

# LINHA DE INSTABILIDADE AMAZÔNICA: ESTUDO DE CASO UTILIZANDO SIMULAÇÃO NUMÉRICA

Clênia R. Alcântara<sup>1</sup>, Maria Assunção F. Silva Dias<sup>2</sup>, Enio P. Souza<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Pós-doutorado no Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, Paraíba, Fone: (83) 2101-1202 R 23, email: [clenia@dca.ufcg.edu.br](mailto:clenia@dca.ufcg.edu.br);

<sup>2</sup>Prof (a). Dr (a). Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo – USP;

<sup>3</sup>Prof. Dr. Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande – UFCG.

**RESUMO:** As linhas de instabilidade (LI) fazem parte das chamadas tempestades multicelulares descritas na literatura, pois elas podem ser pensadas como um aglomerado de células de curta duração. Logo, entender como estes sistemas evoluem, especialmente quanto a sua dinâmica, é de grande importância para a região amazônica, pois são um dos principais produtos de chuva da região. Neste trabalho, pretende-se expor um caso de LI e com ajuda de um modelo numérico da atmosfera demonstrar algumas características intrínsecas ao sistema. Utilizou-se o BRAMS com inicialização homogênea por 12 horas com início as 12 UTC de 30 de maio de 2008 e resolução de 6 km. Uma linha de instabilidade começou a surgir 5 horas após o início da simulação e se propagou com o tempo até sair da grade em estudo. Sua velocidade foi em torno de  $25 \text{ ms}^{-1}$  e o comprimento inicial de 750 km, aproximadamente. Até sair da grade percorreu em torno de 490 km. O sistema simulado possuiu todas as características principais observadas em sistemas que ocorrem na natureza, como formação de novas células a sua frente, frente de rajada intensa, torres vigorosas de cumulonimbus, região de bigorna e piscinas frias bem demarcadas.

**PALAVRAS-CHAVE:** Linhas de Instabilidade, Amazônia, BRAMS

**ABSTRACT:** The squall lines (SL) are part of so-called multicellular storms described in the literature because they can be thought as a cluster of cells of short duration. Therefore, understanding how these systems evolve, especially its dynamic, is of great importance for the Amazonian region, because they are one of the main producers of rain in the region. In this work, we intend to present the case of SL and with the help of a numerical model of the atmosphere show some characteristics intrinsic to the system. It was used the BRAMS atmospheric model with homogeneous initialization for 12 h and starting at 12 UTC on 30 May 2008 with resolution of 6 km. A line of instability began to emerge five hours after the start of the simulation and spread over time until to leave the grid under study. Its speed was around  $25 \text{ ms}^{-1}$  and the initial length of 750 km, approximately. Until leaving the grid, it traveled around 490 km. The simulated system has owned all the major features found in systems that occur in nature, such as formation of new cells in your ahead, intense gust front, vigorous cumulonimbus towers, anvil region and cold pools well demarcated.

**KEYWORDS:** Squall Lines, Amazonia, BRAMS

## INTRODUÇÃO

As linhas de instabilidade (LI) fazem parte das chamadas tempestades multicelulares descritas na literatura (Weisman e Klemp, 1986; Cotton, 1989; Houze, 1993), pois elas podem ser pensadas como um aglomerado de células de curta duração. As correntes frias que saem de cada célula combinam-se para formar uma grande frente de rajada. A convergência ao longo desta borda principal geralmente fica mais forte na direção do movimento da tempestade. Esta convergência dispara o desenvolvimento de novas correntes ascendentes ao longo e atrás da frente de rajada, de forma que novas células evoluem.

Olhando cada célula individualmente, tem-se que ela consiste de uma corrente ascendente simples, que sobe muito rapidamente através da troposfera e produz uma grande quantidade de água líquida e gelo. Quando as gotas de chuva ou partículas de gelo tornam-se muito pesadas para serem suportadas pela corrente ascendente, elas começam a cair e criam uma corrente descendente. A corrente descendente é inicialmente próxima da saturação, mas à medida que cai pela baixa troposfera sofre compressão adiabática que a leva à sub-saturação e provoca forte resfriamento evaporativo. Este resfriamento acelera a corrente descendente por causa do empuxo negativo e se espalha horizontalmente, formando uma piscina de ar frio. Essa piscina fria ajuda na convergência de ar a frente do sistema e no favorecimento da formação de novas células a sua frente.

Logo, entender como estes sistemas evoluem, especialmente quanto a sua dinâmica, é de grande importância para a região amazônica, pois são um dos principais produtos de chuva na região. Neste trabalho, pretende-se expor um caso de LI e com ajuda de um modelo numérico da atmosfera demonstrar algumas características intrínsecas ao sistema, que serão bastante úteis em trabalhos futuros que visam entender a dinâmica das linhas de instabilidade da Amazônia.

## MATERIAL E MÉTODOS

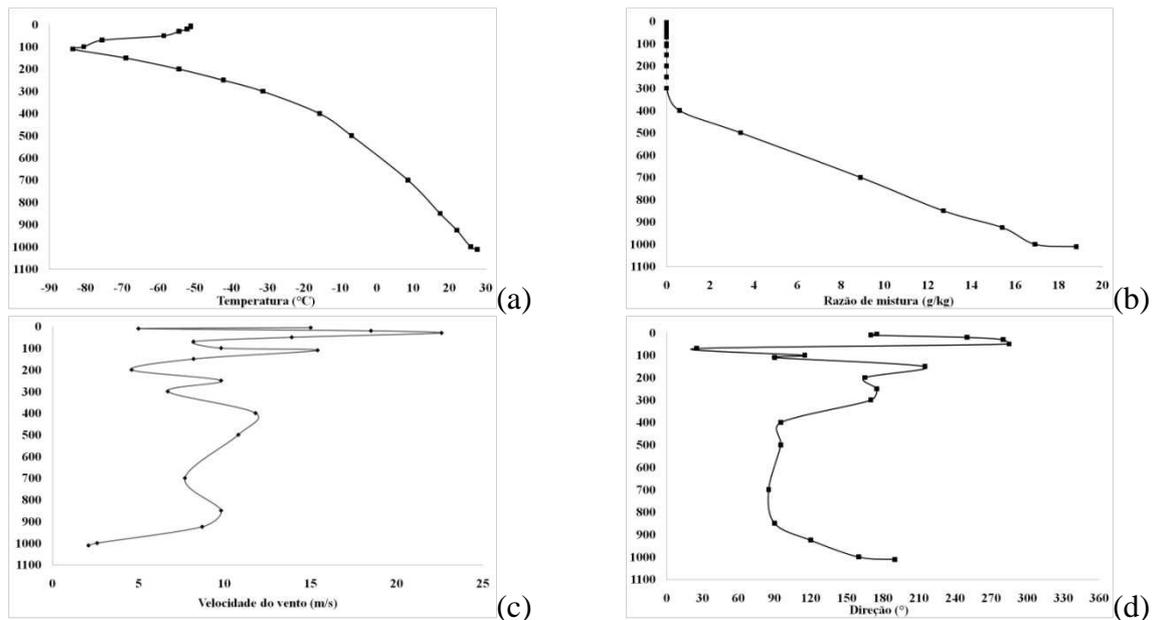
Foi feita uma simulação utilizando o BRAMS versão 5.02. Nela utilizou-se condição inicial homogênea. Foi desenvolvida por 12 horas, com início as 12 UTC de 30 de maio de 2008. Foi utilizada apenas uma grade com 300 pontos em x e y, 36 níveis verticais na atmosfera e 11 no solo. Sua resolução foi de 6 km e foi centrada nas proximidades de Belém - PA (1,4°S; 48,5°W).

Percebe-se que a sondagem utilizada para inicializar o modelo teve características de um ambiente quente (Figura 1a), com temperatura à superfície próxima dos 28 °C, e bastante úmida (Figura 1b), com razão de mistura próxima dos 19 gkg<sup>-1</sup>. A Figura 1c mostra que houve um jato em baixos níveis em torno de 900 hPa com intensidade de 10 ms<sup>-1</sup> e um jato de médios níveis e 300 hPa, com intensidade máxima de 12 ms<sup>-1</sup>. Também apresentou um jato em altos níveis com máximo em 30 hPa e 23 ms<sup>-1</sup> de intensidade. Quanto ao cisalhamento direcional (Figura 1d), tem-se que foi fraco entre 850 e 400 hPa, sendo o vento predominantemente de leste. Em altos níveis, o jato foi de oeste.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Serão analisadas a seguir figuras que mostram a evolução temporal da componente vertical do vento (ms<sup>-1</sup>) e da umidade específica (gkg<sup>-1</sup>) a 1000 m (Figura 2) e da temperatura (K) e da velocidade do vento horizontal (ms<sup>-1</sup>) em 500 m (Figura 3).

Uma linha de instabilidade começou a surgir 5 horas após o início da simulação. Ela pode ser vista paralela à costa e com orientação de noroeste-sudeste. É um sistema com vários núcleos de convecção que vão ficando cada vez mais profundos com o passar do tempo. Estão muito bem organizados em linha e se propagam na medida em que o tempo avança até sair da grade em estudo. Sua velocidade foi em torno de 25 ms<sup>-1</sup> e o comprimento inicial de 750 km, aproximadamente, percorrendo em torno de 490 km.



**Figura 1** - Sondagem de Belém - PA do dia 30 de maio de 2008 as 1200 UTC, em que (a) é a temperatura ambiente ( $^{\circ}\text{C}$ ), (b) razão de mistura ( $\text{g}/\text{kg}$ ), (c) velocidade ( $\text{m}/\text{s}$ ) e (d) direção ( $^{\circ}$ ) do vento

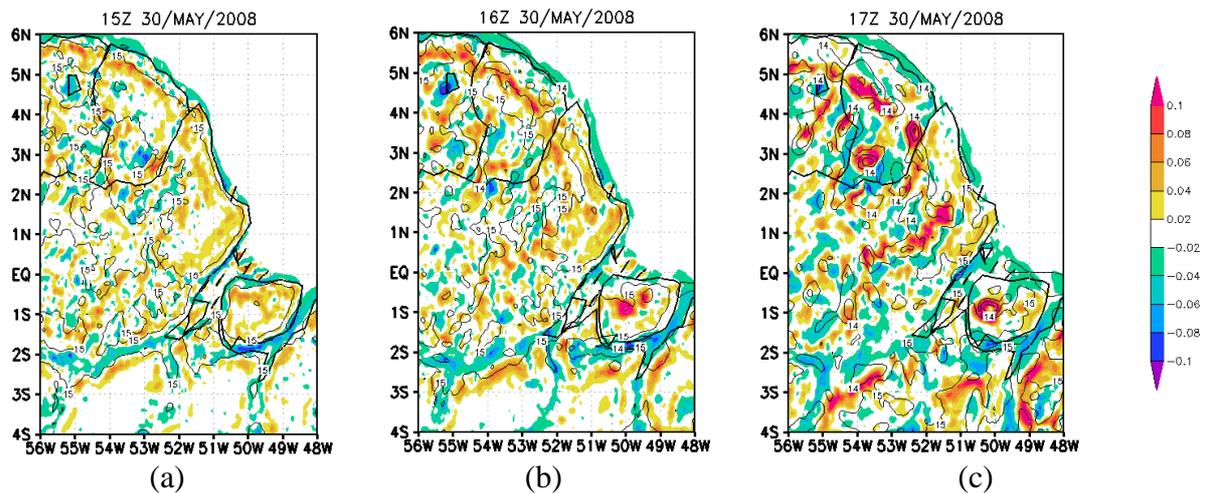
A LI surgiu da formação da circulação de brisa marítima que ocorreu poucas horas antes, aproximadamente as 1500Z. A circulação de brisa pode ser vista de forma bem definida na Figura 2a pelas regiões distintas de ascendência e descendência localizadas ao longo da linha da costa. As regiões de ascendência se encontram no continente e as de descendência se encontram no mar, caracterizando a presença de uma brisa marítima em seu início de formação. À medida que o tempo avança essa frente de brisa toma novas dimensões e passa a se propagar com maior velocidade, já como uma linha de instabilidade bem formada. Percebe-se que as células do sistema são formadas por várias regiões de descendência envoltas em uma região de ascendência, ambas com intensidade superior a  $0,1 \text{ ms}^{-1}$ . Através da simulação também é possível observar a formação de várias células novas a frente do sistema à medida que este se propaga. No início da formação da brisa marítima (Figura 2a), a umidade específica na grade é praticamente homogênea e igual a  $15 \text{ gkg}^{-1}$ . Com a formação e evolução da linha, as regiões de descendência passam a estar associadas com mínimos relativos de umidade específica e as de ascendência passam a estar relacionadas com máximos relativos. De forma que nas regiões de descendência, a umidade específica se mostra de  $10\text{-}11 \text{ gkg}^{-1}$  e nas regiões de ascendência é de  $15\text{-}16 \text{ gkg}^{-1}$ . A diferença entre a umidade específica das duas regiões chega a  $6 \text{ gkg}^{-1}$  em algumas células.

A brisa surgiu a partir do contraste de temperatura entre terra e mar que foi em torno de 6 K em algumas regiões, antes da formação da linha de instabilidade (Figura 3). Com a formação da LI surgem regiões de mínimos relativos de temperatura. Estas regiões correspondem às regiões de descendência e baixa umidade específica observadas na Figura 2 e compõem a piscina fria do sistema. A partir das 1800Z (figura não mostrada), regiões de mínimos relativos de temperatura surgem associadas com a região de bigorna da linha de instabilidade. Inicialmente, o valor deste contraste é de apenas 3K entre a frente e a retaguarda do sistema. No auge de desenvolvimento da LI, essa diferença de temperatura entre os dois setores é de mais de 6 K, possibilitando o desenvolvimento de uma linha de instabilidade vigorosa e propagante. As velocidades horizontais chegam a  $13 \text{ ms}^{-1}$  na frente de rajada e

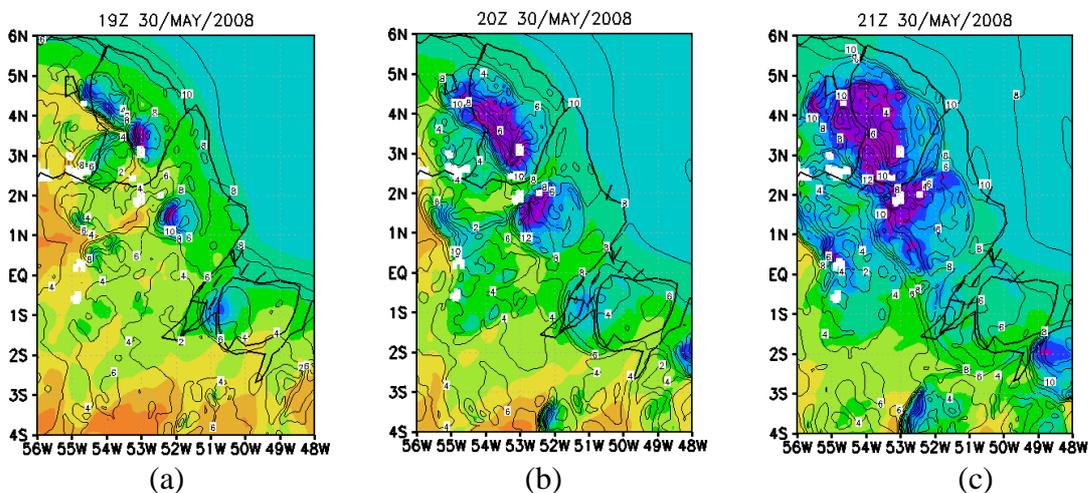
apenas  $4 \text{ ms}^{-1}$  na retaguarda do sistema, por volta das 2100Z (Figura 3e), quando ele está bem formado.

A Figura 20 mostra a evolução temporal do vetor ( $u; w*100$ ) e da razão de mistura de líquidos mais gelos ( $\text{g/kg}$ ) sobre  $3,5^\circ\text{N}$ . Através dela é possível visualizar o desenvolvimento de uma célula convectiva que faz parte do sistema.

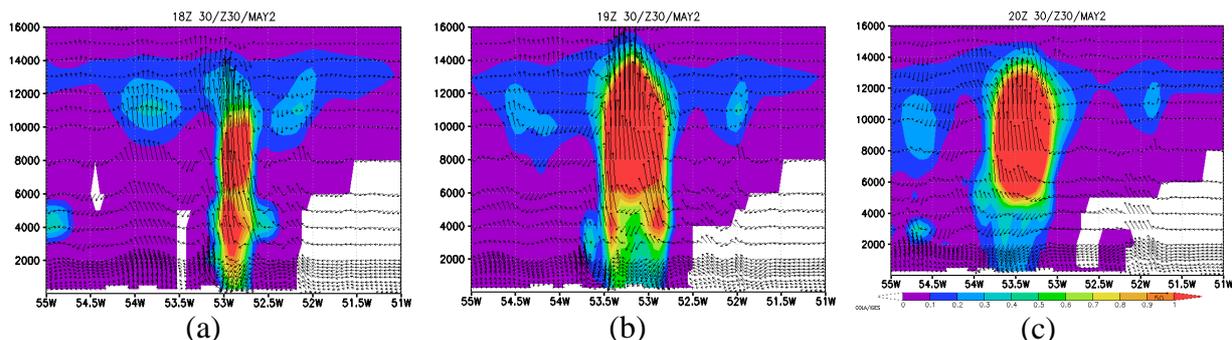
A célula convectiva aparece na simulação a partir das 1530Z em torno de  $52^\circ\text{W}$ , apoiada por uma região de movimentos ascendentes mais fortes que começa a surgir. No decorrer do tempo esse ramo ascendente se desenvolve muito rapidamente e, nos primeiros momentos, chega a atingir 14 km de profundidade. As 1800Z, a célula já se mostra com uma corrente ascendente muito intensa acima de 3 km e com a sua bigorna formada (Figura 4b). Ela atinge sua intensidade máxima as 1900Z em torno de  $53^\circ\text{W}$  e a partir deste momento começa o processo de dissipação desta célula. A corrente ascendente tem sua intensidade diminuída (Figura 4d). Entre a superfície e 4 km de altura, se estabelece uma região de descendência do ar na base da célula. Também é possível verificar que a bigorna se desprende da célula, ficando para trás enquanto ela ainda se propaga, mas já com uma velocidade bem menor do que nos seus primeiros estágios de desenvolvimento. A partir das 2200Z, ela se mantém estacionária entre  $54^\circ$  e  $54,5^\circ\text{W}$ , já sem corrente ascendente e com uma ampla região descendente em sua base, até a dissipação total.



**Figura 1** – Evolução temporal da componente vertical do vento ( $\text{ms}^{-1}$ ) [escala em cores] e da umidade específica ( $\text{g/kg}$ ) [contornos] a 1 km após as (a) 3, (b) 4 e (c) 5 horas de simulação.



**Figura 2** – Evolução temporal da temperatura (K) [escala em cores] e da velocidade do vento horizontal ( $\text{ms}^{-1}$ ) [contornos] a 500 m após as (a) 7, (b) 8 e (c) 9 horas de simulação.



**Figura 3** – Evolução temporal do vetor ( $u$ ;  $w*100$ ) e da razão de mistura de líquidos mais gelos (g/kg) [escala de cores] sobre  $3,5^{\circ}\text{N}$  após as (a) 6:30, (b) 7:30 e (c) 8:30 horas de simulação.

## CONCLUSÕES

A linha de instabilidade aqui simulada é um sistema com vários núcleos de convecção que vão ficando cada vez mais profundos com o passar do tempo. Estão muito bem organizados e se propagam na medida em que o tempo avança até sair da grade em estudo. Foi formada a partir de frente de brisa que surgiu devido ao contraste de temperatura entre mar e terra. À medida que o tempo avança essa frente de brisa toma novas dimensões e passa a se propagar com maior velocidade. As células do sistema são formadas por várias regiões de descendência envoltas em uma região de ascendência. As regiões de descendência estavam associadas com mínimos relativos de umidade específica e as de ascendência com máximos relativos. As regiões de descendência também estavam associadas com mínimos relativos de temperatura. Estes mínimos de temperatura compõem a piscina fria do sistema. Também foi possível observar a formação de várias células novas à frente do sistema. Logo, a linha de instabilidade simulada possuiu formação de novas células a sua frente, frente de rajada intensa, torres vigorosas de cumulonimbus, região de bigorna e piscinas frias bem demarcadas, ou seja, possuiu todas as características principais observadas em sistemas que ocorrem na natureza.

## REFERÊNCIAS

- COTTON, W. R.; ANTHES, R. A.; 1989: Storm and cloud dynamics. Academic Press, São Diego, Califórnia.
- HOUZE JR, R. A.; 1993: Cloud Dynamics. Academic Press, São Diego, Califórnia.
- WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B.; 1986: Characteristics of isolated convective storms. Mesoscale Meteorology and Forecasting edited by Peter S. Ray., American Meteorological Society, 331-353.