms inferred from numerical simulation. **J. Atmos. Sci.**, 54, 386-407, 1997.
- WAKIMOTO, R. M.; STAUFFER, F.; LEE, W. C. The Vertical Vorticity Structure within a Squall Line Observed during BAMEX: Banded Vorticity Features and the Evolution of a Bowing Segment. **Mon. Wea. Rev.** v. 143, p. 341-362, 2015.



- WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. Characteristics of isolated convective storms. Mesoscale Meteorology and Forecasting edited by Peter S. Ray. **American Meteorological Society**. 331-353, 1986.
- WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. Structure and evolution of numerically simulated squall lines. **J. Atmos. Sci.**, v. 45, pp. 1990-2013, 1988.
- WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyance. **Mon. Weather Rev.** 110, 504-520, 1982.
- WEISMAN, M. L.; ROTUNNO, R. A theory for strong long-lived squall lines. Revised. **J. Atmos. Sci.**, vol. 61, n°4, p. 361-382, 2004.
- WESTRA, S.; BROWN, C.; LALL, U.; KOCH, I.; SHARMA, A. Interpreting variability in global SST data using independent component analysis and principal component analysis. **International Journal Climatology**, 30:333-346, 2010.
- YIN, Y.; MIAO, Q.; TIAN, G. Climate Change Impact Assessment and Sustainable Regional Development in the Yangtze Delta. **Special Issue of Journal of Meteorology**, Nanjing Institute of Meteorology, China (in English and Chinese), 1999.
- ZIPSER, E. J. Mesoscale and convective – scale downdrafts as distinct components of squall-line circulation. **Mon. Wea. Rev.**, v. 105, pp. 1568 – 1589, 1977.