

Caracterização de perfis de vento no ambiente de formação das linhas de instabilidade amazônicas

Wind profiles characterization in the training environment the lines of Amazon instability

Gabrielle Bezerra Oliveira¹, Clênia Rodrigues Alcântara², Enio Pereira de Souza²

¹Bacharela em Meteorologia, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Brasil
gabrielle.121@hotmail.com

²Doutor (a) em Meteorologia, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Brasil
clenia.alcantara@ufcg.edu.br; enio.souza@ufcg.edu.br

Resumo

Este trabalho apresenta uma análise de perfis do vento da componente zonal (u) e meridional (v) em um ponto de grade mais próximo à cidade de Belém – PA às 12 UTC para dias com e sem a formação de linhas de instabilidade. O intuito é averiguar características da dinâmica dos perfis que diferencie dias com e sem LI, como o cisalhamento vertical do vento e jatos de médios e baixos níveis, presentes no ambiente de formação das LIs, podem contribuir para o desenvolvimento e intensidade desses sistemas. Os resultados mostraram que, o perfil da componente zonal do vento nos dias com a formação de LI, apresenta um JBN mais profundo, pouco mais intenso e em níveis mais baixos do que nos dias sem LI. O perfil da componente meridional mostra a presença de um máximo negativo em torno de 900 hPa e um máximo positivo próximo à 800 hPa e que há uma tendência deste máximo ser maior nos dias com LI. Logo, o comportamento dos perfis indica que há uma interação dos JBN na formação e desenvolvimento desses sistemas, e que a mudança na direção do vento na componente meridional aparenta contribuir para a formação de linhas de instabilidade.

Palavras-chave: Linhas de Instabilidade. Amazônia. Perfil vertical do vento. Jatos de baixos níveis.

Abstract

This research presents a profiles analysis of the zonal (u) and meridional (v) component of wind in a grid point near Belém city in Pará State at 12 UTC for both days with squall lines (SL) formation and days without them. The aim is to inquire the dynamics technical features of the profiles that distinguish days with and without SL, such as wind vertical shear and medium and low level jets (LLJ) present in the formation environment of SL that may contribute for the development and intensity of these systems. The results showed that the zonal component profile of the winds on days with SL formation presents deeper and a little more intense LLJ in lower levels than on days without SL. The meridional component profile showed the presence of negative maximum about 900 hPa and a positive maximum close to 800 hPa and that there is a tendency for these maximum to be higher on days with SL. Therefore, the profiles behaviors show that there is an interaction of the LLJ in the formation and development of these systems, and the change in the wind direction in the meridional component seems to contribute for the formation of squall lines.

Keywords: Squall lines. Amazon. Vertical wind profile. Low levels Jets.

1 Introdução

A América do Sul é influenciada por vários sistemas convectivos de mesoescala e escala sinótica que contribuem de forma significativa para seus totais de precipitação, como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Ondas de Leste, Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Frentes e Sistemas Frontais, Linhas de Instabilidade na costa N-NE da América do Sul (LI), Vórtice Ciclônico de Altos Níveis, Massas de Ar, Jatos de Altos Níveis, Jatos de Baixos Níveis ao longo dos Andes, Complexo Convectivo de Mesoescala, Ciclone e Ciclogênese.

Dentre esses sistemas destaca-se as linhas de instabilidade, que foram primeiramente descritos por Hamilton e Archbold (1945) como uma linha de cumulonimbus que se forma ao longo da borda de uma ampla área de movimentos descendentes. Para Huschke (1959), as LI são definidas como uma banda de atividade convectiva organizada, não necessariamente contínua. Segundo Glickman (2000), as LIs são uma linha de tempestade em atividade, contínua ou com intervalos, incluindo as áreas próximas da precipitação.

As linhas que se formam na costa N-NE da América do Sul foram associadas por diversos autores como o resultado da convecção da brisa marítima (Kousky, 1980; Cavalcanti, 1982; Cohen, 1989; Greco et al., 1990; Cohen, 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 linha de instabilidade.

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.

Sun e Orlanski (1981) propuseram que a instabilidade trapezoidal é possivelmente um mecanismo responsável pela propagação das LIs 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. A energia potencial da instabilidade trapezoidal intensificou-se com a circulação da brisa marítima em baixas latitudes. As ondas de gravidade interna em mesoescala, próximo à costa, se amplificaram gradualmente e se propagaram continente adentro.

Greco et al. (1990) caracterizou 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 (frequentemente) uma distância de 3500 km. Se propagam com velocidade de 50-60 km/h com ciclo de vida entre 24 e 48 hs. Dada a importância dos COS, Cohen (1989) fez a separação em 3 grupos de acordo com a distância horizontal alcançada continente a dentro.

i) Linhas de instabilidade costeiras (LIC) com propagação inferior a 170 km;

ii) Linha de instabilidade com propagação do tipo 1 (LIP1) com deslocamento entre 170 e 400 km;

iii) Linha de instabilidade com propagação do tipo 2 (LIP2) com deslocamento acima de 400 km.

A estrutura termodinâmica e a cinemática das LIs 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*). 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 LIs tropicais.

Linhas de instabilidade de origem costeira formam-se ao longo da costa norte do Brasil, e são comumente responsáveis por eventos extremos de precipitação na bacia amazônica. 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 (Llopart, 2012).

A estrutura e intensidade desses sistemas são reguladas por suas condições meteorológicas ambientais, tais como os campos espaciais do vento, temperatura e umidade (eg., Houze, 1993; Cotton et al., 2011). Estas condições ambientais da formação e desenvolvimento são determinadas pela escala sinótica e/ou de grande escala e fatores termodinâmicos.

Utilizando um modelo de nuvens tridimensional formulado por Klemp e Wilhelmson (1978) e com modificações descritas por Chen (1980), Weisman e Klemp (1982) fizeram simulações numéricas com o intuito de estudar os efeitos do cisalhamento do vento e da flutuabilidade na estrutura de tempestades sobre várias condições ambientais. As tempestades foram iniciadas em um ambiente horizontalmente homogêneo. Os resultados mostraram que para uma flutuabilidade 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 flutuabilidade e ao cisalhamento do vento é importante para determinar as características básicas das estruturas de tempestades.

As linhas de instabilidade formam-se, normalmente, em um ambiente com moderada a forte 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 linha de instabilidade 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 linhas de instabilidade na ausência de forçantes externos como frentes frias, etc.

Com o intuito 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. 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 piscina fria e as circulações de cisalhamento estão balanceadas, ocorrerá o levantamento mais elevado 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 se o equilíbrio adequado entre a circulação da piscina fria e a circulação associada com o cisalhamento em baixos níveis é um requisito necessário para a manutenção, intensidade e duração de linhas de instabilidade mais fortes como sugerido por RKW e Thorpe et al. (1982), ou se outros aspectos do cisalhamento, tais como camadas de cisalhamento mais

profunda e elevada poderiam ser também importantes no controle da estrutura, força e longevidade do sistema, Weisman e Rotuno (2004) fazendo uso de diferentes medidas de intensidade do sistema, como camadas de cisalhamento mais profunda e mais elevadas, reconfirmaram que as linhas de instabilidade são mais fortes quando o cisalhamento de moderado a forte é confinado nos baixos níveis assim como foi mencionado por Thorpe et al. (1982) e RKW.

Alcântara et al. (2014) fazendo simulações utilizando o modelo BRAMS (Freitas et al., 2007) versão 5.02 estudaram características da dinâmica associada com as linhas de instabilidade. 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 de 30 de maio de 2008, que corresponde a momentos antes da formação de uma linha de propagação do tipo 1, 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 linha de instabilidade propagante, o perfil do vento deve conter um jato em baixos níveis 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, com intensidade moderada e com profundidade, um papel restrito e primordial na longevidade dos sistemas, não aparenta ser a condição “ótima” para as linhas de instabilidade 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 linhas de instabilidade, pois todo ele pode interferir nos processos internos de nuvens.

Alcântara et al. (2011) avaliaram a distribuição do número de casos de LI e verificaram o papel dos jatos de baixos níveis no desenvolvimento das linhas de instabilidade na Amazônia 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 LIs 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 JBNs foram caracterizados pela identificação de um máximo relativo de velocidade entre os níveis de 900 e 600 hPa.

A análise da distribuição mensal mostra uma maior frequência de LI entre os meses de abril a julho, correspondendo a parte da estação chuvosa e parte da estação de transição para a estação menos chuvosa da região. Neste período é observado a maior frequência de LIP2, concordando com os estudos feitos por Cohen (1989) e Cohen et al. (1995).

O percentual de casos de LI em que há a presença de JBNs 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. Portanto, é necessário avançar no estudo da física de outros mecanismos para que se possa esclarecer este assunto.

Logo, o objetivo deste estudo é analisar perfis verticais médios de vento para dias com e sem a formação de linhas de instabilidade amazônicas com o intuito de identificar possíveis diferenças entre eles e buscar características associadas ao seu ambiente de formação e desenvolvimento. Tendo como objetivos específicos entender a contribuição dos máximos de vento na componente meridional e na componente zonal, analisando sua profundidade, intensidade e nível de ocorrência. Desta forma tenta-se identificar, as características marcantes quanto à formação e desenvolvimento desses sistemas.

2 Material e Métodos

Para realização deste estudo foram utilizados dados obtidos através do modelo global de clima ECMWF (*European Centre Medium-Range Weather Forecast* - <http://ecmwf.int/datasets/>) para o ano de 2006, período em que foi observado segundo Alcântara et al. (2011), um número expressivo de ocorrência de linhas de instabilidade na Amazônia. São reanálises do ERA-INTERIM

com resolução de $0,75^\circ$, e os valores usados neste estudo correspondem ao ponto de grade mais próximo da cidade de Belém ($1,633^\circ\text{S}$; $48,8^\circ\text{W}$) (Figura 1).

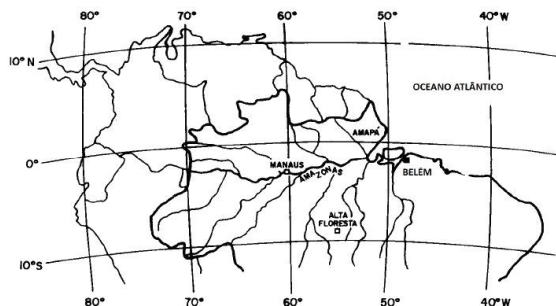


Figura 1 - Localização da área de estudo. (Adaptado de Alcântara et al. 2014)

As reanálises são um conjunto de dados representativos da atmosfera, confiáveis e que possibilita 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 e os dados de sondagens originais para Belém, no período de 01 a 22 de junho de 2011 (Figura 2). 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 descontinuidades encontradas nas sondagens.

Os dados diários de ocorrência das linhas de instabilidade e jatos de baixos níveis para o ano de 2006 (Alcântara et al. 2011) foram obtidos em forma de planilha do Excel.

O horário escolhido para seleção dos dados e, posteriormente, para a elaboração dos perfis corresponde às 12:00 UTC (9 horas local), horário que antecede a formação e desenvolvimento da circulação de brisa marítima, sendo assim o horário mais importante em se tratando da formação de

linhas de instabilidade da Amazônia, pois a atmosfera ainda não sofreu os efeitos da circulação de brisa.

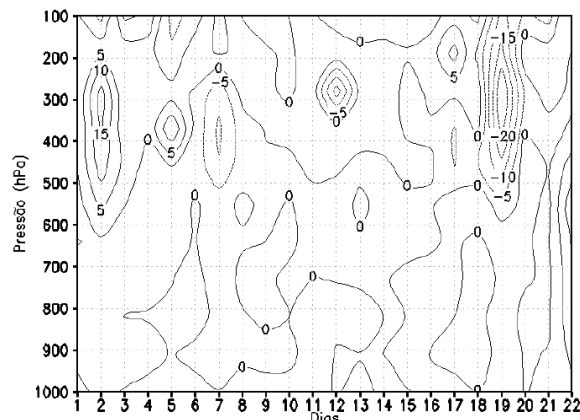


Figura 2 - Diferença da componente zonal da velocidade do vento entre sondagens originais na cidade de Belém e reanálise ERA-INTERIM (ECMWF) na célula de grade que contém Belém para o período de 01 a 22 junho de 2011 (Retirado de Alcântara et al., 2011)

Primeiramente, tanto para a componente meridional v , como para a componente zonal u do vento, criou-se dois arquivos para cada mês utilizando o software CDO (*Climate Data Operators*), um para os dias em que ocorreu a formação de linhas de instabilidade e outro para os dias em que a formação não ocorreu. Em seguida, fazendo uso do mesmo software, fez-se as médias trimestrais e a média anual.

Com os arquivos das médias trimestrais e anuais foram gerados perfis verticais do vento meridional (v) e do vento zonal (u) utilizando o software GRADS (*Grid Analysis and Display System*).

Para o cálculo da profundidade do jato de baixos níveis (JBN) foi selecionado um valor da velocidade do vento que, ao traçar uma reta vertical neste ponto, interceptasse o perfil do vento no nível inferior e superior. O valor escolhido da velocidade do vento para a média anual foi de 6 m/s, para o primeiro e o quarto trimestre foi de 4 m/s. Em seguida anotou-se os dois níveis em que a reta cruzou o perfil (nível inferior e superior), e fez-se a diferença entre eles encontrando assim a profundidade do JBN.

Os cálculos da distância entre os máximos da componente meridional do vento foram feitos anotando-se o valor do máximo negativo e do máximo positivo no perfil da componente

meridional. Após isto, somou-se os dois valores absolutos para obter a distância. Os valores da altura foram obtidos anotando-se o nível de ocorrência dos dois máximos e em seguida fez-se a subtração entre os mesmos.

3 Resultados e Discussão

3.1 Climatologia das linhas de instabilidade (LI) e jatos de baixos níveis (JBN)

A Figura 1 mostra a distribuição mensal do número de casos de linha de instabilidade costeira (LIC) e de linha de instabilidade com propagação (LIP). Para o ano em estudo (2006), foram observados 231 casos de LIs, sendo 113 destes considerados LIC e 118 LIP (LIP1+LIP2). Observa-se que os meses de maior ocorrência de LIs é entre abril e julho. Durante este período, destaca-se a formação de linhas de instabilidade que se propagam (LIP), no mês de junho. Por exemplo, dos 26 casos observados neste mês, 22 foram linhas de instabilidade que se propagaram. O mês de outubro apresenta a menor ocorrência de casos de linhas de instabilidade (6 casos), em que apenas um destes caracterizou-se por ser uma linha de instabilidade propagante.

As linhas de instabilidade costeiras (LIC) são mais frequentes nos meses de janeiro, julho e setembro, em cada mês foi verificado 15 casos de LIC. O mês de março apresenta a menor frequência de linhas de instabilidade costeira, registrando apenas um caso. Percebe-se que o trimestre que apresentou o maior número de ocorrência de LI foi abril-maio-junho (2º trimestre), com um total de 77 casos sendo 52 destes considerados LIP. Já o 4º trimestre (outubro-novembro-dezembro) apresentou o menor número de casos de LI, com um total de 34 linhas de instabilidade, sendo 22 destas consideradas LIC e 12 do tipo LIP.

Em geral, o maior número de ocorrências de linhas de instabilidade é visto entre os meses de abril a julho, enquanto que a menor ocorrência é observada nos meses de outubro, novembro e dezembro. Segundo Cavalcanti (1982), a maior frequência de LIs ocorre no período em que a ZCIT está mais organizada perto da costa.

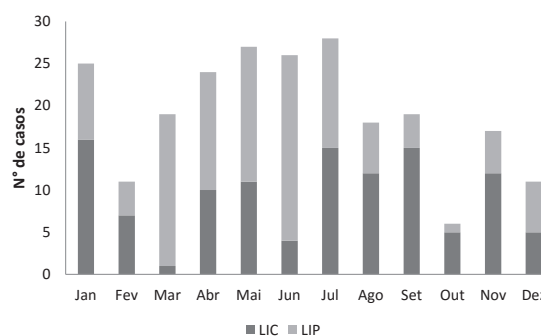


Figura 3 - Distribuição mensal do número de casos relativos ao total de cada tipo de LI

A distribuição mensal do número de casos de jatos de baixos níveis (JBN) está representada na Figura 4. Durante o ano em estudo, foram observados 205 casos de JBN. Os meses que registraram as maiores ocorrências foram janeiro (25 casos), maio (26 casos), junho (24 casos) e julho (20 casos), meses em que também foi observado o maior número de casos de linhas de instabilidade (Figura 3). Percebe-se que o segundo (quarto) trimestre apresentou o maior (menor) número de JBN com um total de 64 (34) casos registrados, correspondendo também aos trimestres de maior (menor) ocorrência de LI, confirmando uma possível relação entre a presença do jato de baixos níveis com a formação e desenvolvimento de linhas de instabilidade.

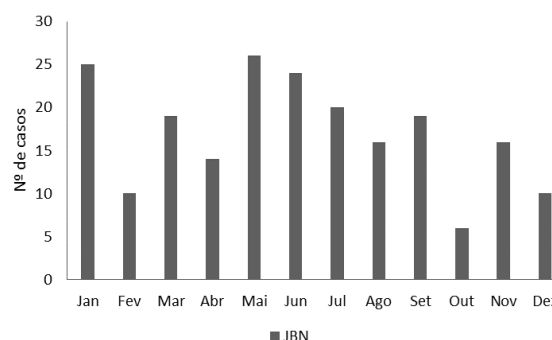


Figura 4 - Distribuição mensal relativo ao número total de casos de jatos de baixos níveis

3.2 Perfis verticais do vento

Os perfis verticais das componentes **u** e **v** do vento para os dias com e sem a ocorrência de linhas de instabilidade foram analisados e se encontram nas Figuras 5, 6, 7, 8 e 9. Para isto, o vento foi decomposto em suas componentes zonal (**u**) e meridional (**v**). Informações sobre a intensidade, nível de ocorrência e profundidade do jato de baixos níveis para os dias com e sem a

ocorrência de linhas de instabilidade se encontram na Tabela 1. A distância e altura entre os dois máximos na componente meridional do vento se encontram na Tabela 2.

Observando a componente zonal do vento (u) para a média anual de dias com a formação de linhas de instabilidade (Figura 5a), verifica-se a presença de um JBN com intensidade de aproximadamente 9,3 m/s no nível de 775 hPa. Para a média dos dias sem a ocorrência de LI, (Figura 5a) observa-se um JBN com intensidade de aproximadamente 9,0 m/s em níveis mais elevados (750 hPa). Ao comparar as duas curvas (Tabela 1), nota-se um jato mais profundo e um pouco mais intenso nos dias em que a formação de linha de instabilidade ocorreu.

Analisando a componente meridional (Figura 5b) para os dias com a formação de linhas de instabilidade, percebe-se um máximo negativo de 1,7 m/s em 950 hPa e um máximo de vento positivo de aproximadamente 0,8 m/s em 800 hPa. Há uma mudança na direção do vento no nível de 850 hPa, com ventos de norte (valores negativos) próximo à superfície até o nível de 850 hPa, onde os ventos passam a ser de sul (valores positivos). Nos dias sem a formação de linhas de instabilidade nota-se um máximo negativo de 1,7 m/s e um máximo positivo de 0,7 m/s nos níveis de 925 hPa e 800 hPa, respectivamente. Ao analisar a Tabela 2, verifica-se que a distância entre o máximo de vento negativo e positivo é um pouco maior nos dias com a formação do sistema e que a altura entre esses dois máximos é de 150 hPa para os dias com LI e de 125 hPa nos dias sem LI.

O perfil vertical médio da componente zonal do vento para o primeiro trimestre (Figura 6a) mostra um jato de baixos níveis de aproximadamente 10 m/s em 775 hPa nos dias em que houve a formação de LIs, já nos dias em que a formação não ocorreu é observado um JBN menos intenso com 8,5 m/s acima de 800 hPa. Além disto, analisando a Tabela 1, verifica-se um JBN mais profundo nos dias em que houve a formação do sistema. Outra característica importante é que a velocidade do vento aumenta mais rapidamente com a altura nos dias com linhas de instabilidade do que nos dias sem LIs

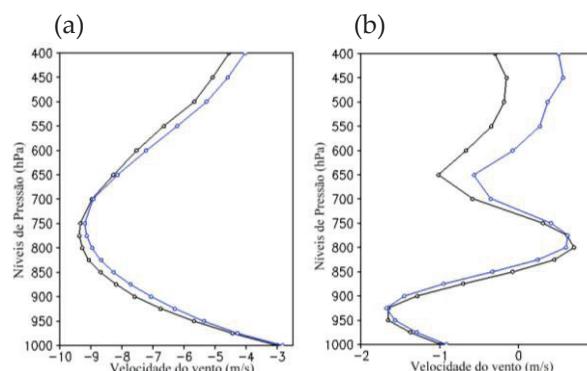


Figura 5 - Perfis verticais médios da componente zonal (a) e meridional (b) do vento para dias com (linha preta) e sem (linha azul) a formação de linhas de instabilidade para o ano de 2006

Analisando a componente meridional (Figura 6b), percebe-se um máximo de vento negativo de 3,2 m/s no nível de 925 hPa e um máximo positivo em 550 hPa com intensidade aproximada de 0,5 m/s nos dias com LI. Além disso, não é observada uma mudança na direção do vento em baixos níveis, isto só ocorre acima do nível de 600 hPa, também não verifica-se a rotação próximo ao nível de 800 hPa como é verificado na média anual. Este comportamento no perfil do vento pode estar associado ao sistema de grande escala atuante, pois sabe-se que neste trimestre a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) alcança sua posição mais ao Sul, o que pode interferir na caracterização do ambiente de formação do sistema de mesoescala. As mesmas características são encontradas no perfil vertical dos dias que não houve a formação de LI. Um máximo negativo de 3,5 m/s de intensidade é visto em 900 hPa e um máximo positivo de aproximadamente 0,9 hPa é encontrado no nível de 600 hPa. Observa-se ainda que há uma mudança na direção do vento acima do nível de 700 hPa. Ao comparar a distância e altura entre os dois máximos (Tabela 2), percebe-se que neste trimestre a distância entre e altura entre os máximos foram maiores nos dias em que não houve a presença de LI.

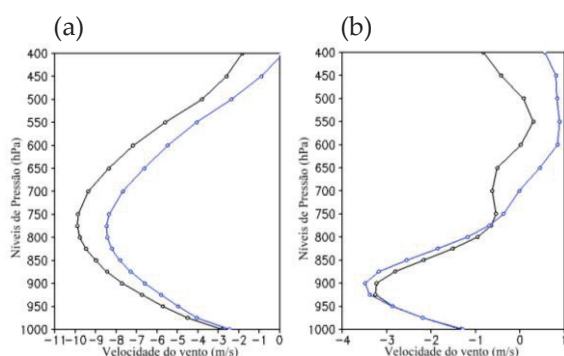


Figura 6 - Perfis verticais médios da componente zonal (a) e meridional (b) do vento no primeiro trimestre (janeiro-fevereiro-março) para dias com (linha preta) e sem (linha azul) a formação de linhas de instabilidade.

No segundo trimestre, para a componente zonal do vento (Figura 7a), um JBN não muito bem definido com intensidade de 8,2 m/s é encontrado no nível de 800 hPa nos dias com LI. Acima deste nível, a velocidade do vento varia muito pouco com a altura. Este mesmo comportamento é visto nos dias sem a formação de LIs. Um JBN de aproximadamente 8,5 m/s é visto em 700 hPa e a velocidade acima deste nível se mantém praticamente constante com a altura. Portanto, não é possível identificar a profundidade do JBN (Tabela 1) nestes casos. É observado ainda que nos dias com a formação de linhas de instabilidade a velocidade do vento aumenta mais rapidamente da superfície até 800 hPa do que nos dias em que a formação não ocorreu. O segundo trimestre é caracterizado por parte da estação de transição e início da estação chuvosa no hemisfério sul. Neste período há a atuação mais evidente das ondas de leste e intensificação da ASAS (Alta Subtropical do Atlântico Sul).

Observando a componente meridional do vento para dias com a formação de LIs (Figura 7b), nota-se a presença de um máximo negativo de 0,7 m/s em 950 hPa e um vento máximo positivo de 0,9 m/s em 825 hPa e uma mudança na direção do vento acima de 900 hPa. Nos dias sem a ocorrência de LIs, o comportamento do perfil vertical do vento muda significativamente, com ventos de sul da superfície até o nível de 700 hPa, nível em que se observa uma mudança de direção do vento que passa a ter valores negativos (ventos de norte). Um máximo positivo de aproximadamente 1,5 m/s é encontrado em 850 hPa e um máximo negativo de 1 m/s é visto em 700 hPa. Neste trimestre, não

é possível identificar a distância e altura dos máximos de vento nos dias sem LI (Tabela 2).

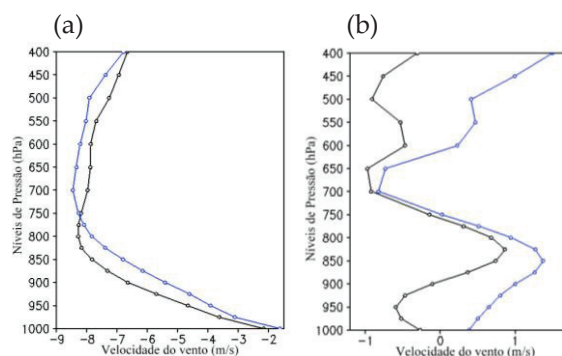


Figura 7 - Perfis verticais médios da componente zonal (a) e meridional (b) do vento do segundo trimestre (abril-maio-junho) para dias com (linha preta) e sem (linha azul) a formação de linhas de instabilidade

Analisando a componente zonal do vento do terceiro trimestre (Figura 8a) para os dias com LI, verifica-se um JBN de aproximadamente 9,5 m/s no nível de 750 hPa. Nos dias sem LI, um JBN de 10,2 m/s é observado em 750 hPa, até o nível de 700 hPa a velocidade do vento praticamente não muda. Não há como definir aqui a profundidade do JBN, mas observa-se que nos dias com a formação de linhas de instabilidade o jato é mais definido. Este trimestre é caracterizado pelo final da estação chuvosa e início da estação de transição no hemisfério Sul, há ainda a atuação de ondas de leste, sistema que pode influenciar nas características do ambiente de formação das linhas de instabilidade (Cohen, 1989).

O perfil da componente meridional (Figura 8b) apresenta um máximo negativo de 0,8 m/s no nível de 975 hPa e um máximo positivo de 3,3 m/s em 825 hPa. Verifica-se também uma mudança na direção do vento em 925 hPa. Para os dias sem linhas de instabilidade têm-se um máximo negativo de 1,7 m/s no nível de 950 hPa e um máximo positivo de 2,5 m/s em 800 hPa. Há uma mudança na direção do vento aproximadamente no nível de 880 hPa. A partir da Tabela 2, nota-se que não há uma diferença nos dias com e sem a formação de LI, a distância e altura entre os máximos é praticamente a mesma em ambos os perfis.

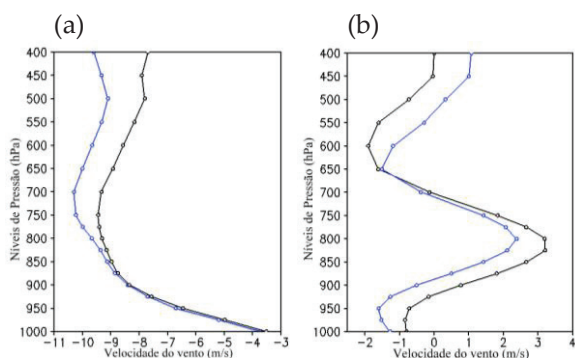


Figura 8 - Perfis verticais médios da componente zonal (a) e meridional (b) do vento do terceiro trimestre (julho-agosto-setembro) de dias com (linha preta) e sem (linha azul) a formação de linhas de instabilidade.

O perfil da componente zonal do vento para o quarto trimestre (Figura 9a) mostra um JBN de 9,9 m/s no nível de 775 hPa para os dias que ocorreram linhas de instabilidade. Nos dias em que a formação de LI não ocorreu, o perfil vertical do vento se assemelha com o perfil dos dias com LI. Observa-se um JBN com intensidade de aproximadamente 10 m/s nos mesmos níveis. As duas curvas diferem na profundidade do jato. O JBN é mais profundo para os dias com a formação de LI do que nos dias em que a formação não ocorreu, como visto na Tabela 1.

Analisando a componente meridional (Figura 9b) nos dias com LI, nota-se um máximo negativo de 2,8 m/s em 925 hPa e um máximo positivo de 0,2 m/s em 775 hPa. Há uma mudança na direção do vento no nível de 800 hPa. Para o perfil dos dias sem LI, observa-se um máximo negativo de 3 m/s em 925 hPa e um máximo positivo de 0,7 m/s em 775 hPa. O vento muda sua direção, aproximadamente, no nível de 820 hPa. Este trimestre representa a estação seca no hemisfério Sul. Não há diferença entre a altura dos dois máximos do vento nos dias com e sem LI. Verifica-se apenas que nos dias sem a ocorrência de linhas de instabilidade a distância entre eles foi maior nos dias sem LI.

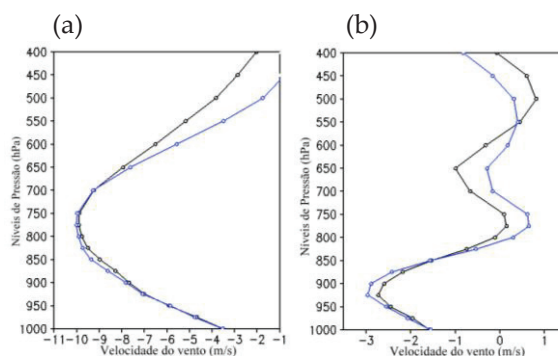


Figura 9 - Perfis verticais médios da componente zonal (a) e meridional (v) do vento do quarto trimestre (outubro-novembro-dezembro) de dias com (linha preta) e sem (linha azul) a formação de linhas de instabilidade

Tabela 1- Profundidade e nível de pressão do JBN em hPa e intensidade em ms^{-1} , para dias com e sem (entre parênteses) a formação de linhas de instabilidade

	Profundidade	Nível	Intensidade
Anual	450 (440)	775 (750)	9,3 (9,0)
Trimestre 1	400 (370)	775 (800)	10,0 (8,5)
Trimestre 2	-	800 (700)	8,2 (8,5)
Trimestre 3	-	950 (750)	9,5 (10,2)
Trimestre 4	380 (340)	775 (775)	9,9 (10,0)

Tabela 2 - Distância em ms^{-1} e altura em hPa entre os máximos negativos e positivos da componente meridional do vento para dias com e sem (entre parênteses) a formação de linhas de instabilidade

	Distância entre os máximos	Altura entre os máximos
Anual	2,5 (2,4)	150 (150)
Trimestre 1	3,7 (4,4)	125 (300)
Trimestre 2	1,6 (-)	125 (-)
Trimestre 3	4,1 (4,2)	150 (150)
Trimestre 4	3,0 (3,7)	150 (150)

4 Conclusões

Pode-se concluir que as linhas de instabilidade são sistemas de grande importância para a região Amazônica. O seu ambiente de formação e desenvolvimento é pouco estudado.

Verifica-se que, em geral, o maior número de ocorrências de linhas de instabilidade é visto entre os meses de abril a agosto, neste período destaca-se a formação de linhas de instabilidade que se propagam continente a dentro. Esta maior frequência corresponde ao período em que a ZCIT está mais organizada perto da costa. Já a menor ocorrência é observada nos meses de outubro, novembro e dezembro. Percebe-se ainda que o segundo trimestre (abril-maio-junho) apresenta o maior número de ocorrência de LI. Já o quarto trimestre (outubro-novembro-dezembro) apresentou o menor número de casos.

Analisando o número de jatos de baixos níveis, observa-se que os meses que tiveram o maior número de ocorrência foram janeiro, maio, junho e julho, meses em que também foi observado o maior número de casos de linhas de instabilidade. O segundo trimestre apresentou a maior frequência, enquanto que o quarto trimestre apresentou o menor número de JBN, correspondendo também aos trimestres de maior e menor ocorrência de LI, confirmando uma possível relação entre a presença do jato de baixos níveis com a formação e desenvolvimento de linhas de instabilidade.

Através dos perfis da componente zonal analisados, percebe-se que o ambiente de formação desses sistemas apresenta um jato de baixos níveis intenso em níveis mais baixos e mais profundo nos dias em que houve a ocorrência de linhas de instabilidade. Verifica-se que este JBN é mais bem definido nos dias em que a formação de LI ocorreu.

Analisando os perfis da componente meridional do vento, nota-se a presença de um máximo negativo em torno de 900 hPa e que este máximo é mais intenso nos dias em que há a formação de LI, há também a presença de um máximo positivo em torno de 800 hPa. Observa-se que, em geral, não há um padrão nos valores da distância entre os máximos negativos e positivos. Entretanto, nota-se que há uma leve tendência de nos dias com a ocorrência de LI a distância ser maior do que nos dias sem LI.

Também foi verificado uma mudança na direção do vento, com ventos de norte (valores negativos) próximo à superfície e ventos de sul (valores positivos) em níveis mais altos. Este comportamento é visto na média anual e em todos os trimestres, exceto no segundo trimestre, onde há um comportamento diferente dos perfis da componente meridional. Neste trimestre, não há um máximo negativo em torno de 900 hPa. Apenas um máximo positivo em 850 hPa.

Logo, o comportamento dos perfis indica que há uma interação dos JBN na formação e desenvolvimento desses sistemas, e que esta mudança na direção do vento na componente meridional também pode contribuir para a dinâmica de tal sistema. Porém, é necessário o desenvolvimento de estudos mais aprofundados que identifiquem tal contribuição.

Agradecimentos

A autora agradece ao CNPq pela concessão da bolsa de iniciação científica e pós-graduação (mestrado).

Referências

- 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* 100 (2011), 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.
- CAVALCANTI, T. F. A.: Um estudo sobre interações entre sistemas de circulações de escala sinótica e circulações locais. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, SP, 1988.
- CHEN, C. S.: The effect of the gust front on the generation of new convection. Ph.D. thesis, University of Illinois, pp. 192, 1980.
- COHEN, J. C. P.: Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia

- [dissertation]. São José dos Campos, SP: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais; 1989. 121 p.
- 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.* 123, 3163-3174, 1995.
- COTTON, W. R.; BRYAN, G. H.; VAN DEN HEEVER, S. C.: *Storm and cloud dynamics*. Academic Press, pp. 809, 2011.
- FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A. F.; CHATFIELD, R.; SILVA DIAS, P. L.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M.; 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 (CATTBRAMS). Part 1: Model description and evaluation. In *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion (Online)*. v. 7, pp. 8571-8595, 2007.
- GAMACHE, J. F.; HOUZE JR, R. A.: Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. *Mon. Wea. Rev.*, v. 110, pp. 118-135, 1982.
- 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, pp. 608-622, 1994.
- GLICKMAN, T.S., Ed.: *Glossary of Meteorology*. 2nd ed. Amer. Meteor. Soc., pp. 855, 2000.
- 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.*, 95, 17001-17014, 1990.
- HAMILTON, R. A.; ARCHBOLD, M. A.: *Meteorology of Nigeria and adjacent territory*. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 71, 231-265, 1945.
- HOUZE, JR, R. A.: *Cloud Dynamics*. Academic Press, São Diego, California, 1993.
- HUSCHKE, R. E.: *Glossary of meteorology*. Boston, MA, American Meteorological Society, pp. 638, 1959.
- KLEMP, J. B.; WILHELMSON: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070-1096, 1978a.
- Kousky, V.E.: Diurnal rainfall variation in the northeast Brazil. *Mon. Wea. Rev.* 108, 488-498, 1980.
- LLOPART, M.: *Sistemas meteorológicos atuantes na América do Sul*. DCA/IAG/USP. ACA 0223, *Climatologia I (Climatologia Física)*, 2012.
- ROTUNNO, R.; KLEMP, J. B.; WEISMAN, M. L.: A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.* 45, 463-485, 1988.
- SUN, W.Y.; Orslanski, I.: Large mesoscale convection and sea breeze circulation. Part I: Linear stability analysis. *J. Atmos. Sci.* 38, 1675-1693, 1981.
- THORPE, A. J.; MILLER, M. J.; MONCRIEFF, M. W.: Two-dimensional convection in non-constant shear: a model of mid-latitude squall lines. *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society*, v. 108, p. 739-672, 1982.
- 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.; KLEMP, J. B.: Structure and evolution of numerically simulated squall lines. *J. Atmos. Sci.*, v. 45, pp. 1990-2013, 1988.
- 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.
- ZIPSER, E. J.: Mesoscale and convective – scale downdrafts as distinct components of squall- line circulation. *Mon. Wea. Rev.*, v. 105, pp. 1568 – 1589, 1977.