

Estudo experimental da Camada Limite Convectiva no semiárido brasileiro

*Francisco Raimundo da Silva¹
Neusa Maria Paes Leme²
Claudio Moisés Santos e Silva³*

RESUMO

O objetivo do artigo é estudar experimentalmente o comportamento termodinâmico da *Camada Limite Convectiva* (CLC) no Bioma Caatinga. Os dados foram obtidos através do projeto "CHUVA" em Abril de 2011 nos estados do Rio Grande do Norte e Ceará. As sondagens foram realizadas nos municípios de Mossoró-RN e Quixeramobim-CE. As variáveis medidas foram: pressão, temperatura, umidade relativa, velocidade e a direção do vento. Como procedimento de análise fez-se uso do método dos perfis e do teste t-student. Os resultados mostraram que a desenvolvida em Mossoró em média foi mais rasa, mais fria e mais seca comparada a Quixeramobim. Apenas a temperatura potencial apresentou diferença ao nível de significância de 5%.

Palavras-chave: Bioma Caatinga, projeto CHUVA, termodinâmica do semiárido.

ABSTRACT

The objective of this paper is experimentally study the thermodynamic behavior of the Convective Boundary Layer (CBL) in the Caatinga biome. Data were obtained through the project CHUVA in April 2013 in the Rio Grande do Norte and Ceará states. The rawinsondings were carried out conducted in the municipalities of Mossoró-RN and Quixeramobim-CE. The variables measured were: pressure, temperature, relative humidity, speed and wind direction. As analysis procedure was done using the method of the profiles and the t-student test. The results showed that the Convective Boundary Layer developed in Mossoró, on average, was shallower, cooler and drier compared to Quixeramobim. Only potential temperature was different at a significance level of 5%.

Key words: Caatinga biome, CHUVA project, Thermodynamic of semiarid.

¹ MsC. Engenharia Mecânica e Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas-UFRN. E-mail: fraimundorn@hotmail.com

² Dra. em Física da Atmosfera, Pesquisadora do INPE e Professora do PPGCC – UFRN. E-mail: nleme@crn.inpe.br

³ Dr. em Meteorologia e Professor do Departamento de Física Teórica e Experimental (DFTE) – UFRN. E-mail: claudio@dfte.ufrn.br

INTRODUÇÃO

A entrada de gases de origem antrópica na atmosfera vem alterando sua composição química e conseqüentemente sua estrutura térmica e dinâmica. Dessa forma, a comunidade científica tem voltado cada vez mais a sua atenção ao problema da qualidade do ar e da capacidade de dispersão das partículas em suspensão pela atmosfera, assim como os efeitos causados pelas altas concentrações de poluentes no homem e em seu ambiente (Seinfeld e Pandis, 2000). Neste contexto, torna-se importante o estudo da estrutura termodinâmica da Camada Limite Atmosférica (CLA), pois é justamente essa camada que sofre as primeiras alterações em consequência de efeitos antropogênicos.

A CLA ou Camada Limite Planetária (CLP) é a parte da troposfera diretamente influenciada pela presença da superfície da terra e que responde às forçantes superficiais em uma escala temporal de uma hora ou menos (Stull, 1988). Na CLA os poluentes ou quaisquer constituintes emitidos dentro desta camada, ou entranhados nela, tornam-se verticalmente misturados pela convecção ou turbulência mecânica dentro de uma escala temporal de cerca de uma hora (Seibert et al., 2000). Entender a estrutura e evolução da CLA é importante em muitas áreas do conhecimento que vão desde a poluição ambiental, meteorologia agrícola, hidrologia, meteorologia aeronáutica, meteorologia de mesoescala até os modelos de previsão do tempo e clima.

Vários estudos ao redor do mundo procuram entender a evolução diurna da altura da CLC, bem como as conseqüências de alterações nas vegetações nativas na estrutura termodinâmica da CLA (Seibert et al., 2000). No Brasil, os estudos sobre CLC têm foco sobre a influência do desmatamento na Amazônia na estrutura térmica, dinâmica e evolução da CLC. Nesse sentido, alguns estudos sobre a evolução da CLC foi realizada desde os primeiros experimentos na década de 80, sendo destaques os experimentos:

O Experimento da Camada Limite da Amazônia (ABLE 2A), Martin et al., 1988, usando dados de balão cativo, torres micrometeorológicas, aeronave e de um Light Detection And Ranging (LIDAR), Concluíram que a CM atingia uma altura de 1200 m às 13:00 LT e sobre condições não perturbadas da atmosfera a altura era acima de 1000 m entre 1000 LT e 16:00 LT.

O Estudo de Observação do Clima da Amazônia Anglo-Brasileira (ABRACOS), Culf et al., 1997, usando dados de superfície, balão cativo, radiossondagens e torres micrometeorológicas coletados na Reserva Rebio Jaru em Rondônia em 1993 e 1996, explicaram algumas das características das tendências observadas na concentração de CO₂ que ilustraram a importância de se levar em conta a CLA na interpretação de medições de superfícies.

O Projeto de Larga Escala na Biosfera-Atmosfera da Amazônia (LBA), Fisch et al., 2004, com dados observacionais coletados na Reserva Rebio Jaru em Rondônia em 1999 e 2004 e fazendo uso dos Métodos das parcelas e do número de Richardson, verificaram que a altura da CLC no pasto era em torno de 1650 m enquanto que na floresta era de 1100 m.

De forma geral, os estudos mostraram que regiões desmatadas possuem maior atividade convectiva devido ao maior fluxo de calor latente para o interior da CLC, por consequência essas regiões apresentam CLC mais seca, com maior taxa de crescimento e maior desenvolvimento vertical.

Existem muitas informações sobre a CLC desenvolvida na Amazônia. Contudo, não há informações sobre o desenvolvimento dessa camada em regiões semiáridas no Nordeste do Brasil (NEB). Climatologicamente, o NEB é afetado por secas severas devido às forçantes de grande escala associadas ao El Niño Oscilação Sul (ENSO), bem como aos padrões de gradiente inter hemisférico no Oceano Atlântico (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Schukla, 1981; De Souza et al., 2005; Grimm e Tedeschi, 2009). Ao mesmo tempo, o litoral do NEB é afetado por eventos extremos de precipitação (Liebmann et al., 2011). Trata-se de uma região de alta vulnerabilidade às mudanças climáticas e, por isso, estudos sobre a estrutura da CLC desenvolvida nessa região podem fornecer informações úteis para modelagem numérica do tempo e clima entre outras aplicações.

A motivação para a realização desta pesquisa partiu da constatação de que existe uma carência de informações acerca da CLC desenvolvida sobre os diferentes ambientes do NEB. Em especial o presente estudo investigou a estrutura da CLC sobre o semiárido cuja vegetação nativa é a caatinga. Essa região tem sofrido ao longo dos tempos com processos de substituição da vegetação nativa por outros tipos. Há também nessa região o uso da terra para a pecuária. Não obstante, existe também interesse de entender a evolução da CLC sobre a região litorânea, pois sobre essa região as alterações na paisagem, como por exemplo, a construção de edifícios elevados, que podem ter impactos na dinâmica da CLC e consequentemente na dinâmica das brisas sobre a região.

Nesse contexto, o objetivo do artigo é estudar experimentalmente o comportamento termodinâmico da camada limite convectiva no Bioma Caatinga.

MATERIAL E MÉTODOS

Dados coletados e métodos para determinação da altura (z_i)

Os dados analisados foram do projeto "*Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM (Global Precipitation Measurement)*", cuja sigla usada é "CHUVA" (<http://chuvaproject.cptec.inpe.br>). Utilizou-se dados da campanha realizada em Abril de 2011 nos Estados do Rio Grande do

Sociedade e Território, Natal, v. 27, nº 1, p. 17-34 jan/jun. 2015.

Norte e Ceará. As radiossondagens foram realizadas nos horários sinóticos 0000 UTC, 06:00 UTC, 12:00 UTC e 18:00 UTC nos municípios de Mossoró-RN e Quixeramobim-CE. Entretanto, para a análise da CLC usou-se apenas os dados das 12:00 UTC e 18:00 UTC no período de 09 a 17 de Abril de 2011. No total foram lançadas 35 radiossondas em Mossoró e 36 em Quixeramobim. Em Mossoró não foram realizadas três sondagens nesse período, sendo duas em sequência às 18:00 UTC do dia 09 e a 00:00 UTC do dia 10, a outra falha de dados foi às 12:00 UTC do dia 11. Em Quixeramobim apenas uma sondagem não foi realizada a da 00:00 UTC do dia 11 de abril.

Os lançamentos foram realizados com balões inflados com *fly balloon* (mistura de gás hélio com hidrogênio) e acoplados a uma radiossonda RS92 (Vaisala, Finlândia). As variáveis medidas diretamente foram: pressão (hPa), temperatura (°C), umidade relativa (%), enquanto que a velocidade e a direção do vento foram estimados por telemetria, através do Sistema de Posicionamento Global (Global Positioning System). O conjunto de voo para radiossondagem (balão + radiossonda) subiram com uma velocidade de ascensão de aproximadamente $5,0 \text{ m.s}^{-1}$, com faixa de operação na frequência de 400-406 MHz e com ciclo de medição a cada 01 segundo.

Na Tabela 1 apresentam-se as características dos sensores das radiossondas.

Tabela 1: Características dos sensores da radiossonda RS92 (Vaisala, Finlândia).

Variável	Tipo do sensor	Faixa de medição
Pressão	Silício	4 a 1080 hPa
Temperatura	Fio capacitivo	-90 a 60°C
Umidade	Capacitor de película fina	0 a 100% UR

Existem muitos métodos para a obtenção da altura da CLC (Seybert et al., 2000).

As razões da dificuldade em determinar a altura da CLA estão relacionadas com alguns fatores: i) A estrutura da CLA é o resultado de diversos processos, como turbulência, radiação, advecção, baroclinidade, divergência de movimentos verticais associados que influenciam os perfis verticais dos parâmetros médios e turbulentos de diferentes formas; ii) A maioria das definições e critérios baseia-se apenas nas características disponíveis; iii) Os diferentes sistemas de avaliação do perfil da atmosfera medem diferentes parâmetros com diferentes resoluções e precisões (Beyrick, 1997).

No cálculo da altura da CLC foi usado o método dos perfis. Nesse método, considera-se que as propriedades das variáveis meteorológicas de temperatura potencial (θ) e a umidade específica (q) dentro da CLC são bem misturadas, permanecendo-se quase

que constantes com a altura, mas ao atingir a camada de inversão o gradiente dessas propriedades apresenta uma forte inclinação, deixando assim de serem constantes (Stull, 1988). Ao atingir a camada estável, determina-se a camada de inversão, sabendo-se que a altura da CLC corresponde à base desta camada no primeiro ponto onde o perfil da temperatura aumenta e o perfil de umidade específica decresce rapidamente, com a altura, por pelo menos três pontos consecutivos. O ponto mais baixo é a altura da CLC (Figura 1). Além da altura (z_i), foram analisadas a temperatura potencial, a umidade específica e a velocidade do vento no interior da CLC

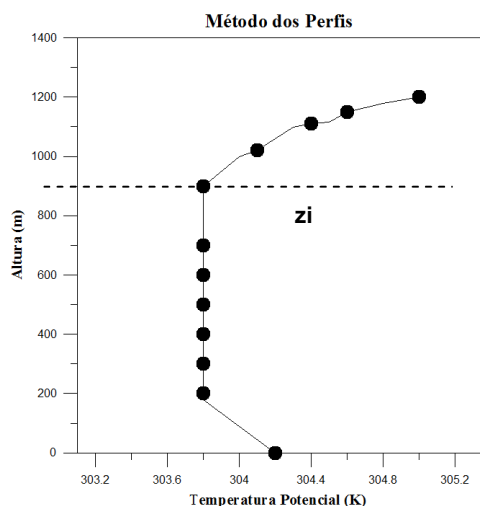


Figura 1: Representação dos métodos dos perfis, a linha tracejada é a altura (z_i).

Jatos de baixo nível

O Jatos de Baixo Nível (JBN) define-se como um sistema de ventos com velocidades máximas acima de 10 m s^{-1} , localizado em torno de 850 hPa, com pronunciado cisalhamento do vento até 700 hPa (Peagle, 1998).

Um dos precursores para classificação e descrição dos JBNs foi Bonner (1968). Este usou um critério baseado na intensidade e altura do máximo do vento para identificar a presença de um JBN na sondagem vertical da velocidade do vento e criou três categorias de JBN (JBN1: velocidade máxima do vento $\leq 12 \text{ m s}^{-1}$; JBN2: velocidade máxima do vento $\leq 16 \text{ m s}^{-1}$ e JBN3: velocidade máxima do vento $\leq 20 \text{ m s}^{-1}$). Whiteman et al., (1997), acrescentou uma nova categoria de JBN na classificação de Bonner, chamada de JBN0 (velocidade máxima do vento $\leq 10 \text{ m s}^{-1}$) que doravante passou a se chamar classificação de B&W.

Assim, de acordo com B&W, a classificação para JBN deve satisfazer simultaneamente duas condições: i) a primeira especifica o valor máximo da velocidade do

vento no núcleo do jato (valor máximo da velocidade do vento) e ii) a segunda especifica a diminuição da magnitude da velocidade do vento acima do seu núcleo máximo até a atingir a velocidade mínima em 3 km. Os critérios de B & W especificam que nas categorias JBN0, JBN1, JBN2 e JBN3, os perfis de velocidade do vento têm que apresentar um máximo de pelo menos 10, 12, 16 e 20 m s⁻¹, respectivamente, abaixo de 1,5 km de altitude e que deve existir um decréscimo na velocidade do vento de pelo menos 5, 6, 8 e 10 m s⁻¹, respectivamente, desde o nível onde se encontra o vento máximo JBN até o nível de 3 km. Corrêa et al., (2001) propôs a inclusão do JBN Fraco com ventos máximos maior que 6 m s⁻¹ e com velocidade de cisalhamento ≥5. m s⁻¹

Teste Estatístico

Para avaliar a diferença estatística entre dados observados durante os dois sítios estudados (Mossoró-Quixeramobim), aplicou-se o teste t-student (Berthouex e Brown, 2002) para diferença entre médias. Sua hipótese nula (H_0) é que não há diferença entre as médias das observações, $\bar{\mu}_x - \bar{\mu}_y = 0$, contra a hipótese alternativa (H_1) que existe entre as médias, $\bar{\mu}_x - \bar{\mu}_y \neq 0$. Para isso, tem-se:

$$T = \frac{\left(\bar{X} - \bar{Y}\right) - \left(\bar{\mu}_x - \bar{\mu}_y\right)}{\sqrt{S^2 \left(\frac{1}{n_x} + \frac{1}{n_y}\right)}}$$

Sendo,

$$S^2 = \frac{(n_x + 1)S_x^2 + (n_y + 1)S_y^2}{n_x + n_y - 2}$$

Onde \bar{X} é a média das observações do sítio 1 (Mossoró-RN), \bar{Y} é a média das observações do sítio 2 (Quixeramobim-CE), s_x^2 e s_y^2 são as variâncias para o sítio 1 e para o sítio 2, respectivamente. O n_x representa o número de observações do sítio 1 e n_y o número de observações do sítio 2. Por fim, s^2 representa a variância ponderada das observações. O teste t-Student para diferença das médias tem $(n_x + n_y - 2)$ graus de liberdade. O nível de significância estabelecido neste trabalho foi $\alpha = 5\%$.

O número de dados usados para a comparação corresponderam às médias horárias obtidas durante as sondagens nos horários das 12:00 UTC e 18:00 UTC em cada sítio. Para o cálculo da altura da CLC usou-se os valores obtidos na base e no topo, sendo $n_x = 13$ e $n_y = 15$, enquanto que para a comparação entre as propriedades (temperatura potencial, razão de mistura, vento zonal e meridional e velocidade do vento) da CLC foram usadas três informações de cada perfil: a média da camada, o valor na base e no topo. Com isto foi possível obter, para cada variável, $n_x = 39$ e $n_y = 45$ para Quixeramobim.

Descrição da área do estudo

Mossoró - RN

O município de Mossoró situa-se na mesorregião Oeste Potiguar e na microrregião Mossoró (05°11'16,8"S -37°20'38,4"W, 16 m), abrange uma área de 2.100 km², distante 277 km de Natal, capital do estado do Rio Grande do Norte, possui um clima do tipo muito quente e semiárido, com estação chuvosa de fevereiro a abril, precipitação pluviométrica média anual de 695,8 mm, temperatura média anual em torno de 27,4°C e umidade relativa média anual de 70%. A Vegetação é do tipo Caatinga Hiperxerófila. Carnaubal – vegetação natural onde a espécie predominante é a palmeira, a carnaúba. Os carnaubais são espaçados, vegetação Halófila. O clima semiárido provoca uma grande evaporação e concentração de sais na parte superficial do terreno. Observa-se ocorrência de uma vegetação típica, desta formação. Destacando o pirixiu e o bredo, às vezes consorciados com carnaubais. Os solos predominantes são: Rendzima, Cambissolo Eutróficos e Latossolo Vermelho Amarelo Eutrófico (Figura 2a). (CPRM, 2005).

Quixeramobim - CE

O município de Quixeramobim encontra-se localizado na porção central do Estado do Ceará, Brasil (5°11'57"S - 39°17'34"W; 192 m), abrange uma área de 3.579 km², distante 201 Km de Fortaleza, capital do Estado do Ceará, tem uma precipitação pluviometria média anual em torno de 707 mm e uma temperatura média de 26-28°C; Clima: Tropical quente semiárido com uma estação chuvosa de fevereiro a abril; apresenta um solo Brunizem Avermelhado, Bruno não Cálcico, Solos Litólicos, Planossolo Solódico, Podzólico Vermelho - Amarelo, Regossolo e Vertissolo e com vegetação Caatinga Arbustiva Densa, Caatinga Arbustiva Aberta, Floresta Caducifólia Espinhosa e Floresta Subcaducifólia Tropical Pluvial e um relevo com: Depressões sertanejas e Maciços residuais (Figura 2b). (IPECE, 2011).

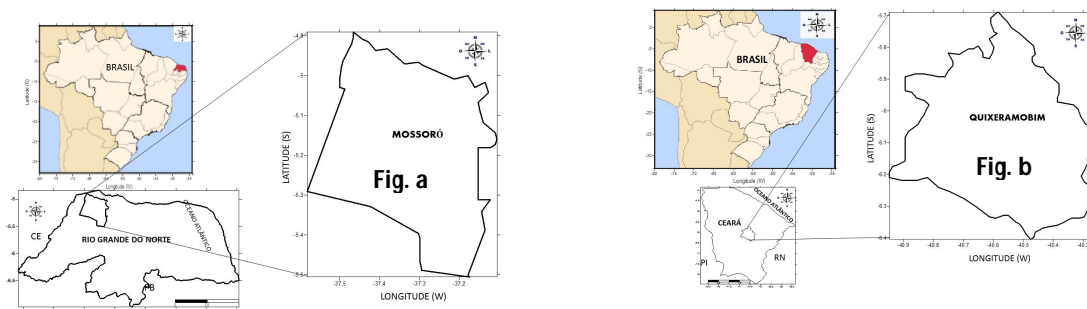


Figura 2ab: Localização Geográfica dos Municípios de Mossoró-RN (Figura 2a) e Quixeramobim-CE (Figura 2b). Fonte: Autores.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Valores médios das propriedades da CLC

Na Tabela 2 mostra-se o resultado do teste t-student para a diferença entre as médias das propriedades dinâmicas e termodinâmicas da CLC desenvolvida em Mossoró-RN e Quixeramobim-CE durante o experimento. A CLC desenvolvida em Mossoró foi em média mais rasa (839,61 m contra 965,00 m), mais fria (301,33°K contra 302,37°K) e mais seca (15,56 g/kg contra 16,16 g/kg) em comparação a Quixeramobim. Contudo, apenas a temperatura potencial apresentou diferença estatisticamente significativa ao nível de 5% conforme verificado pelo *p-value*.

A componente zonal, componente meridional e a velocidade do vento também não apresentaram diferenças estatisticamente significantes. Porém, verificou-se que em Mossoró a velocidade do vento era ligeiramente maior, sugerindo que o mecanismo de brisa marítima contribuiu para o aumento da velocidade do vento durante o dia. Ao mesmo tempo o desvio padrão foi maior para ambas as componentes do vento, indicando que houve maior variabilidade desta variável quanto mais próximo da região costeira.

Tabela 2: Resultado do teste t-Student para a diferença entre as médias das variáveis medidas nos horários das 1200 UTC e 1800 UTC em Mossoró e Quixeramobim.

Variável Ambiental	Média \pm σ		p-value
	Mossoró	Quixeramobim	
Altura da CLC (m)	839.61 \pm 430.66	965.00 \pm 348.85	0.411
Temperatura potencial (K)	301.33 \pm 2.33	302.37 \pm 2.24	0.047
Razão de mistura (g/kg)	15.56 \pm 1.68	16.16 \pm 1.58	0.116
Vento zonal (m/s)	-3.02 \pm 2.52	-3.15 \pm 1.72	0.786
Vento meridional (m/s)	1.42 \pm 2.97	1.13 \pm 2.57	0.643
Velocidade do vento (m/s)	4.36 \pm 2.67	4.27 \pm 1.56	0.860

Variabilidade dia a dia

Na Figura 3 mostra-se a variação da temperatura potencial no tempo e com a altura. Os ciclos foram bem definidos com noites relativamente mais frias em comparação ao dia. Em Mossoró a temperatura potencial próxima à superfície foi em média 298°K à noite e 303°K durante o dia. Em Quixeramobim, as noites foram mais frias e com maior quantidade de vapor d'água em comparação a Mossoró. Isso se deveu a dois fatores, o primeiro a estabilidade estática que foi maior em Quixeramobim em função do resfriamento radiativo da superfície. O segundo foi devido à menor intensidade do vento próximo à superfície, que provocou uma menor dispersão do vapor em Quixeramobim em comparação a Mossoró. Além disso, em Quixeramobim foi possível verificar a incursão de ar quente no interior da CLA entre os dias 11 e 12 de Abril de forma que neste dia a temperatura próxima à superfície chegou a 304°K.

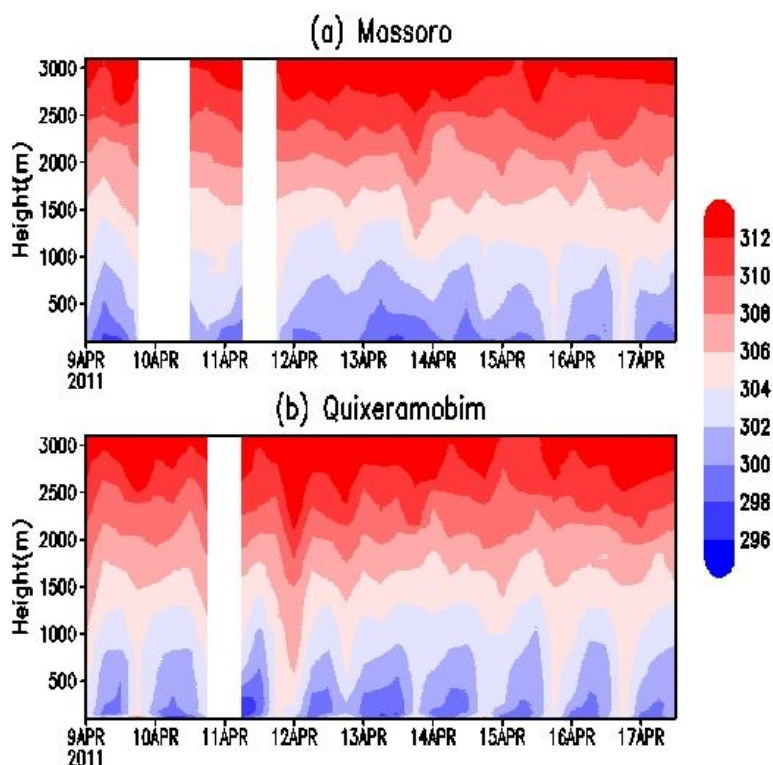


Figura 3: Seção transversal de altura versus tempo para a temperatura potencial ($^{\circ}\text{K}$) obtida a partir dos dados de radiossondagens realizadas em (a) Mossoró e (b) Quixeramobim. Os espaços em branco são dados não coletados conforme descrito na metodologia.

Na Figura 4 mostra-se a variação temporal com a altura da razão de mistura de vapor d'água. Na maior parte dos dias a razão de mistura foi acima de 10 g/kg em todos os horários próximo à superfície. Contudo, ocorreu uma diminuição bem acentuada logo acima da altura média da CLA. Em Mossoró, a diminuição com a altura foi mais pronunciada devido à proximidade com o oceano. Entre os dias 13-15 de abril verificou-se uma diminuição acentuada da razão de mistura próxima à superfície em Mossoró, o que foi explicado em função da ocorrência de JBN, que provocaram advecção do vapor conforme indicado na Figura 4. No dia 14 de abril, durante o período do dia não se verificou valores acima de 16 g/kg próximo à superfície. Neste dia também houve a ocorrência do JBN mais intenso cuja altura do centro do jato que foi em torno de 1000 m.

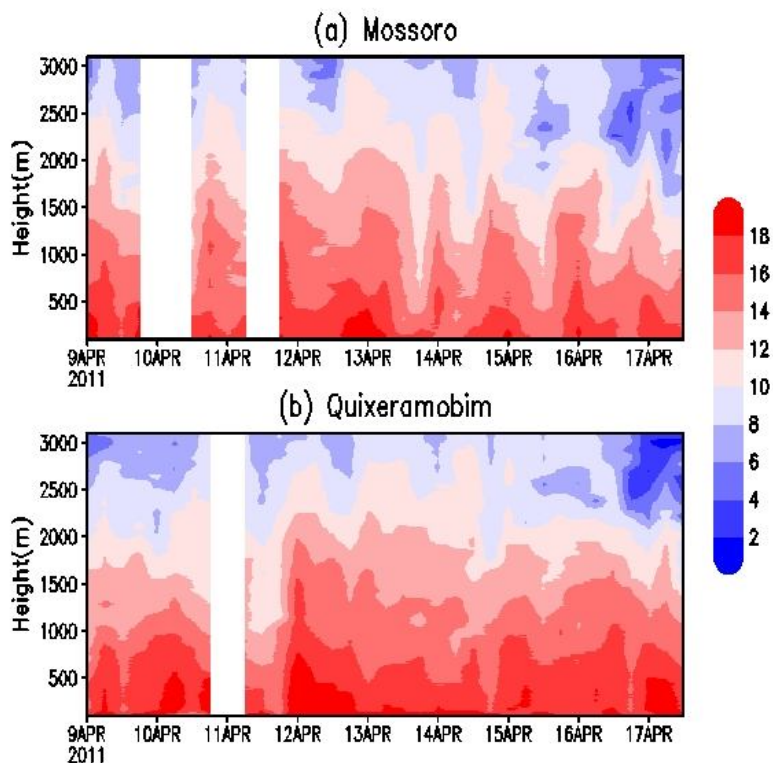


Figura 4: Seção transversal de altura com o tempo para a razão de mistura (g/kg) obtida a partir dos dados de radiossondagens realizadas em (a) Mossoró e (b) Quixeramobim. Os espaços em branco são dados não coletados conforme descrito na metodologia.

Na Figura 5 mostra-se a variação temporal com a altura da velocidade do vento. Em várias ocasiões a velocidade do vento foi superior a 12 m/s tanto em Mossoró quanto em Quixeramobim. Nota-se que, em média, a velocidade do vento intensificou e desintensificou a cada 3-4 dias, indicando a atuação de sistemas sinóticos ou de meso escala sobre a região. Por exemplo, a velocidade do vento foi sempre superior a 10 m/s entre os dias 9 e 12 de abril acima de 100 m em Quixeramobim, mas sempre inferior nessa mesma altura entre os dias 12 e 14 de abril.

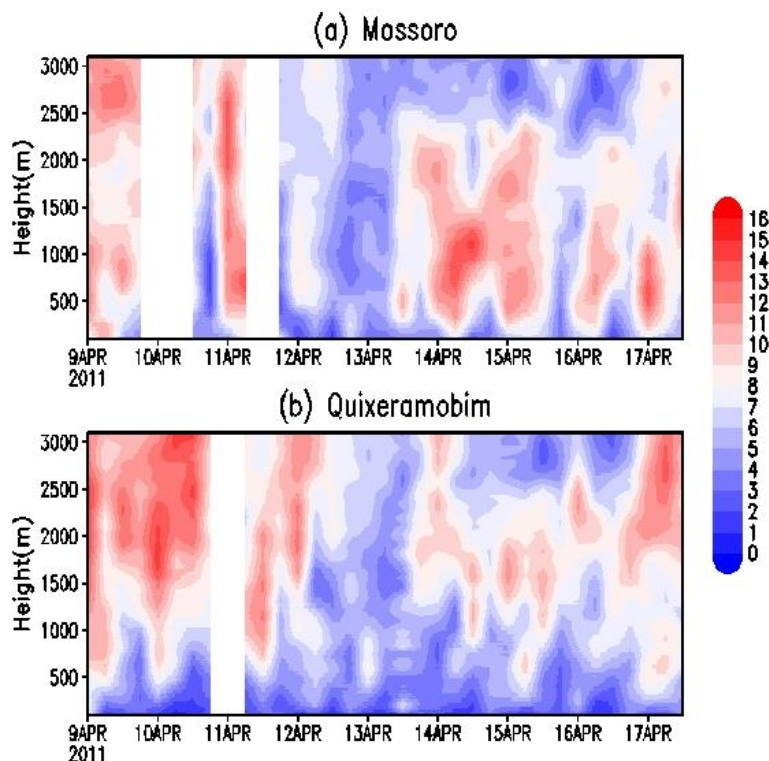


Figura 5: Seção transversal de altura com tempo para a velocidade do vento (m/s) obtida a partir dos dados de radiossondagens realizadas em (a) Mossoró e (b) Quixeramobim. Os espaços em branco são dados não coletados conforme descrito na metodologia.

Outra característica importante detectada foi à formação de JBN em ambos os locais de estudo. Contudo há uma particularidade, em Mossoró os JBN foram formados no interior da CLA, conforme verificado nos dias 14, 15, 16 e 17, enquanto que em Quixeramobim a formação dos JBN foi a níveis verticais mais elevados. Isso sugeriu que em Mossoró o mecanismo de brisa do mar e terrestre intensificou a formação do JBN. Nos dias 14 e 17 as velocidades máximas foram acima de 16 m/s com cisalhamento de mais de 50% tanto acima quanto abaixo do núcleo do jato. De acordo com os critérios de Whiteman et al., (1997) esses jatos foram do tipo JBN2, só abaixo dos JBN3 cujo máximo da velocidade é acima de 20 m/s. Em outras ocasiões, como no período de 9 a 11 de abril a velocidade do vento foi acima de 15 m/s, contudo, não se pode classificar como JBN devido à falta de cisalhamento vertical.

Ciclo diário

Nas Figuras 6, 7 e 8 veem-se o ciclo diário da temperatura potencial, da razão de mistura e da velocidade do vento, respectivamente. O período noturno de Quixeramobim foi sempre mais frio e úmido em relação a Mossoró, contudo, o período do dia foi mais quente e mais seco. A variação média da razão de mistura (Figura 7) indicou que em Mossoró houve uma incursão de ar seco no início da manhã (1200 UTC). Quanto à velocidade do vento (Figura 8), verificou-se que em Mossoró a formação do JBN foi tipicamente noturna e associada aos processos no interior da CLA, enquanto em Quixeramobim existiu a ocorrência contínua de velocidades médias acima de 8,0 m/s, porém, são características específicas de JBN.

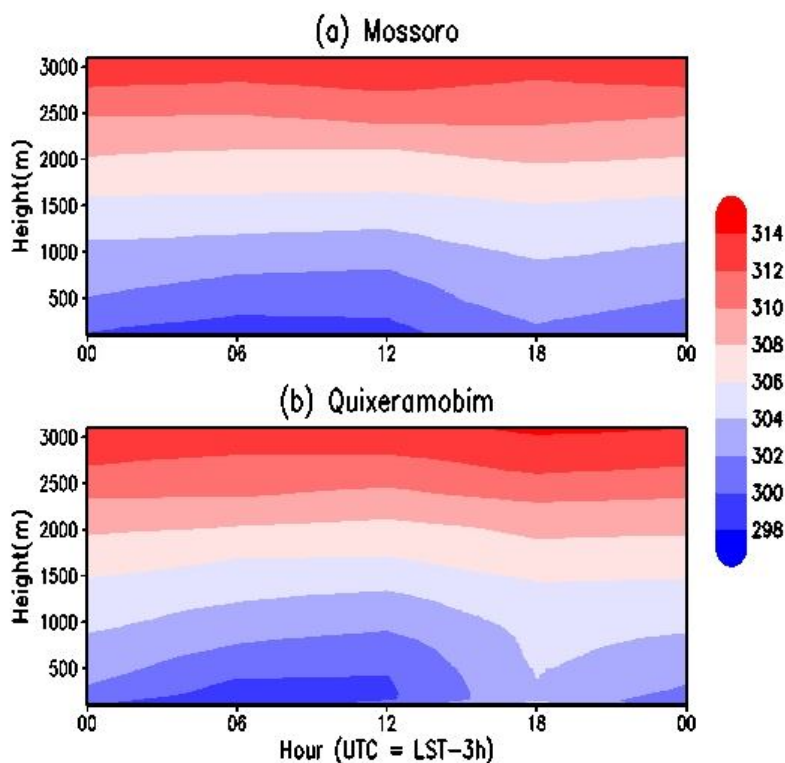


Figura 6: Ciclo diário da seção transversal de altura com o tempo para a temperatura potencial ($^{\circ}\text{K}$) obtido a partir dos dados de radiossondagens realizadas em (a) Mossoró e (b) Quixeramobim.

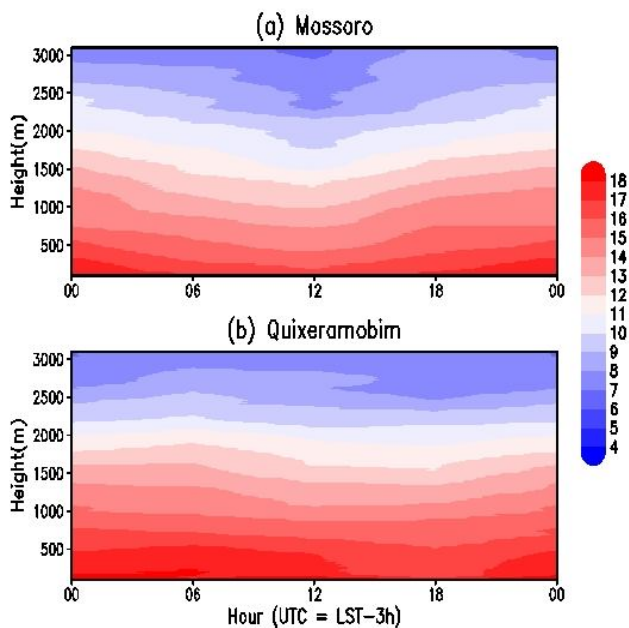


Figura 7: Ciclo diário da seção transversal de altura com o tempo para a razão de mistura (g/kg). Obtido a partir dos dados de radiossondagens realizadas em (a) Mossoró e (b) Quixeramobim.

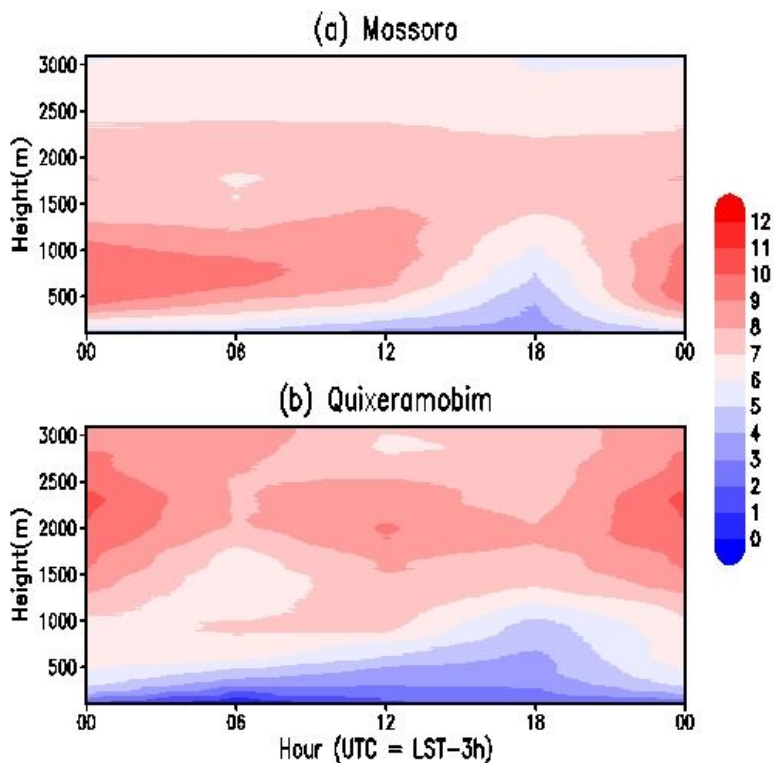


Figura 8: Ciclo diário da seção transversal de altura com o tempo para a velocidade do vento (m/s). Obtido a partir dos dados de radiossondagens realizadas em (a) Mossoró e (b) Quixeramobim.

Análise de perfis

Os perfis médios da temperatura potencial, razão de mistura e velocidade do vento são apresentados na Figura 9. Em Mossoró os perfis médios foram de estabilidade (gradiente positivo de temperatura potencial) a superfície foi mais fria na sondagem das 06:00 UTC. Por outro lado, em Quixeramobim, verificou-se perfis de camada bem misturada às 12:00 UTC e, principalmente às 18:00 UTC. O resfriamento da baixa troposfera em Quixeramobim foi mais acentuado em relação à Mossoró, de forma que entre 06:00 UTC e 18:00 UTC a camada próxima à superfície mudou de 298°K para 304°K. Em Mossoró essa mudança foi de 299°K para 302°K. Os perfis de razão de mistura mostraram-se bastante homogêneos, exceto em Quixeramobim às 18:00 UTC, quando a mistura turbulenta devido à estratificação térmica reduziu a concentração do vapor na CLC.

Finalmente, a principal diferença entre os perfis foi observada na velocidade do vento. Em Mossoró verificou-se uma evolução clara da formação de um JBN no período noturno, que enfraqueceu à medida que a convecção local ganhou força. O núcleo do jato era formado entre 700m e 900 m, cuja intensidade média era em torno de 10 m/s.

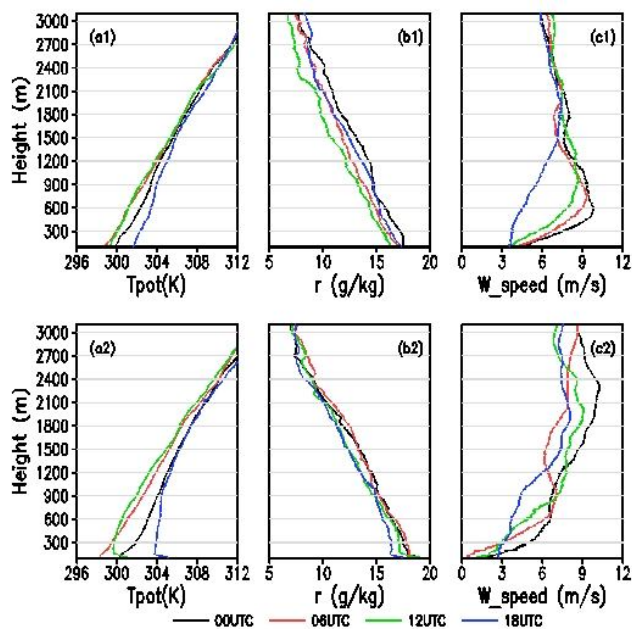


Figura 9: Perfis médios da temperatura potencial, razão de mistura e velocidade do vento medido a partir de radiossondagens. A sequência a1, b1 e c1 são referentes a Mossoró; enquanto a2, b2 e c2 referem-se a Quixeramobim.

Durante a sondagem das 18:00 UTC ocorreu uma redução acentuada na velocidade do vento em Mossoró/RN. Em Quixeramobim/CE, a velocidade do vento não exibiu um padrão de formação de JBN, porém a redução da velocidade às 18:00 UTC foi também verificada, principalmente até a altura de 900 m, esta redução da velocidade favoreceu a formação da camada convectiva mostrada na Figura 9a2.

CONCLUSÕES

Este estudo esclareceu muitas informações sobre as propriedades termodinâmicas da CLC dos dois sites: a CLC desenvolvida em Mossoró em média foi mais rasa, mais fria e mais seca comparada a Quixeramobim. Contudo, apenas a temperatura potencial apresentou diferença estatisticamente significativa ao nível de 5%.

A velocidade média do vento, na superfície, foi maior em Mossoró/RN que em Quixeramobim-CE, sugerindo que os ventos alísios influenciam mais a cidade de Mossoró-RN que Quixeramobim-CE, pois os referidos ventos são mais proeminentes em cidades mais próximas do litoral do NEB.

Em Quixeramobim, as noites foram mais frias e com maior quantidade de vapor d'água em comparação a Mossoró. Isso se deveu a dois fatores, o primeiro a estabilidade estática que foi maior em Quixeramobim em função do resfriamento radiativo da superfície. O segundo foi devido à menor intensidade do vento próximo à superfície, que provocou uma menor dispersão do vapor em Quixeramobim em comparação a Mossoró.

Quanto à razão de mistura na maioria dos dias foi acima de 10 g/kg próximo à superfície em todos os sítios e a altura da CLA em Mossoró foi inferior devido à proximidade com o oceano. Em várias ocasiões a velocidade do vento excedeu os 12 m/s em ambos os locais.

Os resultados mostraram que há necessidade de novos estudos experimentais, com ênfase na estação seca, a fim de se obter maior conhecimento sobre a altura da CLA nas duas estações no Nordeste do Brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BERTHOUEX, Paul Mac; BROWN, Linfield C. Statistics for Environmental Engineers. Lewis Publishers - A CRC Press Company. 2ed, London, 2002.

BEYRICK, F. Mixing height estimation from sodar data, a critical discussion. Atmospheric Environment, v. 31, n.23, p.3941-3953, 1997.

BONNER, W. D. Climatology of the Low Level Jet. Monthly Weather Review, v.96, p.833-859, 1968.

CORRÊA, C. S., DALLAROSA, R. L. G.; DEGRAZIA, G. A. Estudo Observacional de Jatos de Nível Baixo sobre a região metropolitana de Porto Alegre. Rev. Bras. de Recursos Hídricos. v.6, n.4, 2001.

CPRM – Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. Projeto cadastros de fontes de abastecimento por água subterrânea: Diagnóstico do Município de Mossoró, estado do Rio Grande do Norte / Organizado [por] João de Castro Mascarenhas, Breno Beltrão, Luiz Carlos Souza Junior, Saulo de Tarso Monteiro Pires, Donaldson Eliezer. Recife. CPRM/PRODEEM. 45 p. setembro/2005. Disponível:

<http://www.cprm.gov.br/rehi/atlas/rgnorte/relatorios/MOSS089.PDF>. Acessado em: 12 de dezembro de 2014.

CULF, A.D., FISCH, G., MALHI, Y., NOBRE, C.A. The influence of the Atmospheric Boundary Layer on carbon dioxide concentrations over a tropical forest. Agricultural and Forest Meteorology, v.85, p.149-158, 1997.

DE SOUZA, E.B., KAYANO, M.T., AMBRIZZI, T. Intraseasonal and submonthly variability over the Eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. Theoretical and Applied Climatology.81: p. 77-191,2005.

FISCH, G., TÓTA J., MACHADO, L.A.T., SILVA DIAS., M.A.F., LYRA, R.F.F., NOBRE, C.A., DOLMAN, A.J., GASH, J.H.C. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. Theoretical and Applied Climatology, v.78, n.1-3, p.47-59, 2004.

GRIMM, A. M., TEDESCHI, R. M. ENSO and Extreme Rainfall Events in South America. Journal of Climate, 22, n.7, p. 1589-1609. 2009. DOI:10.1175/2008JCL12429.

HASTENRATH, S., HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in north-east Brazil. Quart. J. R. Meteor. Soc., 110, 411-425. 1977.

Sociedade e Território, Natal, v. 27, nº 1, p. 17-34 jan/jun. 2015.

IPECE – Instituto de pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará: Perfil Básico Municipal 2011 – Quixeramobim. 18 p. Elaboração Cláudia Maria de Pontes Viana, Fátima Juvenal de Sousa, Kathiuscia Alves de Lima e Margarida Maria Sérgio do Nascimento. Disponível em:

http://www.ipece.ce.gov.br/publicacoes/perfil_basico/pbm-2011/Quixeramobim.pdf.

Acessado em 12 fevereiro de 2015.

LIEBMANN, B., KILADIS, G.N., ALLURED, D., VERA, C.S., JONES, C. CARVALHO, L.M.V., BLADÉ, I., GONZALES, P.L.M. Mechanisms associated with large daily rainfall events in Northeast Brazil. *Journal of Climate* 24: p. 376-396, 2011.

MARTIN, C.L., FITZJARRALD, D., GARSTANG, M., OLIVEIRA, A.P., GRECO, S., BROWEL, E. *Structure and growth of the Mixing Layer over the Amazonian rain forest.* *Journal of Geophysical Research*, v.93, p.1361-1375, 1988.doi:10.1029/JD093Id02.

MOURA, A. D., and J. SHUKLA. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 38, p.2653-2675, 1981.

PEAGLE, J. A comparative review of South American low level jets. *Meteorologica*, v.3, p.73-82, 1998.

SEIBERT, P., BEYRICH, F., GRYNIN, S.E., JOFFRE, S., RASMUSSEN, A., TERCIER, P. Review and intercomparison of operational methods for the determination of mixing height. *Atmospheric Environment*, v.34, p.1001-1027, 2000.

SEINFELD, J. H., PANDIS, S. N. *Atmospheric Chemistry and Physics*. John Willey & Sons, Inc., USA: 1326p, 2000.

STULL, R.B. *An introduction to boundary layer meteorology*. Dordrecht: Kluwer, 666P, 1988.

WHITEMAN, C. D., BIAN, X., ZONG, S. Low-Level Jet climatology from enhanced Rawinsounding observations at a site in the Southern Great Plains. *Journal of Applied Meteorology*, v.36, p.1363-1376, 1997.