



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ
PRO-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO E INOVAÇÃO TECNOLÓGICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS NATURAIS DA AMAZÔNIA**

**CLASSIFICAÇÃO CLIMATOLÓGICA RELACIONANDO A
VARIABILIDADE DE ÍNDICES DE INSTABILIDADE DA
ENERGIA POTENCIAL CONVECTIVA DISPONÍVEL (CAPE),
ÍNDICE K (K) E PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO DE SANTARÉM -
PA**

JOÃO ALDECY PEREIRA NASCIMENTO

**Santarém, Pará
Abril, 2017**

JOÃO ALDECY PEREIRA NASCIMENTO

**CLASSIFICAÇÃO CLIMATOLÓGICA RELACIONANDO A
VARIABILIDADE DE ÍNDICES DE INSTABILIDADE DA
ENERGIA POTENCIAL CONVECTIVA DISPONÍVEL (CAPE),
ÍNDICE K (K) E PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO DE SANTARÉM -
PA**

JÚLIO TÓTA DA SILVA

Dissertação apresentada à Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Recursos Naturais da Amazônia, junto ao Programa de Pós-Graduação *Stricto Sensu* em Recursos Naturais da Amazônia.

Área de concentração: Meteorologia e Climatologia da Amazônia

**Santarém, Pará
Abril, 2017**

RESERVADO PARA “FOLHA DE APROVAÇÃO”

RESERVADO PARA “FICHA CATALOGRÁFICA”

AGRADECIMENTOS

A minha família, em especial a minha Mãe Maria de Nazaré e os meus irmãos, Núbia, Nádia, Adenilson, Alailson, Aldy e Carlos por sempre me incentivarem durante os estudos.

Agradeço a Deus, por ter me concedido a graça divina do conhecimento, e ter me dado a calma de espírito indispensável para superar obstáculos.

Ao Professor e Orientador Júlio Tota da Silva pelo auxílio e apoio na elaboração deste trabalho.

Aos demais professores da Programa de Pós-Graduação de Recursos Naturais da Amazônia pelos ensinamentos, em especial ao Professor Raoni Aquino do Programa de Ciências Atmosféricas.

Aos colegas de trabalho, Walter Sousa, Jonathan Rego, Patrícia Borges e Fábio Rego pela amizade e companheirismo, vocês proporcionaram um tempo a mais para me dedicar exclusivamente nessa empreitada.

Aos amigos do curso, pela companhia e descontração, em especial ao Daniel Jati.

EPÍGRAFE

“O primeiro pecado da humanidade foi a fé; a primeira virtude foi a dúvida”
Carl Sagan

NASCIMENTO, J.A.P. **Classificação climatológica relacionando a variabilidade de índices de instabilidade da energia potencial convectiva disponível (CAPE), índice K (K) e precipitação na região de Santarém - Pa.** 2017. 72 p. Dissertação de Mestrado em Recursos Naturais da Amazônia. Área de concentração: Estudos Atmosféricos (Processos de Interação Biosfera Atmosfera) - Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia. Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, Santarém, 2017.

RESUMO

A classificação climatológica da Energia Potencial Conectiva Disponível (CAPE), Energia de Inibição para Convecção (CINE), Índice de Instabilidade K (K) e precipitação total foram estudadas para verificar as relações entre seus valores, a fim de comparar e correlacionar esses parâmetros entre os períodos sazonais (período chuvoso e seco), horários diários (dia e noite) na região de Santarém-Pa, Brasil. Para isso utilizou-se dados de radiossondagem do Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA) do aeroporto de Santarém-Pa, a fim de calcular o CAPE, CINE e K. E para os dados de precipitação total usou-se dados da Estação Meteorológica de Observação de Superfície Convencional do município de Belterra – Pa, do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), aproximadamente 50 km do aeroporto de Santarém. Observou-se que a dinâmica e a termodinâmica da atmosfera local apresentam condições favoráveis ao desenvolvimento de convecção profunda moderada, pois a CAPE média mensal para o período temporal estudado foram em torno de 2468 J/kg durante a noite (0000 UTC) e 1553 J/kg nas sondagens do dia (1200 UTC), observou-se também que nos meses do período chuvoso (de janeiro a maio) a CAPE teve valores médios baixos em comparação as médias anuais para o período seco (entre os meses de julho a dezembro). Neste contexto observou-se que os meses com maior precipitação, corresponde aos meses onde a CAPE possui valores menores, esta característica foi observada em todo o período estudado. Os limiares da CAPE entre 1000 e 2500 J/kg corresponde a convecção profunda moderada, em 65% das médias mensais se enquadram nesses limites. Outro índice, que está associado diretamente a CAPE é a CINE, onde os valores calculados ficaram em torno de 416 J/kg para as sondagens ocorrida a noite e 166 J/kg para sondagens ocorrida durante o dia. Relacionando a CAPE e a CINE, observou-se para altos valores da CAPE ocorre também altos CINE. O índice K tiveram valores todos próximos tanto para o período chuvoso, período seco, dia e noite, com a média do período em torno de 30,3 °C, que corresponde a probabilidade de tempestades muita dispersas, no entanto analisando mais pormenorizado este índice, observa-se que os valores mais elevados correspondem aos meses com maior precipitação total mensal. A precipitação está relacionada com os índices aqui estudados, pois no período seco, ou menos chuvosos da região, nota-se claramente os maiores valores da CAPE, e vice-versa, para o índice K, ocorre o inverso, ou seja, maiores valores do K estão associados aos meses com valores de maior precipitação total. Esses fatores estão de acordo com alguns estudos já realizados na região Amazônica.

Palavra-chave: Região Amazônica, Convecção, CAPE, Climatologia

ABSTRACT

The climatological classification of the Convective Available Potential Energy (CAPE), Convection Inhibition Energy (CINE), Instability Index K (K) and total precipitation were studied to verify the relationships between their values, in order to compare and correlate these parameters between The seasonal periods (rainy and dry period), daily schedules (day and night) in the region of Santarém-Pa, Brazil. In order to do so, we used radiosonde data from the Department of Airspace Control (DECEA) of Santarém-Pa airport, in order to calculate the CAPE, CINE and K. And for the data of total precipitation we used data from the Meteorological Station of Observation of Surface Conventional of the municipality of Belterra - Pa, of the National Institute of Meteorology (INMET), approximately 50 km of the Santarém airport. It was observed that the dynamics and thermodynamics of the local atmosphere present favorable conditions for the development of moderate deep convection, since the average monthly CAPE for the time period studied was around 2468 J/kg during the night (0000 UTC) and 1553 J / kg in the day's probes (1200 UTC), it was also observed that in the months of the rainy season (from January to May) CAPE had low average values compared to the annual averages for the dry period (between months From July to December). In this context, it was observed that the months with the highest precipitation correspond to the months where the CAPE has lower values, this characteristic was observed throughout the studied period. The CAPE thresholds between 1000 and 2500 J/kg correspond to moderate deep convection, in 65% of the monthly averages fall within these limits. Another index, which is directly associated with CAPE, is the ISCED, where the calculated values were around 416 J/kg for the soundings at night and 166 J / kg for soundings during the day. In relation to the CAPE and the CINE, it was observed for high values of the CAPE that high CINE also occur. The K index had values all close both for the rainy season, dry period, day and night, with the average of the period around 30.3 °C, which corresponds to the probability of very dispersed storms, however analyzing this index more detailed , It is observed that the highest values correspond to the months with the highest total monthly precipitation. The precipitation is related to the indices studied here, because in the dry period, or less rainfall of the region, the highest values of the CAPE are clearly evident, and inversely, for the K index, the inverse occurs, that is, higher values Of K are associated with months with higher total rainfall values. These factors are in agreement with some studies already carried out in the Amazon region.

Key words: Amazon Region, Convection, CAPE, Climatology

SUMÁRIO

| | |
|--|-----|
| LISTA DE FIGURAS..... | iii |
| LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS..... | v |
| LISTA DE ÍMBOLOS..... | vii |
| 1 INTRODUÇÃO GERAL E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA | 9 |
| 1.1 INTRODUÇÃO GERAL..... | 9 |
| 1.2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA | 12 |
| 1.2.1 Fundamentos teóricos básicos..... | 12 |
| 1.2.2 Convecções atmosféricas (instabilidade e estabilidade) | 19 |
| 2 OBJETIVOS..... | 26 |
| 2.1.1 Objetivo geral..... | 26 |
| 2.1.2 Objetivos específicos | 26 |
| 3 MATERIAL E MÉTODO..... | 27 |
| 3.1 Descrição da área de estudo..... | 27 |
| 3.2 Coleta de dados | 28 |
| 3.3 Análise dos dados | 30 |
| 3.3.1 Razão de mistura r | 32 |
| 3.3.2 Temperatura Potencial θ | 33 |
| 3.3.3 Temperatura Potencial Equivalente (θ_e) | 34 |
| 3.3.4 Temperatura Potencial Equivalente Saturada (θ_{es}) | 35 |
| 3.3.5 Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE)..... | 35 |
| 3.3.6 Energia de Inibição da Convecção (CINE)..... | 36 |
| 3.3.7 Índice K (K) | 37 |

| | | |
|-------|----------------------------------|----|
| 3.3.8 | Teoria do método da parcela..... | 38 |
| 3.3.9 | Processos físicos e CAPE | 41 |
| 4 | RESULTADOS E DISCUSSÃO | 44 |
| 5 | CONCLUSÃO | 55 |
| 6 | BIBLIOGRAFIA..... | 57 |

LISTAS DE FIGURAS

- Figura 1** - Estrutura vertical da Atmosfera Terrestre até 120 km de altura, destacando-se a variabilidade dos parâmetros físicos, como altitude correlacionando com a temperatura (T) e pressão (P), adaptado de Vianello e Alves (2012)..... 13
- Figura 2** - Mapa do estado do Pará com a localização geográfica da região de Santarém - PA.
Fonte: <http://i1.wp.com/expedicaoamazonica2.files.wordpress.com/2015/09/santarem.png?ssl=1>..... 27
- Figura 3** - Sistema de radiossonda (a) sensores de temperatura, pressão, umidade, direção e velocidade do vento e antena de transmissão (b) sistema acoplado ao balão. Fonte: DECEA..... 29
- Figura 4** - Diagrama termodinâmico onde o nível de pressão (P) está correlacionado com as curvas da temperatura potencial θ , temperatura potencial equivalente θ_e e temperatura potencial equivalente saturada θ_{es} . Neste modelo existe uma linha vertical que sai da superfície, partido da θ_e até níveis superiores, a área correspondente entre a linha vertical e a θ_{es} nos limites da NCL e NE corresponde a CAPE “área positiva”. Em contrapartida, a área entre a linha vertical e a curva da θ_{es} nos limites da superfície ate o NCL corresponde a CINE “área negativa”..... 41
- Figura 5** - Frequência mensal das sondagens, para os dois lançamentos diários, no período de 2011 a 2016. 44
- Figura 6** - Médias mensais dos valores da CAPE e do CINE no período estudado (agosto de 2011 a setembro de 2015), com suas respectivas médias para cada ano..... 46
- Figura 7** - Série temporal da CAPE (agosto de 2011 a setembro de 2016). (a) 0000 UTC; (b) 1200 UTC. 47
- Figura 8** - Frequência de ocorrência da CAPE no periodo estudado (agosto/2011 a setembro/2016) para Santarém-Pa. (a) 0000 UTC (21:00 HL); (b) 1200 UTC (09:00 HL). 49

| | |
|--|----|
| Figura 9 - Classificação das sondagens conforme a definição da CAPE, em Santarém – PA (agosto de 2011 a setembro de 2016). | 49 |
| Figura 10 - Tendência dos valores da ÍNDICE K (K) no período estudado (agosto de 2011 a setembro de 2016). | 51 |
| Figura 11 - Precipitação total mensal (2011 a 2016): Estação automática de Belterra-PA. ... | 53 |
| Figura 12 - Série temporal da Precipitação total (2011 a 2016)..... | 53 |
| Figura 13 - Série temporal da Precipitação total e da CAPE (0000 UTC e 1200 UTC)..... | 54 |

LISTA DE ABRVIAÇÕES E SIGLAS

AB - Alta da Bolívia

BDMEP - Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa

CAPE - Energia Potencial Convectiva Disponível (do inglês, *Convective available potential energy*)

CINE - Energia de Inibição da Convecção (do inglês *convective inhibition Energy*)

DECEA - Departamento de Controle do Espaço Aéreo

DNH - Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha

EMA - Estação Meteorológica de Altitude

EMOSC - Estação Meteorológica de Observação de Superfície Convencional

ENOS - El Niño/Oscilação Sul

HL - Hora Local

K - Índice K

IL - Índice Levantado

ILEV - Índice de Instabilidade por Levantamento

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia

INPA - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia

IS - Índice Showalter

ITT - Índice Total Totals

LBA - Projeto de Grande Escala da Biosfera e Atmosfera da Amazônia

LI - Linha de Instabilidade

LR - *Lapse Rate*

NCL - Nível de Condensação por Levantamento

NE - Nível de equilíbrio

PBMC - Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas

UR - Umidade Relativa

UTC - Coordenadas Universais do Tempo (do inglês, *Coordinated Universal Time*)

Wet-AMC - Wet season Atmospheric Mesoscale Campaign

MATLAB® - MATrix LABoratory

ZCAT - Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

c_p - Calor específico a pressão constante

c_v - Calor específico a volume constante

dU - Energia interna (infinitesimal)

e - Pressão que o vapor d' água exerce na atmosfera

e_s - Pressão de saturação do vapor

g - Aceleração da gravidade

L - Calor latente de saturação

\bar{M}_d - Média da massa molar dos gases que constituem a atmosfera

M_v - Massa molar do vapor da água (vapor d' água)

P - Pressão atmosférica

P_0 - Pressão de referência (1000 hPa)

P_L - Pressão do Nível de Condensação por Levantamento

q - Umidade específica

R^* - Constante ideal do gases

R_d - Constante específica do ar seco

R_s - Constante específica do vapor d' água

r - Razão de mistura

r_s - Razão de mistura saturada

T - Temperatura

T_0 - Temperatura de referência

T_L - Temperatura no Nível de Condensação por Levantamento

α - Volume específico ($1/\rho$)

Γ - Taxa real de variação da temperatura na atmosfera

Γ_d - Razão adiabática seca “*lapse rate*”

Γ_s - Razão adiabática saturada

δQ - Energia externa (variação)

δW - Trabalho realizado (variação)

ε - Razão entre as massas molar do vapor d'água e do ar seco ou a razão entre constante específica do ar seco e do vapor d'água

θ - Temperatura potencial

θ_e - Temperatura potencial equivalente

θ_{es} - Temperatura potencial equivalente saturada

ρ - Massa específica ou densidade

1 INTRODUÇÃO GERAL E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo está dividido em três seções: onde a primeira faz uma introdução geral; a segunda trata da revisão bibliográfica, onde abordará alguns princípios físicos básicos pertinente ao estudo da termodinâmica da atmosfera bem como alguns conceitos referentes as convecções e instabilidades atmosféricas e a terceira estão o objetivo geral e específicos.

1.1 INTRODUÇÃO GERAL

O Brasil é um país tropical, essa afirmação é aceita de maneira geral pela sociedade científica e está diretamente relacionada às características naturais da imensa extensão do território brasileiro, cuja posição geográfica está na faixa tropical do globo terrestre (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

A zona tropical caracteriza-se pela grande quantidade de energia solar, apresentando uma dinâmica atmosférica específica (AYODE, 1998), portanto, a importância de se estudar a regiões tropicais. Neste contexto a Amazônia compreende a maior floresta tropical úmida de todo o globo terrestre, possuindo uma grande importância como fonte de calor e vapor d'água para a circulação geral da atmosfera, possuindo cerca de 6,3 milhões de km² de área (OLIVEIRA; FISH, 2000). A importância dos estudos sobre a bacia amazônica deve-se principalmente à suas características únicas, tais como a grande fonte de umidade devido a sua abundante vegetação e os altos índices pluviométricos.

Para análise deste trabalho deve se levar em consideração, conforme Ayode (1998), que o estudo do tempo e do clima ocupa uma posição central e importante no amplo campo da ciência ambiental. Os processos atmosféricos influenciam os processos nas outras partes do ambiente, principalmente na biosfera, hidrosfera e litosfera. A região tropical, que ocupa a maior parte da superfície do globo terrestre, tem um lugar privilegiado na dinâmica do clima global e na localização dos impactos climáticos. De um lado, essas regiões são extremamente sensíveis às mudanças climáticas, por outro lado, elas são os locais onde ocorrem as principais trocas de energia que condicionam o clima da Terra. A importância destas regiões no clima terrestre justifica o grande número de estudos e experimentos meteorológicos na região tropical.

Na Amazônia em particular, além de se localizar nos trópicos, a sua influência no clima terrestre é comprovada em diversas simulações climáticas, e também se caracteriza por possuir um alto conteúdo de vapor d'água na atmosfera, fortes fluxos de calor latente provenientes da superfície e elevado índice pluviométrico. A precipitação e a cobertura de nuvens são os elementos climáticos com maior variabilidade espacial e temporal na região tropical, (FISCH; MARENGO; NOBRE, 1998). Sabendo-se que as nuvens exercem um papel significativo sobre as trocas de energia entre as várias escalas de tempo dos fenômenos atmosféricos, surge o interesse de conhecer com maiores detalhes a periodicidade dos sistemas atmosféricos que atuam na região Amazônica e as interações entre as escalas dos mesmos, (ALVES; MACHADO e PRASAD, 2007).

No entanto, a região amazônica tem sofrido nas últimas décadas significativa mudança no padrão de uso do solo, através de intenso processo de ocupação. Estas alterações no uso do solo são responsáveis por emissões significativas de gases traço e partículas de aerossóis para a atmosfera, através das queimadas, tanto de áreas de pastagem quanto de floresta primária, (ARTAXO et al., 2005). O desmatamento acelerado faz com que grande parte da energia desta região seja enfraquecida e tais degradações energéticas podem acarretar em mudanças significativas no sistema atmosférico causadores das variações do tempo, as quais quando somados por um longo período podem formar um novo clima nesta região, (MOTA, 2004).

Conforme o Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas – PBMC, somando a enorme escassez de dados de estação sobre vastas áreas tropicais como a Amazônia e o centro-oeste e leste do Brasil limita o estabelecimento de conclusões acuradas para estas regiões. Também estudos recentes mostraram que fatores como mudança de uso da terra e queima de biomassa podem influenciar a temperatura nestas regiões, sobretudo na Amazônia e no Cerrado (PBMC, 2014).

Vale destacar que a aplicação de novos equipamentos e novas tecnologias (como imagens de satélites, radares etc.) promoveu avanços consideráveis na climatologia brasileira nos últimos anos. Hoje a climatologia brasileira conta com uma representativa documentação, que, mesmo sendo numerosa e de boa qualidade, ainda está bastante longe de permitir um conhecimento detalhado do clima do País (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Neste contexto e tendo em vista a importância da região amazônica nos processos termodinâmicos que ocorrem no planeta, este trabalho busca descrever as atividades convectivas, apoiando-se em índices de instabilidades propostos na literatura, principalmente os que estão relacionados ao perfil termodinâmico da atmosfera na região de Santarém – Pará.

Surge, portanto, a questão de conhecer limites de tempo dentro dos quais é possível prever episódios de tempestade. Para isso, podem ser utilizados alguns índices de instabilidade atmosférica. Sendo esses índices diversos, foram escolhidos dois para aplicar a este estudo, sendo um a Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE), para o qual são definidos limites na literatura que indicam a probabilidade de ocorrência de tempestade e o índice K (K), este está associado a medida do potencial de tempestades baseada na diferença de temperatura entre duas camadas.

A importância de estudar os eventos climáticos associados as atividades convectivas, e de vital importância para uma região. Sabe-se que os eventos climáticos extremos causam prejuízos e transtornos para sociedade em qualquer região do mundo, e na região Amazônica não é diferente das demais. Um exemplo de evento extremo ocorrido na Amazônia foi a seca de 2005, que esteve relacionada ao aquecimento anormal das águas do Atlântico Tropical Norte, e provocou grandes incêndios, principalmente no sudoeste da Amazônia (MARENGO et al., 2008).

Portanto, o objetivo deste trabalho é a classificação climatológica da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE), Energia de Inibição da Convecção (CINE), índices de instabilidade K (K) e precipitação na região de Santarém-Pa. Especificamente comparando os índices de instabilidade. Entende-se como índice de instabilidade o valor numérico que permite expressar a instabilidade da atmosfera. Os índices são muito importantes em relação a técnicas de previsão de tempo já que têm a vantagem de serem fáceis de calcular e são úteis quando combinados com outros dados como precipitação, cobertura de nuvens, etc., e também com situações sinóticas, como linhas de instabilidades, zona de convergência intertropical (ZCIT), entre outras.

1.2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Conforme Mendonça e Danni-Oliveira (2007) para melhor entender os tipos de tempo e os climas dos diferentes pontos da terra, os conteúdos de Climatologia são comumente abordados a partir dos elementos climáticos e dos fatores do clima (ou fatores geográficos do clima, como a latitude, altitude, maritimidade, continentalidade, vegetação, atividades humanas, entre outros) que os condicionam, de modo a subsidiar a compreensão das características e da dinâmica da atmosfera sobre diferentes lugares em sua permanente interação com a superfície, deste modo apresentaremos neste subseção alguns fundamentos teóricos básicos com base em (GRIMM, 1999 , WALLACE e HOBBS, 2006 e VIANELLO e ALVES, 2012). Para uma análise sobre as convecções atmosféricas recorreremos a vários autores.

1.2.1 Fundamentos teóricos básicos

A atmosfera terrestre possui uma estrutura vertical extremamente variável quanto a inúmeros aspectos; composição, temperatura, umidade, pressão, movimentos etc. Para fins acadêmicos, costuma-se dividir a atmosfera em várias camadas e cada camada tem características próprias, embora não seja homogênea. De todas elas, a **Troposfera** é a mais relevante, por ser a camada onde as maiorias dos fenômenos meteorológicos de interesse prático ocorrem, (VIANELLO e ALVES, 2012).

A **Figura 1** mostra, sinteticamente, as camadas atmosféricas, destacando-se a variabilidade de alguns parâmetros físicos, como a temperatura (T) e pressão (P), e outros elementos que aparecem para fins ilustrativos. Porém vamos caracterizar apenas a camada de interesse neste estudo, ou seja, a troposfera.

É a camada que se encontra em contato com a superfície da Terra. Atinge uma altitude aproximada de 15 a 18 km no equador, e de 6 a 8 km nos polos, sendo sua espessura variável com as estações do ano. Corresponde ao invólucro onde ocorrem os fenômenos meteorológicos mais importantes e que afetam diretamente a vida sobre a superfície. Os movimentos atmosféricos, tanto verticais quanto horizontais (subsistência e advecção), são intensos nessa camada.

A temperatura na troposfera cai rapidamente com a altitude, numa razão média de 6,5 °C por quilômetro, isto é

$$\Gamma \equiv -\frac{\partial T}{\partial z} \sim 6,5 \text{ } ^\circ\text{C km}^{-1} = 0,0065 \text{ } ^\circ\text{C m}^{-1}$$

onde T é a temperatura da atmosfera e Γ é a razão do decréscimo da temperatura com a altura para o ar atmosférico.

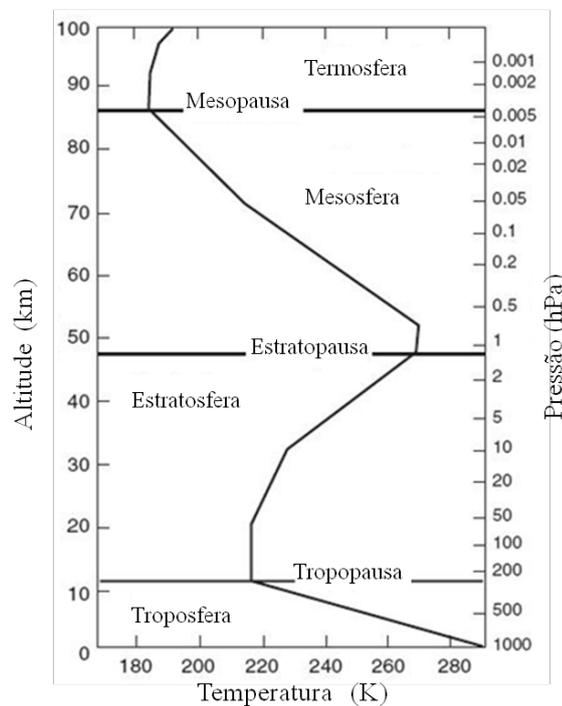


Figura 1 - Estrutura vertical da Atmosfera Terrestre até 120 km de altura, destacando-se a variabilidade dos parâmetros físicos, como altitude correlacionando com a temperatura (T) e pressão (P), adaptado de Vianello e Alves (2012).

A troposfera representa aproximadamente 80% de massa atmosférica do planeta, é relativamente bem homogênea e está continuamente sendo purificada por gotículas de água que se encontram nas nuvens e por partículas de gelo que precipitam ao solo por meio das chuvas ou neves, (WALLACE e HOBBS, 2006). A troposfera é aquecida principalmente pela absorção de radiação de ondas longas (comprimento de onda de 3 a 200 μm) emitida pela superfície terrestre, a qual, por sua vez, se aquece pela absorção da radiação solar (onda curta – comprimentos de onda de 0,2 a 3 μm). Por essa razão, a superfície do solo é considerada como fonte de calor para a troposfera. Há ocasiões, em geral durante a noite, nas quais se observa o fenômeno denominado inversão térmica, em que, ao invés de diminuir, a temperatura do ar aumenta com a altura acima do solo. Outra característica importante da

Troposfera é o fato de que aproximadamente 75% da massa total da atmosfera e, praticamente, todo o vapor d'água encontram-se em seus limites, (VIANELLO e ALVES, 2012)

A circulação incessante da água entre seus reservatórios oceânico, terrestre e atmosférico é chamada **ciclo hidrológico**, que é um sistema gigantesco, alimentado com a energia do Sol, no qual a atmosfera funciona como um elo vital que une os reservatórios de corpos d'água e terrestre (GRIMM, 1999). Neste ciclo, com o calor obtido da energia solar absorvida, a água evapora dos oceanos e, em menor quantidade, dos continentes para a atmosfera, onde as nuvens se formam. Frequentemente ventos transportam o ar carregado de umidade através de grandes distâncias antes que haja formação de nuvens e precipitação. A precipitação que cai no oceano terminou seu ciclo e está pronta para recomencá-lo. A água que cai sobre os continentes, contudo, ainda pode seguir várias etapas. Uma porção se infiltra no solo como água subterrânea, parte da qual deságua em lagos e rios ou diretamente no oceano. Quando a taxa de precipitação é maior que a capacidade de absorção da terra, outra porção escorre sobre a superfície, para rios e lagos. Grande parte da água que se infiltra ou que escorre acaba evaporando. Em adição a essa evaporação do solo, rios e lagos, uma parte da água que se infiltra é absorvida por plantas que então a liberam na atmosfera através da transpiração. Medidas da evaporação direta e da transpiração são usualmente combinadas como evapotranspiração (TUCCI e CLARKE, 1997).

Ao contrário do oxigênio e nitrogênio, os dois componentes mais abundantes da atmosfera, o **vapor d'água** pode mudar de um estado nas condições de temperatura e pressão recorrente na superfície da Terra. Os processos de mudança de estado exigem energia, que é o calor seja absorvido ou liberado.

O **calor** é uma forma de energia em fluxo. E este conhecimento faz-se necessário, pois quando se trata da análise do perfil termodinâmico da atmosfera, devemos considerar que tal energia está relacionada diretamente à transmissão de calor por convecção. Que por sua vez pode desencadear os processos de formação das nuvens, precipitação, transporte advectivo de calor (através de circulação geral da atmosfera) e o balanceamento energético do planeta.

Nas regiões tropicais a radiação solar é considerada uma importante fonte de calor para manter a circulação geral da atmosfera, uma vez que grande quantidade da radiação

incidente é absorvida pelos componentes da atmosfera e transformada em outras formas de energia, como o calor latente e sensível.

O vapor d'água é um dos mais importantes constituintes atmosféricos. Em meteorologia, o termo umidade atmosférica refere-se à presença de vapor d'água na atmosfera e não à presença de água nas formas líquida e sólida, portanto a umidade é o termo geral usado para descrever a presença de vapor d'água no ar. Esta presença de vapor d'água pode ser descrita quantitativamente de várias maneiras. Entre elas estão a pressão de vapor (e), a umidade absoluta (ρ_V), a razão de mistura (r), a umidade específica (q_e), e a umidade relativa, (UR).

Para uma melhor compreensão sobre vapor d'água na atmosfera, deve-se ter um conceito de saturação, observa-se quando há troca de moléculas de água nos dois sentidos, entre a interface de água e ar, ou seja, as moléculas de água estão em contínuo fluxo entre as fases líquida e gasosa. Durante a evaporação, mais moléculas de água passam para a fase de vapor das que retornam à fase líquida; durante a condensação, mais moléculas de água retornam à fase líquida das que entram na fase de vapor. Eventualmente, um estado de equilíbrio dinâmico pode ser atingido, no qual as moléculas de água passam com a mesma taxa para a fase líquida e para a fase de vapor. Neste estado, a pressão exercida pelo vapor de água é chamada pressão de vapor de saturação (e_s).

Vianello e Alves (2012), considera-se que existem várias maneiras de produzir a saturação do ar ambiente: a primeira, evidentemente, é pelo aumento da quantidade de vapor d'água presente no ar atmosférico (acréscimo de vapor). A saturação também pode ser alcançada pelo acréscimo da temperatura, aumentando assim a umidade relativa do ar. Pode-se, ainda, associar os dois processos, ou seja, reduzir a temperatura enquanto se adiciona mais vapor.

Deste modo existe um caso especial de saturação do ar, isto é, quando o ar é resfriado a pressão constante, mantendo-se também constante a quantidade de vapor d'água na atmosfera. Neste caso, define-se a **temperatura do ponto de orvalho** (T_d), como sendo, “a temperatura na qual a saturação ocorre quando o ar é resfriado a pressão constante e sem adição ou remoção de vapor d'água”. Em outras palavras, é a temperatura na qual a

quantidade de vapor atualmente presente na atmosfera estaria em sua máxima concentração, à mesma pressão (VIANELLO; ALVES, 2012).

Na prática, como nas sondagens por meio de balões, um parâmetro de fundamental importância é a temperatura do ponto de orvalho, que poderá, juntamente com outros elementos, indicar as condições de instabilidade ou estabilidade do ar atmosférico (VIANELLO e ALVES, 2012). A temperatura do ponto de orvalho poderá ser obtida a partir da umidade relativa (UR), como segue

$$T_d = \frac{237,3 \left(\log_{10} UR + \frac{7,5T}{237,3 + T} \right)}{7,5 - \log_{10} UR - \frac{7,5T}{237,3 + T}} \quad (1)$$

para $T \geq 0$ °C, e

$$T_d = \frac{243,33 \left(\log_{10} UR + \frac{7,665T}{243,33 + T} \right)}{7,665 - \log_{10} UR - \frac{7,665T}{243,33 + T}} \quad (2)$$

para $T \leq 0$ °C.

As variáveis físicas de temperatura, pressão e volume, conhecidas como variáveis de estado, são relacionadas nos estudos físicos pela chamada **lei dos gases ideais**. Por definição, um gás ideal segue a teoria cinética dos gases, isto é, um gás ideal é formado de um número muito grande de pequenas partículas ou as moléculas, que tem um movimento rápido e aleatório, sofrendo colisões perfeitamente elásticas, de modo a não perder quantidade de movimento. Além disso, as moléculas são tão pequenas que as forças de atração entre elas são negligenciadas. Embora a lei dos gases tenha sido deduzida para gases ideais, ela dá uma descrição razoavelmente precisa do comportamento da atmosfera, que é uma mistura de muitos gases. O comportamento dos gases reais será tanto mais próximo do de um gás ideal quanto mais elevada for sua temperatura e mais baixa for a pressão. Na atmosfera, em geral os gases se comportam praticamente como gases ideais, (VIANELLO e ALVES, 2012).

Para se obter essa relação de temperatura, pressão e volume, considera-se uma amostra de um gás ideal sofrendo duas transformações, isto é, primeiramente uma isobárica, de um

estado (P_1, α_1, T_1) a (P_1, α^*, T_2) , e a segunda isotérmica de (P_1, α^*, T_2) a (P_2, α_2, T_2) . Nas expressões antecedentes α , corresponde ao volume específico do gás.

Assim, a equação de estado para um gás ideal pode ser expressa como

$$P\alpha = RT \quad (3)$$

Onde P , α e T corresponde à pressão, volume específico e temperatura absoluta, respectivamente, O R é uma constante específica do gás, está relacionado com atmosfera seca, sem a presença de vapor d'água e com atmosfera saturada com a presença de vapor d'água.

Para o ar seco (sem vapor d'água) o R corresponde à constante específica do ar seco, denotado por R_d , e equivale à

$$R_d = \frac{R^*}{\bar{M}_d} = \frac{8,314 \text{ Jmol}^{-1}\text{K}^{-1}}{28,964 \times 10^{-3} \text{ kgmol}^{-1}} = 287,05 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1} \quad (4)$$

onde R^* é a constante ideais dos gases e \bar{M}_d , é valor médio massa molar dos gases que constituem a atmosfera, menos o vapor d'água.

Analogamente podemos derivar a constante específica do ar úmido, R_v , como sendo

$$R_v = \frac{R^*}{M_v} = \frac{8,314 \text{ Jmol}^{-1}\text{K}^{-1}}{18,015 \times 10^{-3} \text{ kgmol}^{-1}} = 461,50 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1} \quad (5)$$

onde M_v é a massa molar da água (vapor d'água).

A variação vertical da pressão e densidade é muito maior que a variação horizontal e temporal. Para determinar a variação média vertical da pressão, consideremos uma atmosfera idealizada que representa a estrutura média horizontal e temporal da atmosfera, na qual as forças verticais estão em equilíbrio. O equilíbrio exige que

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g \quad (6)$$

Onde ρ é a densidade do ar atmosférico, g é a aceleração da gravidade e dP/dz corresponde a derivada da pressão em relação a altitude z , a equação (6) é conhecida como **equação de equilíbrio estático**.

Se a massa da atmosfera estivesse uniformemente distribuída sobre o globo, a pressão ao nível do mar ($z_0 = 0$) seria $1,013 \times 10^5 Pa$, que é referida como a pressão atmosférica normal.

Além da energia potencial e cinética macroscópica que um corpo possui, ele também contém energia interna, devido à energia cinética e potencial de suas moléculas ou átomos. A energia cinética interna aumenta com o aumento do movimento molecular e se manifesta por aumento de temperatura do corpo, enquanto que mudanças na energia potencial das moléculas são causadas por mudanças em suas configurações relativas. No que segue, consideremos a energia potencial e cinética macroscópicas inalteradas.

Pela lei da conservação da energia (**primeira lei da termodinâmica**), expressa-se por

$$\delta Q = c_p dT - \alpha dP \quad (7)$$

Essa é a versão mais usada em meteorologia, para expressar a primeira lei da termodinâmica, uma vez que as variáveis P e T são observáveis rotineiramente, nesta equação o termo c_p corresponde ao calor específico a volume constante.

Se o material muda seu estado físico (pressão, volume ou temperatura) sem receber ou liberar calor, a mudança é dita adiabática. Neste caso, $\delta Q = 0$.

Para entender os **processos adiabáticos** na atmosfera é usual pensar nas correntes ascendentes e descendentes de ar como se fossem compostas de unidades discretas de massa, chamadas parcelas de ar, que são consideradas:

- i) termicamente isoladas do ambiente de modo que sua temperatura muda adiabaticamente quando sobem ou descem, ou seja, não recebe ou libera calor para o ambiente;
- ii) como tendo a mesma pressão do ar ambiente no mesmo nível, que é suposto está em equilíbrio hidrostático e

iii) movendo-se com lentidão suficiente para que sua energia cinética seja muito menor de sua energia total, que neste caso pode ser omitida.

Considere uma parcela de ar que se desloca verticalmente na atmosfera, num processo adiabático, processos desse tipo são comuns na natureza, assumindo o equilíbrio dinâmico entre a parcela e o meio, podemos expressar da seguinte maneira

$$\left(\frac{dT}{dz}\right)_{\text{parc.}} = -\frac{g}{c_p} = \Gamma_d \quad (8)$$

Esta equação mostra que, num processo adiabático seco, a temperatura de uma parcela de ar, decresce com a altura na razão constante igual a (g/c_p) . Essa razão é denominada razão adiabática seca (Γ_d), também conhecido como “*lapse rate (LR)*”, seu valor é aproximadamente $9,8 \text{ }^\circ\text{C/km}$.

Se a parcela de ar sobe suficientemente, seu resfriamento pode causar condensação. O nível em que isto ocorre é o Nível de Condensação por Levantamento (NCL). Deste nível em diante, calor latente de condensação é liberado. Embora a parcela continue a se resfriar adiabaticamente, a liberação de calor latente tende a diminuir a taxa de resfriamento. Em outras palavras, acima do nível de condensação por levantamento a taxa de resfriamento é reduzida pela liberação de calor latente. Esta taxa de resfriamento mais baixa é chamada taxa adiabática úmida ou saturada (Γ_s), pode ser calculado conforme a equação

$$\Gamma_s = \frac{\Gamma_d}{1 + \frac{L}{c_p} \frac{d.r_s}{dT}} \quad (9)$$

onde: Γ_d é a taxa adiabática seca; L é o calor latente de condensação; r_s é a razão de mistura de saturação. Note-se que sempre $\frac{dr_s}{dT} > 0$ e, portanto, $\Gamma_s < \Gamma_d$.

1.2.2 Convecções atmosféricas (instabilidade e estabilidade)

Em primeiro lugar deve-se caracteriza as tempestades, que em geral estão associados a nuvens tipo *Cumulonimbus (Cb)*. As tempestades provocam precipitação de água líquida e gelo, na forma de chuvisco, chuva leve, moderada e forte, e quando é mais intensa com fortes correntes ascendentes e descendentes também granizo e saraiva. As tempestades podem

aparecer isoladas, ou em grupo na forma de agrupamentos conectivos, de forma mais ou menos desorganizada, ou na forma de linhas de tempestades, chamadas linhas de instabilidade (LI), ou ainda quando uma das tempestades do agrupamento cresce mais que todas as outras e atinge grandes proporções, como uma super-célula.

Uma típica nuvem de tempestade apresenta um diâmetro de 10 a 20 km, alcança altitudes também de 10 a 20 km e dura em média de 30 a 90 minutos. Algumas vezes permanece fixa em um dado lugar, outras vezes movimenta-se com uma velocidade de 40 a 50 km/h. Pode ser identificada por seu largo e brilhante topo esbranquiçado visto por imagens de satélite, que se projeta na direção dos ventos formando uma saliência denominada bigorna (PINTO JR; PINTO, 2000).

Nuvens de tempestades, são as nuvens *cumulonimbus* (*Cb*), que comumente são classificadas em tempestades isoladas e tempestades organizadas, onde as isoladas tem duração de aproximadamente 1 ou 2 horas e sua ocorrência está relacionada a fatores locais como, orografia, aquecimento diurno e teor de umidade local. Por outro lado, as tempestades organizadas ou sistemas convectivos de mesoescala, além da duração e atividade elétrica intensa, costumam ser mais severos, apresentando chuvas fortes, ventos violentos e granizo (PINTO JR; PINTO, 2000).

Tempestades acontecem quando há suficiente libertação de calor latente pela condensação de gotas de nuvem e cristais de gelo (na parte fria da tempestade). Dentro da tempestade coexistem movimentos verticais ascendentes e descendentes intensos, o que gera muita turbulência mistura e estranhamento de ar pelo topo da tempestade a medida que ela cresce. O ar seco que entra pelo topo é muito seco e evapora as gotas e cristais da nuvem gerando resfriamento das parcelas de ar e sua descida através da nuvem, na forma de correntes descendentes, ao mesmo tempo que correntes ascendentes sobem devido ao aquecimento das parcelas de ar pela libertação de calor latente de condensação.

As tempestades ocorrem quando a atmosfera se encontra termodinamicamente instável, há energia potencial disponível para ser convertida em movimento de ar ascendente dentro da nuvem e descendente fora da nuvem (na forma de uma célula de circulação), e quando há convergência do vento em superfície, por exemplo, junto a uma frente de rajada de brisa marítima durante o período conectivo.

A atmosfera pode ser classificada de acordo com seu estado de equilíbrio termodinâmico. De maneira simplificada, ela é considerada estável quando não há movimentos turbulentos expressivos na vertical, caracterizada geralmente por fracos ventos. No caso de estabilidade atmosférica, as camadas de ar mais próximas da superfície são mais frias do que as camadas logo acima destas, gerando uma camada de estabilidade. Caso uma parcela de ar seja deslocada verticalmente nestas condições, ela tende a retornar a sua posição inicial. A atmosfera neutra é caracterizada por condições de ventos moderados e caso exista um deslocamento vertical de uma parcela de ar, esta tende a permanecer onde foi deslocada. Já a atmosfera é considerada instável na ocorrência de camadas de ar consideravelmente mais quentes próximas da superfície e mais frias logo acima. Esse perfil de intenso gradiente de temperatura com o aumento da altura é comum na primavera e verão devido ao grande aquecimento diurno da superfície provocado pela maior incidência de radiação solar nesta estação do ano em grande parte do continente. Esse aspecto favorece a convecção e, conseqüentemente, a instabilidade da atmosfera, favorecendo a formação de nuvens, precipitação e principalmente a ocorrência de tempestades convectivas (FERREIRA et al., 2016).

Para avaliar se a atmosfera é estável ou instável são utilizados índices de instabilidade. De acordo com Benetti e Silva Dias (1986), os índices de instabilidade podem ser definidos como parâmetros numéricos de cálculo objetivo que visam estabelecer uma relação entre a ocorrência de tempestades e a circulação de meso ou grande escala nas quais estão imersas, e para tentar prognosticá-las, utilizam-se perfis verticais de vento, temperatura e umidade.

Os diversos índices de instabilidade podem ser combinados e usados na previsão do tempo operacional. Pinheiro et al. (2014) mostram uma ferramenta objetiva usada para previsão de tempo severo, na qual gera cartas que apontam regiões propensas a nebulosidade, pancadas de chuvas com trovoadas, tempestades, e ocorrência de granizo, implementada na rotina operacional do CPTEC/INPE. Estas cartas são importantes também para a caracterização do tipo de precipitação, permitindo através dos limares usados estabelecer diferentes padrões convectivos (FERREIRA et al., 2016).

Conforme Riehl e Malkus (1958), a formação de nuvens *cumulonimbus* profundas que se comportam como “torres quentes”, com profundidade variando entre 1500 e 5000 m. As

nuvens precipitantes constituem uma parte significativa da troposfera tropical e um forte acoplamento entre as diversas camadas troposféricas é estabelecido pela convecção.

A região tropical é caracterizada como uma região com forte atividade convectiva é diferente de outra com pouca ou nenhuma nebulosidade cúmulos. Desta forma, a estrutura termodinâmica da atmosfera pode ser determinada pelo tipo de convecção presente (BETTS, 1974a; RIBEIRO e MOTA, 1994), pois a baixa troposfera geralmente se apresenta mais fria em dias chuvosos que em dias seco (RIEHL et al., 1973; BETTS, 1976). Assim, a atividade convectiva local afeta a profundidade inteira da troposfera e serve para unir a camada limite com o resto da atmosfera. O estado termodinâmico e dinâmico da circulação de escala maior (meso e grande) é vital para o crescimento, desenvolvimento e manutenção dessa convecção (MOTA; NOBRE, 2006).

Soden (2000), analisando o ciclo diurno da convecção, nuvens e vapor d'água na alta troposfera tropical, concluiu que a amplitude do ciclo diurno convectivo é tipicamente maior sobre áreas continentais, mas variações significativas também são observadas sobre oceanos. Além disso, variações de nuvens e vapor d'água na alta troposfera ocorrem em fase com variações de convecção profunda (que pode precipitar) sobre o continente, mas fora de fase com aquela sobre o oceano.

Apesar das regiões tropicais serem propícias a convecção profunda, existe bastante variabilidade na organização desse fenômeno atmosférico e nas condições favoráveis a ele, devido, por exemplo, a estabilidade termodinâmica, a forçante na superfície e ondas de grande escala (SHERWOOD e WAHLRICH, 1999; HOLLOWAY e NEELIN, 2009; NEELIN et al., 2009; SHERWOOD et al., 2010).

De uma forma geral, vários fatores têm sido identificados, no que parecem ser necessários, ou pelo menos favoráveis para o desenvolvimento de convecção organizada, incluindo a instabilidade, vapor d'água acima da camada de inversão dos ventos alísios, divergência em altos níveis, convergência em baixos níveis ou movimento vertical e vortacidade em níveis superiores (TANAKA et al., 2014).

Em altos níveis ocorre divergência, e essa divergência causa movimentos descendentes nas vizinhas da atividade convectiva. Esses movimentos descendentes ressecam

o ambiente, diminuindo a convergência de umidade e, conseqüentemente, a formação de novas células convectivas também é inibida (TANAKA et al., 2014).

O aspecto termodinâmico da atmosfera é destacado pela relação entre os valores da temperatura potencial equivalente (θ_e) e da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE). Esse último é um parâmetro que depende, principalmente, das condições da baixa atmosfera e da estrutura termodinâmica da atmosfera. Altos valores da CAPE estão associados com forte instabilidade da atmosfera, e isso proporciona aumento do empuxo, o qual ao ultrapassar a energia de inibição convectiva (CINE) favorece os movimentos convectivos. Além disso, ela é uma medida padrão de instabilidade, condição que também é requerida para que ocorra convecção.

Por outro lado, a evolução diurna da θ_e à superfície apresenta uma boa relação com a evolução diurna da CAPE, pois quando os valores da θ_e são altos, a CAPE também apresenta valores altos, e nesse caso, a atmosfera é instável e apresenta uma camada profunda de empuxo positivo e pequena inibição de convecção (MACHADO et al., 2002).

Na região do leste da Amazônia, estudos realizados no município de Belém-PA, que está situada no leste da Amazônia e possui dois períodos bem definidos: o período chuvoso de dezembro a maio, e período menos chuvoso de junho a novembro (FIGUEROA e NOBRE, 1990; MARENGO et al., 2001; DE SOUZA e AMBRIZZI, 2002). No entanto para uma compreensão do clima da região de Santarém observa-se as mesmas condições, mudando pouco em comparação a Belém-Pa. Portanto a definição das estações, chuvosa e menos chuvosa (ou período seco para a região de Santarém), é consequência, principalmente, da migração latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que durante o verão austral está posicionada mais abaixo da linha do Equador, podendo alcançar até 5° S de latitude, provocando intensas chuvas nessa região, enquanto no inverno austral está mais ao norte, podendo alcançar até 10° N, e como consequência ocorre redução das chuvas na Amazônia (CITEAU et al., 1988; UVO e NOBRE, 1989; WALISER e GAUTIER, 1993; CAVACALTI et al., 2009). Vale ressaltar que o presente trabalho foi realizada na cidade de Santarém-PA, situada na região central da Amazônia.

Para entender e caracterizar o papel das condições termodinâmicas da atmosfera, sabe-se que em regiões tropicais, a convecção profunda se desenvolve em uma área muito pequena

na forma de célula convectiva, o **método da parcela**, pode ser empregado para avaliar a instabilidade da atmosfera e a formação de nuvens (TAVARES e MOTA, 2012).

Esse método deu origem aos parâmetros termodinâmicos, como a Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) e os índices de instabilidade, os quais mostram a estrutura termodinâmica vertical da atmosfera. Em especial a CAPE desempenha um papel importante no acionamento e na intensidade da convecção, é controlada por mudanças nos fluxos de calor e umidade próximos a superfície.

Para Fisch et al. (1998) a circulação geral da alta troposfera sobre a América do Sul tem sido bastante estudada nos últimos anos, e esta região possui uma característica muito particular de apresentar o desenvolvimento de um anticiclone em altos níveis (200 hPa), durante os meses de verão, associado com a forte convecção da região amazônica. Este anticiclone foi denominado de Alta da Bolívia (AB), pois situa-se sobre a região do altiplano boliviano. Durante a época de inverno, ocorre a baixa intensificação da AB, com o seu completo desaparecimento. A localização geográfica da AB possui variação intrasazonal e interanual, associada a convecção na Amazônia.

Molion (1987), verificou em seus estudos que as condições meteorológicas na Amazônia são afetadas por um amplo espectro de fenômenos que variam desde a escala de convecção-cúmulo até as configurações da circulação de escala global. Linhas de instabilidade (LI) associadas com brisa marítima e perturbações nos ventos alísios, causados por penetrações profundas de sistemas frontais nas regiões subtropicais bem como a convecção organizada por sistemas frontais do Hemisfério Sul.

No estudo de Molion (1987), as Linhas de Instabilidade (LI) que ocorrem na Amazônia são responsáveis pela formação de chuvas próximo à costa litorânea dos estados do Pará e Amapá, bem como de precipitação na Amazônia Central, durante a estação seca. Estudos preliminares (COHEN et al. (1989) mostraram que estas LI são um dos sistemas atmosféricos atuantes na área leste do Pará e que contribuem com 45 % da chuva que cai durante o período chuvoso. Estas linhas são caracterizadas por possuir grandes conglomerados de nuvens *cumulonimbus* e são formadas devido à circulação de brisa marítima, podendo-se prolongar para o interior do continente ou não. Devido a suas dimensões, estas LI são facilmente observadas por imagens de satélites. De acordo com

Cohen et al. (1989), as LI prolongada para o interior constituem 62 % dos casos observados, sendo o restante (38 %) compreendido de LI não prolongada para o interior.

Nos trópicos, o parâmetro climatológico mais importante é a precipitação. As causas físicas de sua variabilidade interanual na Amazônia ainda não são bem conhecidas, mas certamente estão ligadas às flutuações de macroescala, principalmente as da intensidade da circulação de Hadley-Walker. Estas flutuações, por sua vez, estão relacionadas com a intensidade e a variabilidade, tanto espacial como temporal, das fontes de calor latente nas regiões equatoriais (MOLION, 1987).

Explicar os máximos e mínimos alternados, característicos da distribuição da precipitação média anual. As interações entre essa gama de processos são importantes na determinação da distribuição da precipitação e sua variabilidade anual. Uma das principais preocupações no que se refere às mudanças climáticas é o papel do homem em transformar inadvertidamente a superfície de grandes áreas continentais através da remoção de vegetação natural (MOLION, 1987).

Pinheiro et al. (2014), sugerem que alguns limiares usados para representar eventos convectivos podem variar com a geografia do local, período do ano e situação meteorológica. Além disso, sugerem outro ponto importante, conhecer o comportamento dos modelos sob diferentes situações meteorológicas e, portanto, empregar tais informações à tomada de decisão.

2 OBJETIVOS

2.1.1 Objetivo geral

Classificação climatológica da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE), Energia de Inibição da Convecção (CINE), índices de instabilidade K (K) e precipitação correspondendo ao período de agosto de 2011 a setembro de 2016 na cidade de Santarém-Pa.

2.1.2 Objetivos específicos

Elaborar diagramas termodinâmicos das médias mensais, permitindo assim o cálculo da CAPE/CINE e do K.

Fazer médias mensais de todos os parâmetros citados anteriormente (CAPE, CINE, K e precipitação) e analisando sobre a perspectiva da sazonalidade interanual e diurnas.

Comparar os índices de instabilidade entre seus períodos sazonais.

3 MATERIAL E MÉTODO

3.1 Descrição da área de estudo

O estudo foi desenvolvido no município de Santarém, localizado na confluência do rio Tapajós com o rio Amazonas no oeste do estado do Pará, Brasil, tendo suas coordenadas geográficas, 2° 24' 52'' S (latitude) e 54° 42' 36'' (longitude) W. Situada em uma região continental tropical, na Amazônia Central, onde a vegetação dominante é de floresta tropical úmida, ver **Figura 2**.

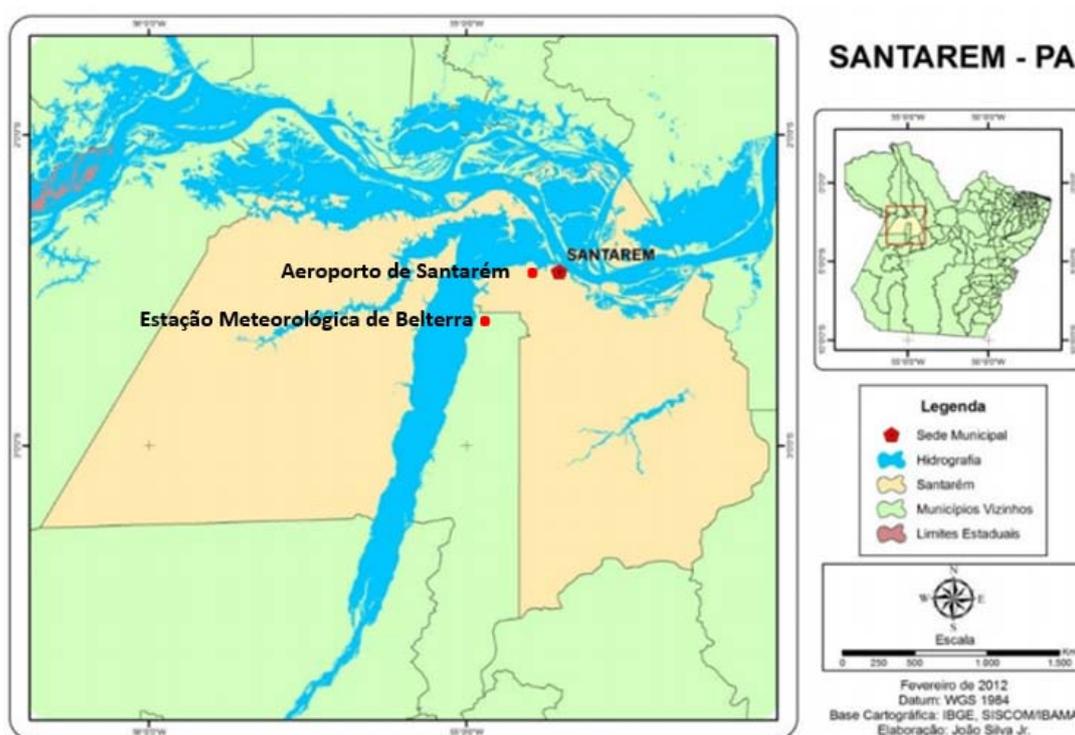


Figura 2 - Mapa do estado do Pará com a localização geográfica da região de Santarém - PA. Fonte: <http://i1.wp.com/expedicaoamazonica2.files.wordpress.com/2015/09/santarém.png?ssl=1>.

A microrregião de Santarém apresenta clima tropical úmido, do tipo **Am**, segundo Köppen, com médias anuais de temperaturas de 31,2 °C, 26,0 °C e 22,6 °C para máxima, média e mínima, respectivamente. A umidade relativa do ar média anual é de 84 % e a precipitação pluviométrica anual média é de 2.096 mm, com as maiores concentrações entre os meses de dezembro a julho, sendo março o mês de maior precipitação (BASTOS, 1972).

A hidrografia do município é dividida em seis bacias hidrográficas, sendo estas: Bacia do Rio Amazonas, que abrange mais de 1/6 de toda a extensão territorial do município; Bacia do Rio Arapiuns, localizada na porção oeste do município, entre as bacias do Tapajós e do

Amazonas; Bacia do Rio Tapajós, que é a segunda em extensão territorial, dentro das terras do município. Bacias dos Rios Muju, Mujuí e Curuá-uma. As bacias dos rios Muju e Mujuí são tributárias da bacia do rio Curuá-uma e juntas formam toda a malha hídrica existente na chamada “Região do Planalto” (AMAZONAS, 2008).

Sua cobertura vegetal é constituída por floresta densa e floresta aberta, sendo esta última com duas fisionomias distintas: floresta aberta cipoal e floresta aberta palmeiras. Ocorrem também na região campos e cerrados. Nas áreas em que houve desflorestamento, a floresta primária foi sucedida pela floresta secundária ou capoeira. Nas áreas sob influência de inundação fluvial, encontra-se o predomínio de espécie arbustivas e subarbustivas (AMAZONAS, 2008).

O relevo da área varia de plano a levemente ondulado. O solo predominante é o Latossolo Amarelo Distrófico, que são solos profundos e de textura muito argilosa, com baixa capacidade de troca catiônica. O segundo tipo de solo predominante é argiloso vermelho amarelo distrófico, ocorrendo também algumas manchas de solos arenosos, geralmente nos fundos dos vales de drenagem, também ocorre com menor proporção os solos neossolo e gleissolo e também Podzólico Vermelho Amarelo, este último que se encontra distribuído em região declivosa (IBGE, 1991).

A região de estudo, como parte dos trópicos, é caracterizada por apresentar terrenos com baixa variação topográfica e também apresenta uma grande variação de terrenos como rios, lagos, florestas, etc. Dessa forma, pode ser considerada como uma área ideal para se fazer estudos de processos convectivos, principalmente, observações de eventos convectivos e da distribuição vertical de vapor d'água.

3.2 Coleta de dados

Os dados de uma radiossondagem é obtida pelo lançamento de um instrumento equipado com sensores para medir grandezas meteorológicas, tais como temperatura, pressão e umidade, sendo que a precisão de medida desses sensores é de 0,1 °C, para a temperatura, de 1,0 %, para a umidade relativa, e de 0,1 hPa para a pressão atmosférica (FISCH, 1995). Os sistemas de radiossonda, é lançado na atmosfera acoplado a um balão meteorológico; no qual

possui um emissor de rádio, que transmite informações da atmosfera, através de antenas, para um receptor que fica instalado em superfície.

Conforme Vianello e Alves (2012), ao lado de outras técnicas (balões cativos, balões livres, aviões e satélites), as radiossondagens são ainda largamente usadas. Trata-se de um tipo de sondagem das camadas superiores da atmosfera, em que um conjunto de equipamento, devidamente acondicionados no interior de uma pequena caixa plástica, é transportado da superfície para a atmosfera superior, por meio de um balão inflado com gás hélio (ou hidrogênio). O deslocamento da sonda é registrado por uma antena GPS, que permite a medida da direção e velocidade do vento, ver **Figura 3**.



Figura 3 - Sistema de radiossonda (a) sensores de temperatura, pressão, umidade, direção e velocidade do vento e antena de transmissão (b) sistema acoplado ao balão. Fonte: DECEA.

As radiossondas geralmente atingem, na atmosfera, alturas de 25 a 30 km. A rede de Estações de Altitude do Brasil conta com aproximadamente 40 estações de radiossondagens, distribuídas entre Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), o Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA) e a Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha (DHN), que são os órgãos operacionais (VIANELLO e ALVES, 2012).

Na área de estudo as radiossondas são lançadas duas vezes ao dia, pelo Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DCEA) de Santarém, no aeroporto de Santarém, na Estação Meteorológica de Altitude (EMA) sob a identificação: SBSN – 82244 com localização geográfica de 2° 25' 29'' S e 54° 47' 09'' W, com altitude de 72 m. Os horários de lançamentos são às 0000 e 1200 em Coordenadas Universais do Tempo (UTC) do inglês, *Coordinated Universal Time* que correspondendo às 21:00 (noite) e 09:00 (dia) Horário Local (HL), respectivamente. Porém as sondagens só começaram a ser disponibilizadas a partir do

mês de agosto de 2011, por isso, que os estudos correspondem a esta data, também vale registrar que os dados das radiossondagem estão com distribuição temporal em certos pontos muito dispersos, como será visto na **Figura 5**.

As EMA's têm por finalidade coletar, através de Radiossodagem, dados de pressão, temperatura, umidade, direção e velocidade do vento, nos diversos níveis da atmosfera.

Devido ao alto custo de manutenção, as EMA's são poucas e esparsas, portanto as poucas observações disponíveis se tornam extremamente importantes na determinação da estrutura tridimensional do estado da atmosfera.

Depois do lançamento os dados são disponibilizados no site: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, da *University of Wyoming – College of Engineering – Department of Atmospheric Science*.

Para análise complementar, foram adquiridos dados de precipitação total da Estação Meteorológica de Observação de Superfície Convencional (EMOSC) de Belterra, sob a identificação nº 82246, com localização geográfica de 2° 37' 48'' S e 54° 57' 00'' W, com altitude de 175,74 m do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Para tanto utilizou-se os dados históricos do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) no período de 01 de janeiro de 2011 a 31 de dezembro de 2016, perfazendo seis anos. Os dados foram obtidos através do site: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>.

Uma EMOSC é composta de vários sensores isolados que registram continuamente os parâmetros meteorológicos (pressão atmosférica, temperatura e umidade relativa do ar, precipitação, radiação solar, direção e velocidade do vento, etc), que são lidos e anotados por um observador a cada intervalo e este os envia a um centro coletor. Para a estação de Belterra a precipitação acumulada é enviada a cada 24 horas.

3.3 Análise dos dados

Primeiramente foram analisadas as variáveis de Pressão, Temperatura e Umidade Relativa do ar, que corresponde as variáveis primárias que os sensores das sondagens registram, a partir das variáveis primárias são encontradas outras variáveis como temperatura

virtual, temperatura potencial, temperatura potencial equivalente, temperatura potencial equivalente saturada, temperatura potencial virtual, entre outros.

Como comentado anteriormente os dados são disponibilizados diariamente sendo 09:00 HL e 21:00 HL. Porém uma das grandes dificuldades referente a este estudo, é que os dados disponibilizados não estavam uniformemente distribuídos em seus níveis ou camadas (entende-se como níveis a altura potencial ou pressão), ou seja, para cada dia de sondagens havia uma forma diferente de distribuição dos seus níveis, então, neste caso, houve a necessidade de interpolar os dados para que tivessem uma uniformidade níveis após níveis, neste estudo considerou os níveis de 100 em 100 m. Após este primeiro processo, foi tirado uma média mensal das variáveis de interesse.

Outro problema foi observado, os dados da superfície, muitas das vezes estavam em desacordo, então houve a necessidade de considerar os dados a partir dos 200 m, partindo da superfície, lembrado que a estação está a 72 m do nível do mar, o limite superior para análise foi de 15 mil metros, que é aproximadamente o limite da troposfera nesta região. Esta interpolação foi necessária, pois devia-se ter uma compreensão do comportamento das temperaturas potenciais (θ), temperaturas potenciais equivalentes (θ_e), e temperaturas potenciais equivalentes saturadas (θ_{es}), em níveis regulares, a fim de encontrar a Energia Potencial Disponível Convectiva, em alguns casos foram corrigidos ou eliminados alguns pontos que estavam fora do intervalo de confiança. Com os dados corrigidos, plotou-se os gráficos da pressão correlacionando com as temperaturas acima descrita, estes gráficos consistiam das médias mensais para os cinco anos de estudo (agosto de 2011 a setembro de 2016), totalizando 108 gráficos. Todo este processo, usou-se recurso computacional, das aquisições dos dados até a plotagens dos gráficos, utilizou-se o *software* MATLAB®, para encontrar os índices de instabilidade da CAPE/CINE e K foi utilizada a planilha do Libre Office, sempre utilizando os dados das médias mensais interpolados e os gráficos como parâmetros consultivos, de forma a encontrar os níveis de pressões de referências. Para a plotagem dos climogramas, utilizou-se também o recurso da planilha do Libre Office.

Como os dados de radiossonagem fornecem somente as variáveis de pressão, temperatura, umidade relativa, velocidade e direção do vento, houve a necessidade de derivar as outras grandezas de interesse. Portanto, foram utilizadas equações propostas por (BETTS,

1974) e modificadas por (BOLTON, 1980), para os cálculos dos seguintes parâmetros termodinâmicos, como segue:

3.3.1 Razão de mistura (r)

Defini-se como, a razão entre a massa de vapor d'água e a massa de ar seco. É uma medida da quantidade de vapor d'água que uma parcela de ar contém, usualmente expressa em (g/kg), ou seja, é a massa do vapor d'água contida na mistura em uma unidade de massa do ar seco. Então, a razão de mistura pode ser calculada através da seguinte equação

$$r = \frac{m_V}{m_d}$$

Para se chegar a uma expressão que se possa ser viável experimentalmente, deve levar em consideração as constantes termodinâmicas, como: a constante específica do ar seco ($R_d = 287,05 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$), a constante específica do vapor d'água ($R_V = 461,50 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$), o calor específico do ar atmosférico seco a pressão constante ($c_p = 1005 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$), o calor específico do ar atmosférico seco a volume constantes ($c_v = 718 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$) e calor latente de mudança de fase, que neste caso sofrem algumas mudanças na presença de vapor d'água. Podemos definir razão de mistura de uma forma viável, como

$$r = \varepsilon \frac{e}{P - e}. \quad (10)$$

Onde ε é a razão entre $M_V/\bar{M}_d = R_d/R_V = 0,622$ [adimensional]; P é a pressão atmosférica, expressa usualmente em [hPa] (1hPa = 10^2 Pa = hecpascal) e e é a pressão parcial do vapor, também expressa em hPa, calculado por

$$e = \frac{UR \times es}{100}, \quad (11)$$

Em que UR é a umidade relativa dado em [%], é definido como a razão entre a pressão parcial do vapor e a pressão de saturação de vapor, os valores de UR são fornecidos pela radiossondagens.

A Pressão de saturação de vapor (e_s), é a pressão parcial de vapor d'água na condição de saturação, sua unidade usualmente é usado [hPa]. É dada pela equação (em função da temperatura, dado em °C), como

$$e_s = 6,1078 \times 10^{\left(\frac{7,5 T}{T+237,3}\right)}, \quad \text{para } T \geq 0 \text{ °C.} \quad (12a)$$

e

$$e_s = 6,107 \times 10^{\left(\frac{7,665 T}{T+243,33}\right)}, \quad \text{para } T < 0 \text{ °C.} \quad (12b)$$

A equação acima são conhecidas como a equação de Tetens (1930) e equação de Tetens – Alduchov (1988), respectivamente (VIANELLO e ALVES, 2012).

3.3.2 Temperatura Potencial (θ)

Uma decorrência importante do processo adiabático da atmosfera pode ser observado, em que denominamos temperatura potencial.

A temperatura potencial é definida como a temperatura que uma parcela de ar (a uma pressão P e cuja a temperatura real T teria se fosse trazida adiabaticamente até o nível de referência, neste caso o nível do mar, que é aproximadamente 1000 hPa, como segue

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R_d/c_p} \quad (15)$$

Onde T é a temperatura ambiente do ar atmosférico em determinado nível, P_0 correspondente a pressão de referência e R_d/c_p é uma constante, conhecida como constante de Poisson.

A temperatura potencial define uma importante variável nos estudos da termodinâmica da atmosfera, dentre as quais a da CAPE e da CINE, que veremos em detalhe mais adiante. O conceito de temperatura potencial é de extrema utilidade em meteorologia. Por exemplo, se necessita comparar as temperaturas do ar em diferentes níveis (altura), para efeito de cálculo de fluxos de calor, não se pode simplesmente medi-las em níveis diferentes e compara-las diretamente, pois a temperatura varia com a pressão e esta com a altura. Então, a maneira

correta de fazer comparações, neste caso, é transformar todas as temperaturas medidas para as mesmas condições de pressão, ou seja, comparar temperaturas potenciais (VIANELLO e ALVES, 2012). Outra forma de expressar a temperatura potencial é

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{0,2854} \quad (16)$$

A constante de Poisson é a razão entre $R_d = 287,05 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ e $c_p = 1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$. Portanto, $R/c_p = 0,2854$.

3.3.3 Temperatura Potencial Equivalente (θ_e)

É a temperatura que uma amostra de ar teria, se toda a sua umidade fosse condensada por um processo pseudo-adiabático e depois essa amostra fosse trazida ao nível original por um processo adiabático seco, ou seja, é a temperatura que uma parcela de ar teria se todo vapor d'água fosse condensado isobaricamente e adiabaticamente e depois esse vapor condensado fosse retirado da parcela onde o calor latente liberado é usado para aquecer a parcela, dada por

$$\theta_e = \theta \times \exp \left[\left(\frac{3,376}{T_L} - 0,00254 \right) \times r (1 + 0,81 \times 10^{-3} \times r) \right] \quad (13)$$

Onde T_L é a Temperatura Absoluta do Nível de Condensação por Levantamento (NCL), expresso em termo de temperatura absoluta [K] pela seguinte conversão ($T_K = T + 273,15$), conforme (BOLTON, 1980), podemos encontrar a T_L , conforme a expressão

$$T_L = \frac{2840}{3,5 \ln(T_K) - \ln(e) - 4,805} + 55,0 \quad (14)$$

Quando a ar saturado se expande na atmosfera (provocando condensação), ou não ocorre precipitação alguma, ou apenas uma parte das partículas hídricas formadas se precipita. Por outro lado, a quantidade de calor conduzida pelas partículas que abandonam a nuvem é pequena, quando comparada á que nela permanece. Diante disso, costuma-se simplesmente assumir que todo o calor latente liberado continua no sistema, denominando-se (de fato um modelo) de pseudo-adiabático.

O NCL é definido como a pressão na qual uma parcela de ar torna-se saturada quando elevada adiabaticamente e a partir daí pode ocorrer formação de nuvens, (BOLTON, 1980).

3.3.4 Temperatura Potencial Equivalente Saturada (θ_{es})

Considera-se no nível em que a parcela se encontra ela já esteja saturada, precisando apenas levá-la adiabaticamente seca até o nível de 1000 hPa, cuja a equação é dada por

$$\theta_{es} = \theta \exp\left(\frac{2,64 r_s}{T_k}\right) \quad (17)$$

onde r_s é a razão de mistura saturada, cuja a expressão é dada por

$$r_s = 0,622 \frac{e_s}{P - e_s}. \quad (18)$$

3.3.5 Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE)

A determinação da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE), do inglês *Convective available potential energy*, está diretamente relacionado à velocidade vertical potencial máximo dentro de uma corrente ascendente ($w_{max} = \sqrt{2CAPE}$). Assim, quanto maior seus valores, maior será o potencial para desenvolver o mau tempo, sua unidade no Sistema Internacional – SI é J/kg ou m²/s², a CAPE é a medida da integral na vertical da força de flutuabilidade da parcela entre os níveis de condensação por levantamento (NCL) e equilíbrio (NE).

A determinação da CAPE, que é área positiva de uma sondagem no Diagrama Termodinâmico, foi feita usando a seguinte equação (MOTA e NOBRE, 2006):

$$CAPE = g \int_{NCL}^{NE} \left(\frac{\theta_{ep(NCL)} - \theta_{esa}}{\theta_{esa}} \right) dz \quad (19)$$

Onde o NCL é o Nível de Condensação por Levantamento, NE o Nível de Equilíbrio, como dito antes, $\theta_{ep(NCL)}$ é a temperatura potencial equivalente da parcela no NCL, θ_{esa} é a temperatura potencial equivalente saturada do ambiente e g é o valor da aceleração da gravidade.

Como foi dito a CAPE corresponde a área positiva do diagrama termodinâmico, existe quando a diferença entre a temperatura potencial equivalente da parcela e a temperatura potencial equivalente saturada do ambiente for positiva. Isto significa que a pseudo-adiabática do deslocamento da parcela de ar está mais quente que o ambiente, ou seja, que a situação é condicionalmente instável. A área entre a pseudo-adiabática e a sondagem é proporcional à quantidade de energia cinética que a parcela ganha do meio ambiente. Logo a CAPE pode ser usada para verifica às condições de instabilidade da atmosfera ou como critério de equilíbrio da convecção, (MOTA e NOBRE, 2006).

O nível de equilíbrio (NE) pode ser considerado a altura em que a temperatura de uma parcela de ar ascendente é igual à temperatura do ambiente circundante, considera-se onde ocorre o topo das nuvens convectivas.

Tavares e Mota, (2012), sobre os limites de integração aborda da seguinte maneira, o limite inferior da integral é o nível de convecção levantamento (NCL), nível no qual a parcela condensaria caso fosse levantada até este nível. A parcela, uma vez atingido o NCL continuaria em ascensão por um processo pseudo-adiabático até que atingisse um nível de equilíbrio (NE), onde as temperaturas da parcela e do ambiente seriam a mesma, e o empuxo passa a ser direcionado para baixo. O NE é o limite superior da integral.

3.3.6 Energia de Inibição da Convecção (CINE)

A Energia de inibição da convecção (CINE) representa o trabalho necessário para se elevar uma parcela de ar da superfície até seu NCL. Sua definição é igual à da CAPE, mas com o limite de integração inferior sendo a superfície (SUP) e o limite superior a NCL.

Quando a pseudo-adiabática do deslocamento da parcela de ar está mais fria que o ambiente, significa que a situação é estável, ou seja, é necessário que a parcela de ar receba energia para que se desloque para baixo ou para cima. A área entre a trajetória da parcela que se desloca ao longo da pseudo-adiabática e a curva da sondagem é proporcional à quantidade de energia cinética que deve ser fornecida para deslocá-la verticalmente. Esta “área negativa” nos níveis mais baixos da atmosfera é denominada Energia de Inibição da Convecção (CINE), inglês *convective inhibition Energy*. A determinação da CINE é feita pela equação

$$CINE = g \int_{SUP}^{NCL} \left(\frac{\theta_e - \theta_{es}}{\theta_{es}} \right) dz. \quad (20)$$

Para este estudo, devido não ser possível fazer a integração no contínuo dos índices da CAPE e da CINE, portanto, usou-se a regra do trapézio, ou seja, determinou-se as camadas, de 100 em 100 m e daí fez-se a somatória das camadas, levando em conta os limites de integração, desta forma as integrais da CAPE e da CINE, tornam-se

$$CAPE = g \sum_{NCL}^{NE} \left(\frac{\theta_{ep(NCL)} - \theta_{esa}}{\theta_{esa}} \right) \Delta z. \quad (21)$$

e

$$CINE = g \sum_{SUP}^{NCL} \left(\frac{\theta_{ep} - \theta_{esa}}{\theta_{esa}} \right) \Delta z \quad (22)$$

A unidade de medida para a CAPE e da CINE é $J \cdot kg^{-1}$ ou $m^2 \cdot s^{-2}$.

3.3.7 Índice K (K)

O Índice K (K) é particularmente útil na identificação de ambientes convectivos e produtores de chuva intensa. Seu cálculo considera a distribuição vertical de umidade e temperatura e é feito simplesmente pelas temperaturas em 850, 700 e 500 hPa. Quanto maior a umidade, maior a diferença entre as temperaturas de 850 e 500 hPa, e quanto maior o K, maior será o potencial para convecção. O K é muito útil para o diagnóstico de convecção, entretanto não pode ser usado para determinar a intensidade. Sua unidade é [°C], o índice K é definido como (GEORGE, 1960):

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} + T_{d700}) \quad (23)$$

Onde T e T_d são respectivamente temperatura ambiente e a temperatura do ponto de orvalho para cada níveis de pressão [hPa] indicados em subscrito. Assim, o índice K leva em conta a *lapse rate*. Assim, o índice K leva em conta a LR de níveis médios (primeiros dois termos do lado direito de (23)), a umidade em 850 hPa (terceiro termo de (23)), e o nível de secura atmosférica em 700 hPa (último termo). Valores de K acima de 30°C são considerados

altos (alto potencial para ocorrência de tempestades), e acima de 40°C são extremamente altos (potencial extremo para tempestades). Entretanto, deve-se ter cuidado no uso do índice K na identificação de situações favoráveis a tempestades severas com correntes descendentes intensas (NASCIMENTO, 2005).

Lembrando que na literatura existem outros índices termodinâmico e dinâmicos, no qual podemos mencionar o Índice de Instabilidade por Levantamento (ILEV), Índice Showalter (IS), o Índice Levantado (IL), Índice Total Totals (ITT), entre outros. Todos estes índices dar um diagnóstico da instabilidade é estima o potencial da atmosfera para atividade convectivas da atmosfera, (NASCIMENTO, 2005). Esses índices são utilizados mundialmente e possuem ampla fundamentação teórica e científica. De acordo com vários pesquisadores, os índices de instabilidade são indicativos da intensidade da tempestade, sendo úteis na previsão de eventos extremos, pois analisam a estrutura vertical da atmosfera com relação à temperatura e a umidade do ar. Os índices de instabilidade são utilizados com frequência nos centros meteorológicos, dando uma atenção especial a tempestades e fenômenos de mesoescala (10 até 100 km de diâmetro).

Conforme Nascimento (2005), em termos da caracterização da instabilidade atmosférica, é comum analisar-se outros índices termodinâmicos em conjunto com a CAPE. Destes podemos citar o ILEV, IS, K, e ITT, e também a taxa de queda da temperatura ambiental com a altura (*lapse rate*; LR).

Estudos sobre os índices de instabilidade são realizados devido a sua eficiência e pela forma fácil de serem calculados, sendo eles de grande utilidade para a previsão de tempo. Cada índice possui valores padrões obtidos através de pesquisas e indicam a intensidade e os prováveis locais com maiores chances de ocorrência das tempestades e as trovoadas a elas associadas.

3.3.8 Teoria do método da parcela

Conforme Emanuel (1994), um método simplificado de se obter uma visualização da estabilidade da atmosfera é o método da parcela, que consiste em deslocar verticalmente uma parcela de ar adiabaticamente, isto é, sem troca de calor com o meio ambiente, até um determinado nível.

Nessa teoria, considera-se que a temperatura de uma parcela de ar varia adiabaticamente, à medida que é deslocada verticalmente a uma pequena distância de sua posição original. Se a parcela não estiver saturada, considera-se que sua temperatura varia na razão da adiabática seca, ao passo que, se a parcela estiver saturada, esta variação ocorrerá segundo a adiabática saturada.

Também é considerado que a parcela não se mistura com o ambiente que a envolve. Duas hipóteses são consideradas, a primeira é que se durante a ascensão a temperatura da parcela permanecer menor que a do ambiente, diz-se que a atmosfera está condicionalmente estável, já que a parcela por estar mais fria que o meio ambiente, estará mais densa e tenderá a descer. A segunda é que após o deslocamento vertical a temperatura da parcela estiver maior que a do ambiente, isso significa que ela está menos densa e tenderá a subir. Neste caso diz-se que a parcela está condicionalmente instável.

O resfriamento por expansão ocorre quando a pressão sobre a parcela de ar cai, como ocorre quando o ar sobe na atmosfera, ao se expandir ela “empurra” o ar em sua vizinhança e com isto realiza trabalho (positivo). A energia para o trabalho de expansão é retirada da energia interna da parcela de ar, portanto a temperatura cai quando o volume aumenta. Por outro lado, quando ocorre o aquecimento por compressão a parcela de ar desce na atmosfera, neste caso no deslocamento a parcela fornece energia ao meio.

Ao analisar um perfil vertical das temperaturas potenciais, pode se verificar a instabilidade potencial da atmosfera e conseqüentemente a possibilidade de formação de nuvens convectivas. Esta análise é feita usando um diagrama termodinâmico.

Sobre as curvas dos perfis de temperatura potencial, temperatura potencial equivalente e temperatura potencial equivalente saturada, constrói uma curva constante, partindo da superfície até o final da sondagem. Essa curva ao interceptar duas vezes a curva da temperatura potencial equivalente, considera-se o Nível de Condensação por Levantamento (NCL) que representa bem a base das nuvens convectivas, quando há a intercepção pela primeira vez, a segunda interseção na curva da temperatura potencial equivalente saturada é o Nível de Equilíbrio (NE) da parcela, este ponto é considerado como o topo da nuvem. E a partir deste ponto a temperatura da parcela do ar volta a ser menor que a do ambiente e conforme (Foss (2011), e que é o nível a partir do qual uma parcela de ar naturalmente

flutuante passa a ter densidade maior que a do ar ambiente, tendo assim sua ascensão livre interrompida. O NE tipicamente indica o topo da nuvem convectiva

Desse modo às curvas de temperatura potencial equivalente e temperatura potencial equivalente saturada são comparadas. Essa comparação fornecer áreas positivas e negativas. Cada área é considerada proporcional a uma quantidade de energia cinética para parcela que se desloca vertical e adiabaticamente (MOTA, 2004)

Tendo em vista as definições de θ , θ_e e θ_{es} , pode-se determinar a CAPE e a CINE. Ao analisar os perfis verticais destas temperaturas, podem-se verificar as condições de instabilidade da atmosfera e, conseqüentemente, a possibilidade de convecções. Para tanto utiliza-se os índices de instabilidade.

Quando a parcela de ar se eleva livremente e sua temperatura é maior que a do meio, têm-se a CAPE positiva, pois a área no diagrama é positiva, pois como a parcela vai estar mais aquecida, facilita a ocorrência de convecção profunda.

Quando a parcela de ar se encontra em uma camada estável e sua temperatura é menor que a do meio, têm-se essa área no diagrama e é considerada negativa, pois oferece resistência à convecção por ser estável. Essa área é considerada oposta ao da CAPE, por ser negativa, e é também chamada de CINE. O entendimento fica claro quando apresentarmos os diagramas termodinâmicos, ver **Figura 4**.

Deve observar-se que o valor da área calculada não é real, e sim, aproximado, uma vez que foi utilizado o “método da parcela”, e este método não permite que a parcela sofra influência do meio ambiente.

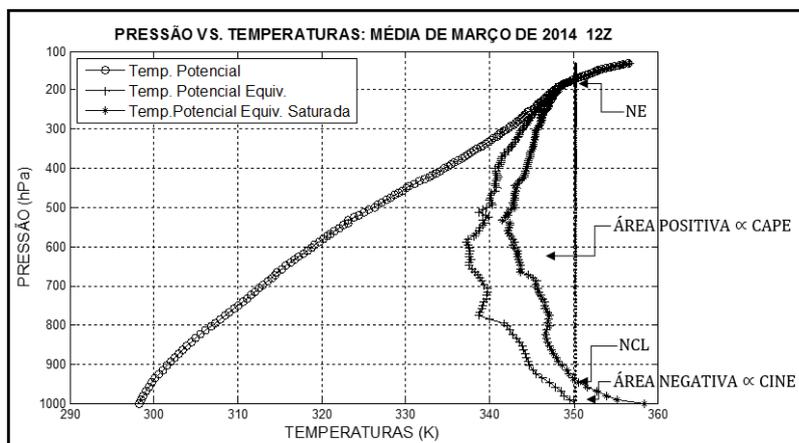


Figura 4 - Diagrama termodinâmico onde o nível de pressão (P) está correlacionado com as curvas da temperatura potencial (θ), temperatura potencial equivalente (θ_e) e temperatura potencial equivalente saturada (θ_{es}). Neste modelo existe uma linha vertical que sai da superfície, partido da θ_e até níveis superiores, a área correspondente entre a linha vertical e a θ_{es} nos limites da NCL e NE corresponde a CAPE “área positiva”. Em contrapartida, a área entre a linha vertical e a curva da θ_e nos limites da superfície ate o NCL corresponde a CINE “área negativa”.

3.3.9 Processos físicos e CAPE

A Tempestade é sustentada pelo empuxo proveniente das correntes ascendentes. À medida que calor latente é liberado com a condensação do vapor, há formação gotículas, que congelam quando super-resfriadas ocorrendo deposição de vapor nos cristais de gelo. O empuxo é determinado pela diferença de temperatura da corrente ascendente e do ambiente multiplicado pela aceleração da gravidade, é uma medida local da aceleração da corrente ascendente, e é regulado pela estabilidade do ambiente e da turbulência entre a corrente ascendente e o meio seco. A magnitude real da força da corrente ascendente é determinada pela integral do empuxo que a corrente sofre à medida que sobe da base da nuvem até uma determinada altura na atmosfera. O empuxo integrado na atmosfera é a CAPE. No geral, quanto maior é o CAPE, maior é a força das correntes ascendentes da tempestade.

O índice CAPE fornece uma medida da máxima energia cinética possível que uma parcela estaticamente instável pode adquirir, assumindo que a parcela ascende sem mistura com o ambiente e se ajusta instantaneamente à pressão do ambiente.

Segundo Silva Dias (1987) as tempestades mais severas em termos de produção de ventanias e granizo ocorrem em condições de grande cisalhamento vertical do vento. Quando o cisalhamento do vento é forte, a tempestade é mais intensa, organizada e persistente. O cisalhamento vertical do vento provoca uma inclinação da corrente ascendente, e a

precipitação pode então ocorrer no ar claro debaixo da corrente ascendente, especialmente na média troposfera dando origem às correntes descendentes. Se o *Cumulonimbus* se mover com uma velocidade que está entre a velocidade do vento nos níveis baixos, médios e altos, as correntes verticais serão então alimentadas por correntes de ar potencialmente quente nos baixos níveis, e potencialmente frio nos níveis médios e altos.

Para os métodos estatísticos, utilizou-se da estatística descritiva, pois havia a necessidade de encontrar o grau de significância das grandezas de interesse como CAPE, CINE e K. Sabe-se que a estimativa-padrão para o resultado da medição de uma grandeza x , extraída de uma amostra de N medidas diretas, $(x_1, x_2, x_3, \dots, x_N)$, é

$$\bar{x} \pm \sigma_{\bar{x}}.$$

Onde \bar{x} é a média das mediadas, $\sigma_{\bar{x}}$ é o erro da medida e σ_x é o erro em cada medida, ou seja o desvio padrão da amostra. A partir desses parâmetros estatístico denomina-se de erro relativo, a razão $\sigma_{\bar{x}}/|\bar{x}|$.

Vuolo (1996) classifica os erros associados a medidas como sendo aleatórios e/ou sistemáticos. Os erros aleatórios são devidos a inúmeros fatores independentes e tendem a distribuir-se simetricamente em torno de zero, além de não dependerem do valor medido. Tais erros estão presentes em todas as séries de dados, e não é possível removê-los destas, embora o erro quadrático médio devido aos erros aleatórios deva tender a zero em conjuntos de dados acurados. Por outro lado, os erros sistemáticos não se distribuem simetricamente em torno de zero, e podem ser devidos a erros na escala do instrumento ou qualquer outro fator que seja persistente no tempo, ou que dependa deste (aumentando gradativamente com o tempo, por exemplo). É possível remover este erro desde que se conheça a sua origem e se determine qual é a relação funcional deste com o tempo.

Teste estatístico como interpolação, média aritmética simples e tendência da série, foram desenvolvidos neste estudo. Os testes estatísticos de média aritmética simples foram usadas para averiguar a variação das variáveis estudadas como a CAPE, CINE, índice K e precipitação total do período estudado. No entanto para verificar a tendência da série foram utilizados a regressão linear através do coeficiente de determinação R^2 e o teste não

paramétrico de Mann-Kendall, no entanto estes testes, só foram utilizados na CAPE e na precipitação total.

Portanto, para verificar se a série temporal da CAPE e da precipitação total possuíam tendência, ou se as mesmas estavam mascaradas por eventuais flutuações de base de dados, como dito, utilizou-se o teste de Mann-Kendall. O teste, proposto inicialmente por Sneyers (1992), é um dos métodos mais apropriados para analisar tendência em uma série, ele permite detectar e localizar de forma aproximada o ponto inicial de determinada tendência. Neste teste, considera-se que, na hipótese de estabilidade de uma série de dados, a sucessão de valores ocorre de forma independente e a distribuição de probabilidade deve permanecer sempre a mesma (série aleatória simples).

Conforme estudos de Dos Santos et al. (2014), o teste mostra se a sucessão de valores X_1, X_2, \dots, X_n de uma série temporal ocorre de forma independente e identicamente distribuída da seguinte maneira:

H_0 = Não há tendência na série;

H_1 = Há tendência na série.

Sendo H_0 é a hipótese nula, ou seja, os valores da série são dependentes. hipótese H_0 é rejeitada quando o valor de tendência encontrado tem nível de significância maior que 0,05. A hipótese alternativa H_1 informa que os dados são independentes e identicamente distribuídos.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Para analisar as condições de estabilidade da atmosfera, utilizou-se dados de sondagem no período de agosto de 2011 até setembro de 2016. A **Figura 5** representa a série temporal do período estudado. Ressalta-se que universidade de *Wyoming* só disponibilizou os dados da estação do aeroporto de Santarém a partir de agosto de 2011, motivo pelo qual o início da série ter iniciado neste mês. O total de sondagens para o período estudado foi de 2827.

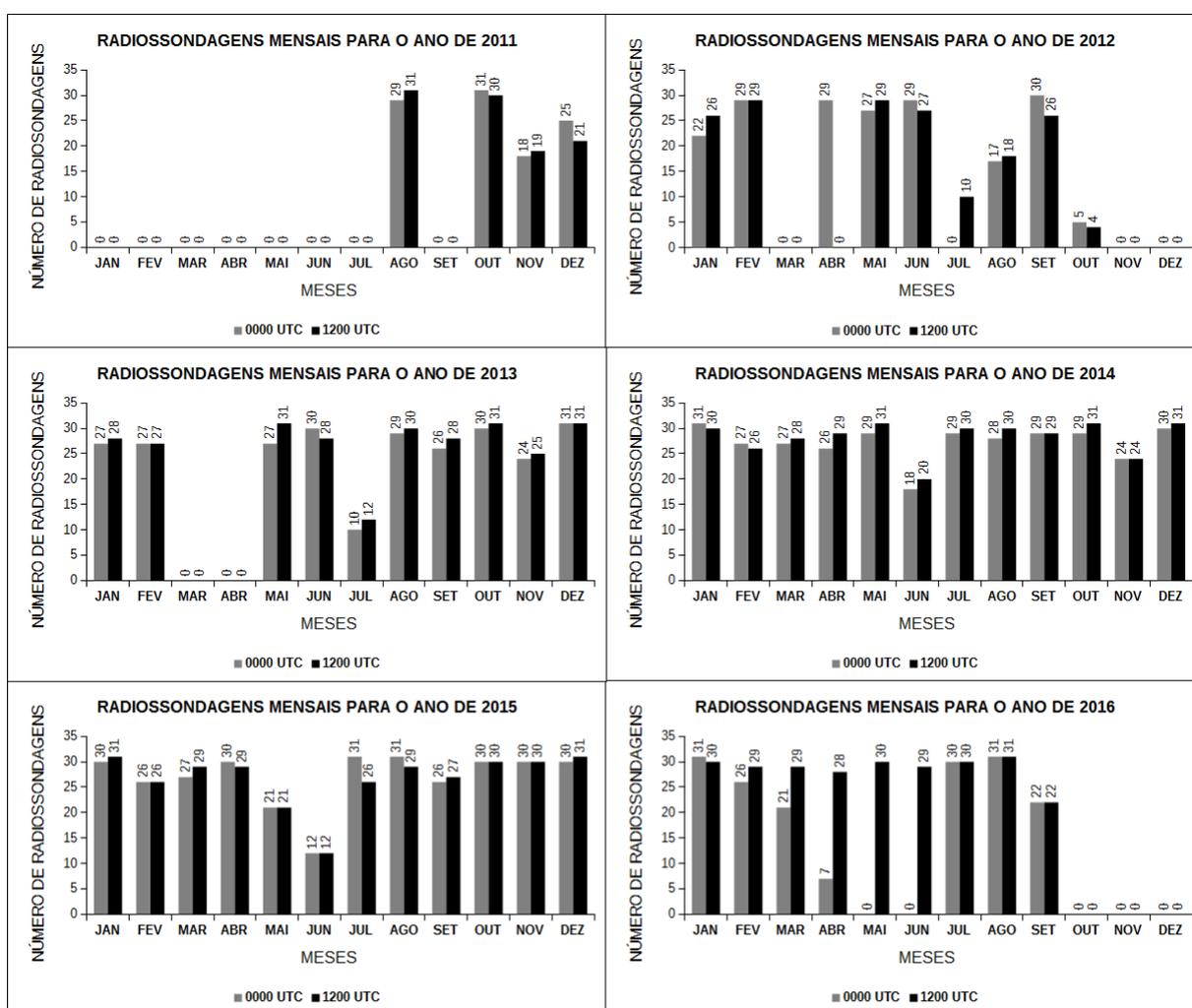


Figura 5 - Frequência mensal das sondagens, para os dois lançamentos diários, no período de 2011 a 2016.

Verifica-se na **Figura 5** onde se observa a distribuição temporal das radiossondagens nota-se falhas em alguns meses, no entanto, para uma análise observacional, podemos concluir que tais “gaps” ou lacunas não comprometam o estudo, ou seja a veracidade dos dados. Sabe-se e é confirmada por diversos autores que as regiões tropicais comparadas com

as regiões temperadas e zonas polares ressentem-se da cobertura insuficiente de dados, ou seja, as estações meteorológicas são esparsas, e muitas das vezes os dados não possui uma distribuição temporal a contento.

Para a análise da CAPE, considerou os estudos de Tavares (2009) realizados na região metropolitana de Belém-Pa, conforme a **Tabela 1**, onde são apresentados os limiares da CAPE para ocorrência de convecções “condições de instabilidade”.

Tabela 1 - Limiares da CAPE para ocorrência de convecções

| CAPE (J/kg) | CONDIÇÕES DE INSTABILIDADE |
|-------------|--|
| > 0 - 1000 | Limite para formação da convecção profunda (convecção fraca) |
| 1000 - 2500 | Convecção profunda moderada (convecção moderada) |
| 2500 - 4000 | Convecção profunda forte (convecção forte) |
| > 4000 | Convecção severa (convecção severa) |

Fonte: (TAVARES, 2009)

A **Figura 6**, estão os valores mensais da CAPE (a cima do eixo de origem) e a CINE (abaixo do eixo de origem, valores negativos) para os anos estudos (agosto de 2011 até setembro de 2016). De uma maneira geral, a CAPE apresentou uma variabilidade muito grande, desde valores de aproximadamente 564 até 5408 J/kg. Estudos semelhantes aos encontrados neste estudo foram encontrados por (CIFELLI et al., 2004); (DINIZ; et al., 2004) e (TAVARES e MOTA, 2012).

Em primeira análise, verifica-se que os valores mínimos da CAPE tanto nas sondagens das 0000UTC e 1200UTC, corresponde a estação chuvosa da região de Santarém, Mota e Nobre, (2006) observou o mesmo fenômeno na campanha do Wet Season Atmospheric Mesooscale Campaign do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (Wet-AMC/LBA) realizado no período de 10/01 a 28/02 de 1999 no estado de Rondônia, onde a CAPE diminui quando ocorre precipitação, confirmando a dependência da CAPE das condições termodinâmicas (umidade e temperatura) da superfície e ambiente (MOTA e NOBRE, 2006). Também é possível verificar que a CAPE e a CINE são maiores no período da noite, ou seja, nas sondagens das 21:00 HL.

Uma hipótese para tais situações é a sugerida por Arakawa e Schubert (1974), denominada de quase equilíbrio, onde sugere que o sistema convectivo precipitante consome

a CAPE produzido pelos sistemas de grande escala, ou seja, quando a grande escala instabiliza o ambiente produzindo correntes ascendentes, a convecção profunda durante a precipitação produz correntes descendentes que estabilizam o ambiente, o que implica em menor CAPE (MOTA e NOBRE, 2006).

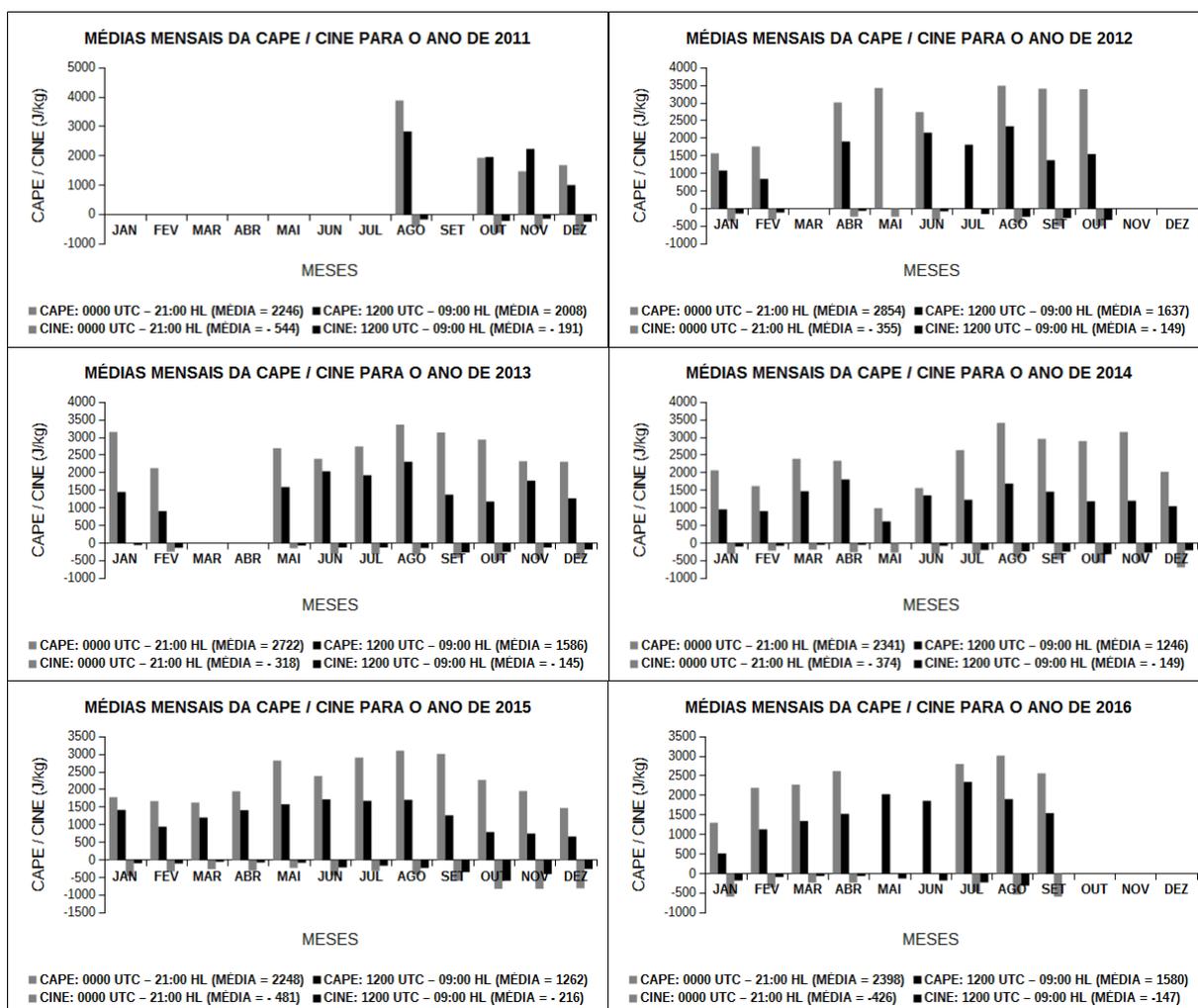


Figura 6 - Médias mensais dos valores da CAPE e do CINE no período estudado (agosto de 2011 a setembro de 2015), com suas respectivas médias para cada ano.

Outro estudo que aborda tais situações da CAPE em relação a precipitação é a de Williams e Renno (1993), que nem sempre, quando existem grandes valores da CAPE, ocorre precipitação, pois CAPE é condição necessária para formação da convecção, já que mede a instabilidade da atmosfera, mas não suficiente para formar convecção profunda precipitante. Uma justificativa para essa situação é que a CINE frequentemente pode representar uma barreira significativa para a liberação da instabilidade condicional nos trópicos.

Os valores da CINE foram em média 595 J/kg, também mostrada na **Figura 6**, e embora sejam menores que o da CAPE, não são negligenciáveis, pois significaram um limite a ser superado para a liberação da instabilidade condicional na região.

Na série temporal da CAPE, verifica-se uma homogeneidade no que se refere aos valores para cada mês nos seus respectivos anos, porém nos meses de transição não há tal homogeneidade, caso que se verifica nos meses de maio e junho, onde no ano de 2014 e 2015 os valores foram de aproximadamente 993/619 e 2826/1579, respectivamente para as sondagens de 21:00 e 09:00 HL. Estes valores podem estar ligados a vários fatores, seja no campo da acurácia dos dados ou a outros fenômenos meteorológicos, pois se trata nos meses de transição.

Para análise de tendência do valor da CAPE, a regressão linear demonstrou tendências negativas para os dois horários estudados (09:00 e 21:00 HL), como pode ser visto na **Figura 7**. Porém utilizando o teste de Mann-Kendall observou-se que não houve tendências. O nível de significância foram de 0,122 e 0,078, respectivamente para 21:00 e 09:00 HL, superior ao limite de 0,05 para não rejeitar a hipótese nula (SNEYERS, 1992). Estudos semelhantes foram feitos na cidade de Belém-Pa (DOS SANTOS et al., 2014), onde também não apresentou tendência expressiva da CAPE. A **Figura 7** demonstra as tendências lineares, bem como o resultado para o teste de Mann-Kendall.

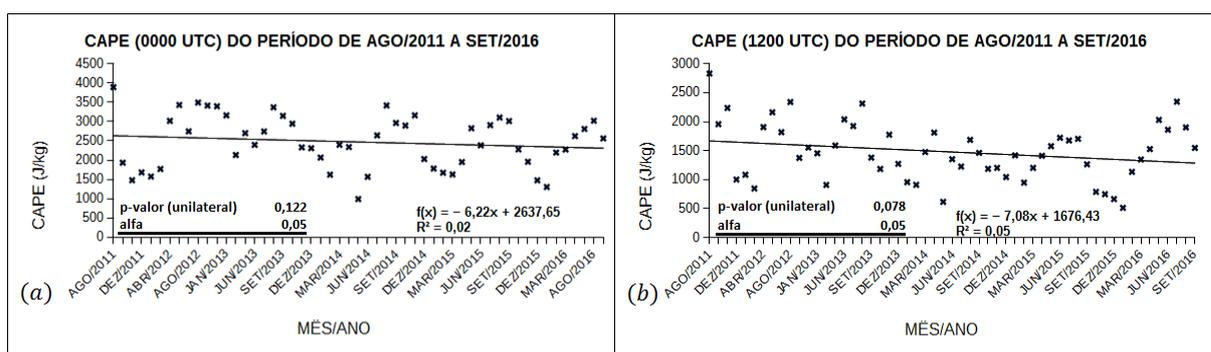


Figura 7 - Série temporal da CAPE (agosto de 2011 a setembro de 2016). (a) 0000 UTC; (b) 1200 UTC.

Para uma melhor visualização sobre os valores da CAPE, foi feito a distribuição de frequência da série total dos valores da CAPE, ver **Figura 8**, onde é representada por dois histogramas, sendo um correspondendo as sondagens das 0000 e 1200 UTC. Observou-se que a maior frequência para os cinco anos estudados, 25% (13 frequências de ocorrência) foram os valores entre 3000 e 3500 J/kg para as sondagens de 0000 UTC, no qual está no limiar de

convecção profunda forte (convecção forte), mais os valores entre 1500 e 3000 J/kg, no qual correspondem a 66%, porém dividido em três frequência de ocorrência do histograma, se enquadrando no limiar da convecção moderada e convecção forte, como pode ser observado na **Tabela 1**. Para as sondagens das 1200 UTC, 67% está entre 1000 e 2000 J/kg (37 frequências de ocorrências), que corresponde a uma convecção profunda moderada.

Na distribuição de frequência da série total dos valores da CAPE e baseando-se na Tabela 1, a maior frequência para os 5 anos estudados, foram os valores da CAPE ocorrendo entre 1000 a 2500 J/kg, que estão contidos no intervalo da categoria Convecção profunda moderada, ver **Tabela 1**, teve maior frequência (65% das ocorrências), como pode ser observado na **Figura 9**, sendo assim, a análise evidencia que a CAPE de Santarém-Pa tem na maior parte os valores entre 1000 e 2500 J/kg. Foi observado também que quando comparado as médias de toda a série temporal estudada da CAPE, e separando as sondagens das 0000 UTC das 1200 UTC, houve uma variação em valores absolutos “amplitude” de 915 J/kg, ou seja, a média total das sondagens diurnas (1200 UTC) foi de 2468 J/kg ao passo que as sondagens noturnas foram de 1553 J/kg.

Williams e Rennó (1993), quando avaliaram os dados do experimento *Atmospheric Boundary Layer Experiments* (ABLE-2b), ocorrido nos meses de março a maio de 1987, para Belém-PA, utilizando três metodologias diferentes para o cálculo do valor da CAPE, também encontraram maior frequência para os valores da CAPE no intervalo 1000 a 2500 J/kg. Então, a atmosfera de Belém-PA apresenta condições favoráveis para suportar a convecção profunda, principalmente a convecção úmida profunda moderada, pois a CAPE presente numa atmosfera convectiva em condições de equilíbrio estável é uma medida da quantidade de dissipação mecânica de energia contida nessa atmosfera, e um valor expressivo da CAPE, (maior que 1000 J/kg), é necessário para sustentar as circulações convectivas, devido às perdas dissipativas, segundo alguns autores, dentre eles (RENNÓ; INGERSOLL, 1996).

Conforme estudos de Tanaka et al., (2014), nas proximidades do município de Manaus - AM, quando a convecção se intensifica, ela ocupa toda a troposfera e passa a ser denominada de convecção profunda. Geralmente as nuvens apresentam topos igual ou menor que 240 K. Os valores da CAPE chegam a ser maiores que 2500 J/kg. As chuvas são intensas (maior que 20 mm/hora) e acontecem a qualquer hora. As chuvas possuem duração bem variável, podendo durar mais nas áreas de floresta devido a maior concentração de vapor

d'água nessas áreas. Quando ocorrem no período chuvoso (seco) duram mais (menos), por que possuem (não possuem) influência da meso e grande escala, como por exemplo, a atuação da Zona de Convergencia do Atlantico Sul (ZCAS), Zona de Convergência Inter Tropical (ZCIT), Linhas de Instabilidades (LI's), entre outros.

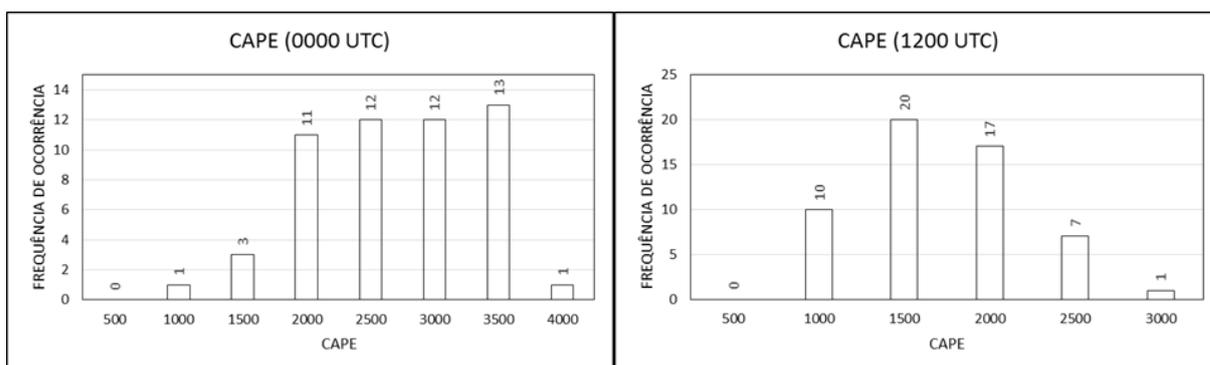


Figura 8 - Frequência de ocorrência da CAPE no período estudado (agosto/2011 a setembro/2016) para Santarém-Pa. (a) 0000 UTC (21:00 HL); (b) 1200 UTC (09:00 HL).

Outro estudo, agora por Dos santos et al. (2014), foram encontrados maior frequência para os 25 anos estudados, entre 1987 e 2011 na cidade de Belém-Pa, foram os valores da CAPE ocorrendo entre 1000 a 2500 J/kg, que estão contidos no intervalo da categoria da convecção profunda moderada, teve maior frequência (44% das ocorrências). Segue abaixo, mostrado na **Figura 9** o gráfico que nos dá um parâmetro total das sondagens, onde observa-se que a convecção moderada se sobressai na região de Santarém-Pa.

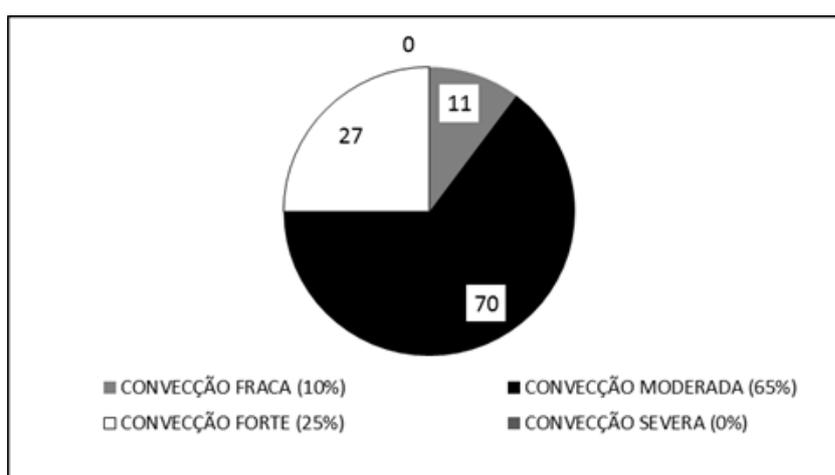


Figura 9 - Classificação das sondagens conforme a definição da CAPE, em Santarém - PA (agosto de 2011 a setembro de 2016).

Esses resultados mostram que, na Amazônia Central, a instabilidade termodinâmica não é um fator determinante para a ocorrência da convecção profunda, pois ela se mostra presente em todos os tipos de eventos convectivos precipitantes. Isso indica que para a

Amazônia Ocidental, a CAPE é uma condição necessária para a formação de convecção profunda, mas não é o suficiente. As forçantes dinâmicas desempenham um papel importante para a formação da convecção intensa, desde a mais rasa até a mais profunda (TANAKA et al., 2014).

No entanto este estudo tem uma série temporal de cinco anos, que para fins de estudos do clima não é significativo, pois na ciência da atmosfera usualmente é feita uma distinção entre tempo e clima e entre meteorologia e climatologia. Por tempo entende-se o estado médio da atmosfera numa dada porção de tempo e em determinado lugar. Por outro lado, clima é a síntese do tempo num dado lugar durante um período de aproximadamente 30 a 35 anos. O clima portanto, refere-se às características da atmosfera, inferidas de observações contínuas durante um longo período (AYODE, 1998).

Para as análises do índice K, ver **Figura 10**, observou-se que este índice possui valores maiores nos meses onde ocorre maiores valores de precipitação mensal total mensal, porém não diferindo dos meses de menor precipitação, sendo a média para todo período está em torno de 31°C, observando a **Tabela 2**, este limiar para K, indica esta região se enquadra na probabilidade de tempestade dispersas (NASCIMENTO, 2005).

Tabela 2 - Limiares de ÍNDICE K em função da probabilidade de ocorrência de tempestades.

| LIMIARES DO ÍNDICE K (°C) | PROBABILIDADE DE TEMPESTADE |
|------------------------------|--------------------------------|
| K > 20 | Improvável |
| 20 < K < 25 | Tempestades isoladas |
| 25 < K < 30 | Tempestades muito dispersas |
| 30 < K < 35 | Tempestades dispersas |
| 35 < K < 40 | Muita tempestade |

Os índices aqui representados estão ligados a convecção e a precipitação, no qual é um dos elementos climáticos mais importantes a ser analisado na região tropical, pois induz as características e comportamento dos outros, tais como temperatura, umidade relativa, ventos etc. Entretanto, a despeito da simplicidade de sua medida, é uma das variáveis meteorológicas mais difíceis de serem medidas, uma vez que possui erros do tipo instrumental; de exposição e mesmo de localização (MOLION e DALLAROSA, 1990)

No entanto K possui o valor médio de 31 °C, que neste caso não diverge de forma acentuada das médias de todos os anos estudados, ver **Tabela 1**. Valores de K acima de 30°C são considerados moderados, ou seja, pode ser considerado como moderado potencial para ocorrência de tempestades, podendo haver tempestade dispersas (NASCIMENTO, 2005).

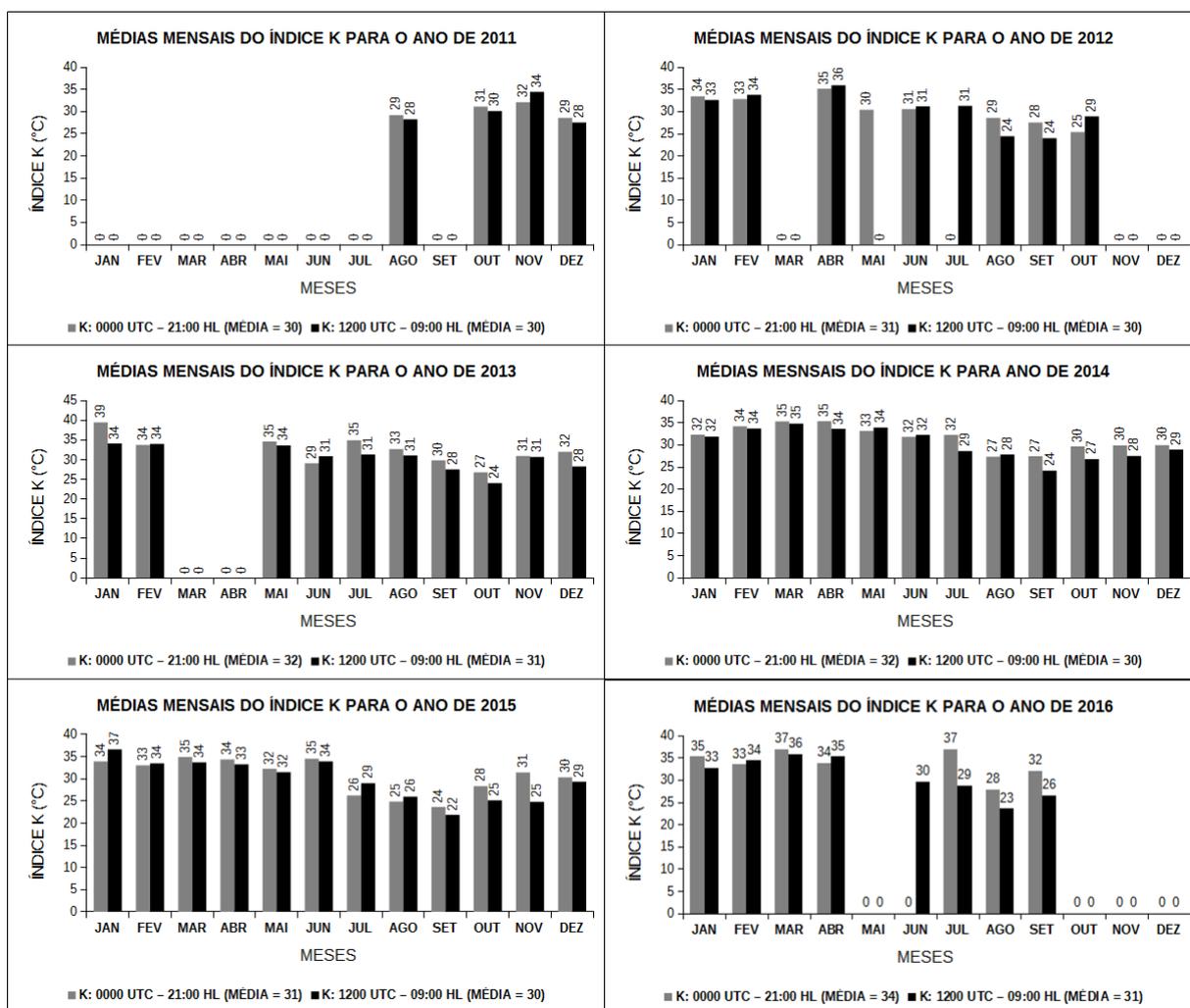


Figura 10 - Tendência dos valores da ÍNDICE K (K) no período estudado (agosto de 2011 a setembro de 2016).

Deve-se considerar que valores numéricos para a CAPE e o K, referente aqueles mostrados na **Tabela 1** e **2**, são tradicionalmente associados a uma possibilidade ou probabilidade de ocorrência de eventos convectivos severos. Os índices aqui analisados, portanto, transmite uma ideia de previsão dos eventos convectivos (instabilidade ou estabilidade), uma vez que, tanta possibilidade como probabilidade, são conceitos estatísticos associados à previsão dos eventos atmosféricos. A este respeito, Doswell; et al. (2006) ressaltam que os índices de instabilidade atmosférica são elaborados a partir de variáveis diagnósticas, que têm pouco ou nenhum suporte físico para serem consideradas prognósticas.

Para fins comparativos, considerando o índice de precipitação para a região de Santarém, mostra-se na **Figura 11**, a chuva acumulada mensal na Estação Automática Meteorológica de Belterra-Pa. Vale lembrar que esta estação é a mais próxima da área de estudo, aproximadamente 50 km do aeroporto de Santarém-Pa, a estação do aeroporto de Santarém somente começou a operar em setembro de 2015 (disponibilizar dados), motivo pelo qual a escolha da estação de Belterra.

Para precipitação total, também foi feito uma análise de tendência, utilizando a regressão linear e o teste de Mann-Kendall, nestas análises verificou tendências negativas nas duas análises, com um nível de significância para o teste de Mann-Kendal 0,022, como o p-valor calculado é menor que o nível de significância $\alpha = 0.05$, deve-se rejeitar a hipótese nula H_0 em favor da hipótese alternativa H_1 , ou seja há tendência na série, ver **Figura 12**.

Essa tendência pode estar associada aos efeitos do fenômeno El Niño, atuando desde 2015, influenciaram o padrão de chuvas em grande parte do Brasil. Na região Amazônica, as precipitações da estação chuvosa, verificadas no último trimestre de 2015, diminuíram cerca de 50% em relação à média e continuaram abaixo da média pelo primeiro semestre de 2016, deixando a região ainda mais seca. Esse cenário, de tamanha intensidade de redução das chuvas, não era registrado desde 2002, segundo o INMET, órgão vinculado ao Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento, que vem monitorando a distribuição das chuvas no Brasil, e mostra que, nos últimos dois anos, o volume de chuvas ficou abaixo do normal em quase todos os estados, em especial na região Amazônica (INMET, 2016).

Entretanto, nota-se que os meses com maiores valores de precipitação total, correspondem aos menores valores da CAPE, corroborando com os estudos de Mota e Nobre (2006), realizado na campanha experimental do Wet-AMC/LBA realizado no estado de Rondônia.

Deve-se observar que os estudos sobre o balanço de umidade na região amazônica foram inicialmente realizados com observações de precipitação, vazões dos rios e dados de algumas poucas estações de radiossondagem. Esses estudos mostraram que, em média, 50% da precipitação é reciclada e volta à atmosfera por meio da evapotranspiração (MARQUES et al. 1977).

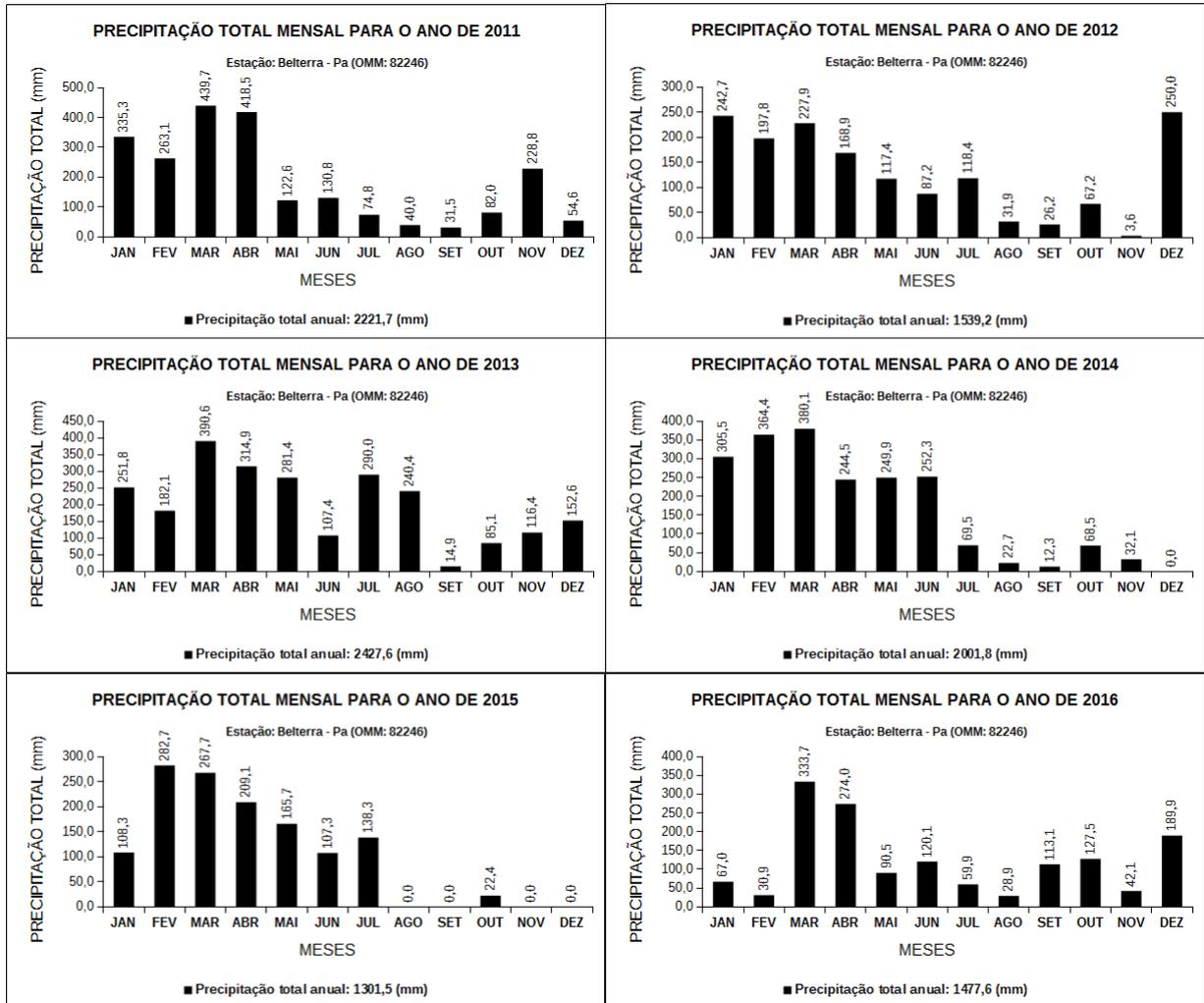


Figura 11 - Precipitação total mensal (2011 a 2016): Estação automática de Belterra-PA.

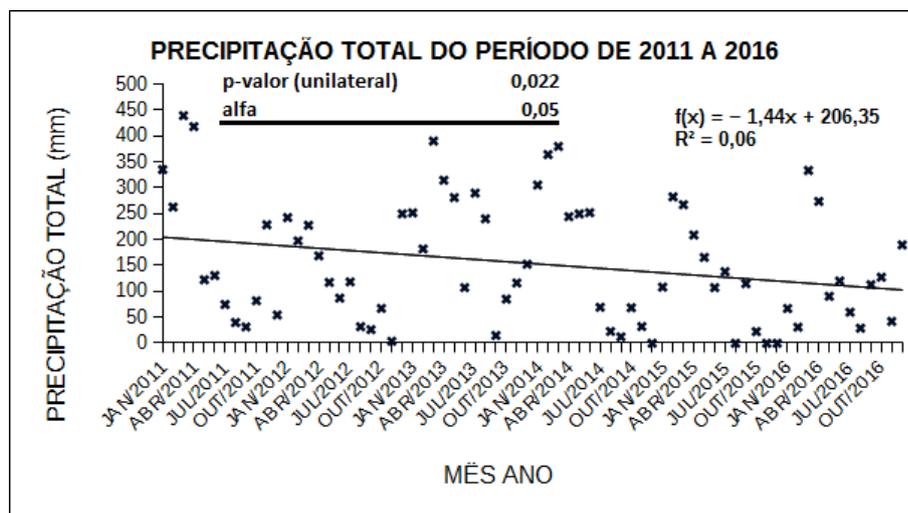


Figura 12 - Série temporal da Precipitação total (2011 a 2016).

A pergunta que se faz é se a tendência de diminuição da precipitação observada no período estudado é real ou fortuita. Para responder esta pergunta seria necessário um estudo mais prolongado, porém em estudo de (MARENGO et al., 2008) compila resultados de estudos da variabilidade climática em longo prazo no Brasil. Observou-se que variações em chuvas e vazões de rios na Amazônia e no Nordeste apresentam uma variabilidade interanual e em escalas de tempo interdecadal que são mais importantes, mais até do que tendências de aumento ou redução. A variabilidade está associada a padrões de variação da mesma escala de tempo nos oceanos Pacífico e Atlântico, como a variabilidade interanual associada ao El Niño Oscilação Sul, ENOS, ou à variabilidade decadal do Pacífico, do Atlântico e à variabilidade do Atlântico Tropical e do Atlântico Sul.

Na Amazônia, ainda que o desmatamento tenha aumentado gradativamente nos últimos trinta anos, não se detectaram tendências significativas nas chuvas ou vazões nesta região (MARENGO e VALVERDE, 2007).

Para uma visualização geral foi plotado o gráfico com os parâmetros aqui discutidos, ver **Figura 13**. Onde a CAPE das 0000 e 1200 UTC e precipitação total de toda a série temporal estão no mesmo gráfico.

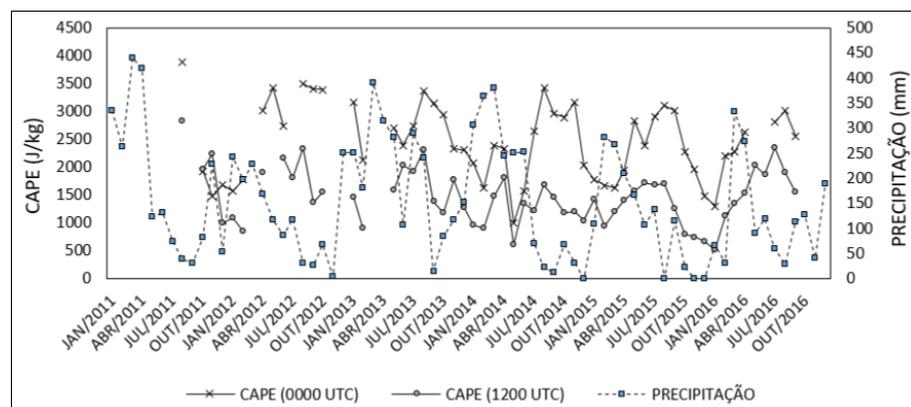


Figura 13 - Série temporal da Precipitação total e da CAPE (0000 UTC e 1200 UTC).

5 CONCLUSÃO

Neste estudo ficou evidenciado que a atmosfera de Santarém-PA tem valores da CAPE sobre os limiares de convecção profunda moderada (entre 1000 e 2500 J/kg), principalmente no período noturno, neste caso as observadas nas sondagens das 21:00 HL. Esta característica indica um forte potencial para atividade convectiva na região, principalmente no período da noite. Então, na existência dessa forçante dinâmica, que neste caso pode ser considerada como um “gatilho”, a convecção úmida profunda se desenvolve, podendo assim ocorrer precipitação (DOS SANTOS et al., 2014). Porém em alguns casos, os altos valores da CAPE não ocorreram nenhuma precipitação, principalmente os observados nos meses de setembro, outubro, novembro e dezembro que são considerados os meses referente ao período seco nesta região.

Para a situação descrita anteriormente, são várias hipóteses, no qual citaremos algumas delas, conforme Williams e Rennó (1993), por vezes existem grandes valores da CAPE e a precipitação ocorrida foi pequena, justificando-se através da CINE, que frequentemente pode representar uma barreira significativa para a liberação da instabilidade condicional nos trópicos, de fato, os valores da CINE foram em média -500 J/kg, o que significa um limite a ser superado para a liberação da instabilidade condicional da região. Isto significa, que a circulação de escala maior (meso e grande) tem um papel muito importante na formação das nuvens precipitantes na região, pois ajuda as parcelas a alcançar a “condição” de instabilidade condicional para a formação de convecção profunda (MOTA e NOBRE, 2006).

A análise das condições termodinâmicas dos eventos da precipitação total no período de estudo (agosto de 2011 a setembro de 2016) mostrou que a precipitação ocorreu nos períodos onde a CAPE e CINE são menores, ou seja, a convecção pode se desenvolver mesmo com baixos valores da CAPE. Nesses casos, segundo estudos por Tavares e Mota, (2012) a convecção e a precipitação associada podem ocorrer devido à sistema de meso e grande escala, que sobrepuseram à escala local, e realimentam a convecção.

O índice de instabilidade K das sondagens seguiram de forma similar aos da CAPE e da CINE, ou seja, no período chuvoso da região é o que apresentam os valores maiores acima dos 33 °C, seja nas sondagens das 21:00 ou das 09:00 (HL), ao passo que nos meses do

período seco o índice K forma em média abaixo de 30 °C. Isso significa que no período sazonal de chuva e seco condiz com os limiares propostos na literatura sobre o tema.

Conforme exposto, as condições termodinâmicas e dinâmicas da atmosfera são necessárias, porém não são únicas pela formação da convecção a fim de haver a possibilidade de tempestades “probabilidade de tempestade”. Sabe-se que eventos extremos de convecção decorrem da atuação conjunta de vários sistemas, que realimentam a convecção, ou seja, deve ter um processo de retroalimentação de sistemas, visto que os processos climáticos são sistemas abertos e complexos. Este fato é, portanto, uma motivação para estudos acerca da interação entre forçantes termodinâmicas e dinâmicas, em que em nossos estudos correspondem a CAPE, CINE, precipitação total bem como os sistemas atmosféricos atuantes na região Amazônica, entre eles destaca-se a Circulação Geral e Alta da Bolívia (AB), o evento do El Niño/Oscilação Sul (ENOS), La Niña, Linhas de Instabilidade (LI), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), entre outros.

6 BIBLIOGRAFIA

ALVES, M. A. S.; MACHADO, L. A. T.; PRASAD, G. S. S. D. Estudo da variabilidade da cobertura de nuvens altas na Amazônia central. **Acta Amazônica**, v. 37, n. 1, p. 71–80, 2007.

AMAZONAS, T. M. M. **Estatísticas de Santarém**. Santarém-Pa, Secretaria Municipal de Planejamento e Coordenação Geral - SEMPLAN - Núcleo Técnico de Planejamento, , 2008. .

ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of a Cumulus Cloud Ensemble with the Large-Scale Environment, Part I. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 3, p. 674–701, 1974.

ARTAXO, P.; GATTI, L. V.; LEAL, A. M. C.; LONGO, K. M.; FREITAS, S. R. de; LARA, L. L.; PAULIQUEVIS, T. M.; PROCÓPIO, A. S.; RIZZO, L. V. Química atmosférica na Amazônia: a floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. **Acta Amazônica**, v. 35, n. 2, p. 185–196, 2005.

AYODE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 5. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

BASTOS, T. X. **O estado atual dos conhecimentos das condições climáticas da Amazônia brasileira**. In: **Zoneamento agrícola da Amazônia: 1ª aproximação** Belém-Pa/PEAN: SUDAM, 1972. p. 68-122. (IPEAN. Boletim Técnico, 54)., , 1972. .

BENETTI, C. A.; SILVA DIAS, M. A. **Análise da performance de índices de instabilidade como previsores de tempestades na região de São Paulo**. In: Brasília-DF Anais do IV Congresso Brasileiro de Meteorologia, , 1986. .

BETTS, A. K. Further Comments on “A Comparison of the Equivalent Potential Temperature and the Static Energy”. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 6, p. 1713–1715, 1974.

BETTS, A. K. The thermodynamic transformation of the tropical subcloud layer by

precipitation and downdrafts. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 6, p. 1008–1020, 1976.

BOLTON, D. The computation of equivalent potential emperature. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 7, p. 1046–1053, 1980.

CAVACALTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA DIAS, M. A. F.; JUSTI, M. G. A. **Tempo e clima no brasil**. São Paulo - SP: Oficina de Texto, 2009.

CIFELLI, R.; CAREY, L.; PETERSEN, W. A.; RUTLEDGE, S. A. An ensemble study of wet season convection in southwest Amazonia: Kinematics and implications for diabatic heating. **Journal of Climate**, v. 17, n. 24, p. 4692–4707, 2004.

CITEAU, J.; BERGÉS, J. C.; DEMARCQ, H.; MAHÉ, G. The watch of ITCZ migrations over tropical Atlantic as an indicator in drought forecast over Sahelian area. **Ocean Atmosphere Newsletter**, v. 45, p. 1–3, 1988.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise**, v. 4, n. 11, p. 34–40, 1989.

DINIZ, M. C.; CORREA, M. F.; SILVA ARAGÃO, M. R. Convecção profunda no submédio do Rio São Francisco: uma avaliação das condições atmosféricas na área do aeroporto de Petrolina-PE. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 3, p. 273–285, 2004.

DOS SANTOS, J. S.; DA MOTA, M. A. S.; DA ROCHA, E. J. P. Classificação climatológica da Energia Potencial Disponível para a a convecção na cidade de Belém-Pa. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. esp, p. 60–72, 2014.

DOSWELL, I.; CHARLES, A.; SCHULTZ, D. M. On the use of indices and parameters in forecasting severe storms. **Eletronic J. Severe Storms Meteor**, v. 1, n. 3, p. 1–22, 2006.

EMANUEL, K. A. **Atmospheric convection**. New York-USA: Oxford University Press on Demand, 1994.

FERREIRA, R. C.; REBOITA, M. S.; HERDIES, D. L.; BENETTI, C. A. A. Tendência dos índices de instabilidade na América do Sul. **Ciência e Natura**, v. 38, n. 1, p. 164–169, 2016.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanálise**, v. 5, n. 6, p. 36–45, 1990.

FISCH, G. **Camada limite amazônica: aspecto observacionais e de modelagem**. 1995. Tese de doutorado em meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos - SP, 1995.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazônia**, v. 28 (2), p. 101–126, 1998.

FOSS, M. **Condições atmosféricas conducentes à ocorrência de tempestades convectivas severas na América do Sul**. 2011. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), Santa Maria - Rio Grande do Sul, 2011.

GRIMM, A. M. **Meteorologia Básica - Notas de Aula** Primeira versão eletrônica - setembro 1999, 1999. .

HOLLOWAY, C. E.; NEELIN, J. D. Moisture Vertical Structure, Column Water Vapor, and Tropical Deep Convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, n. 6, p. 1665–1683, 2009.

IBGE. **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**, 1991. .

INMET, MINISTÉRIO DA AGRICULTURA, PECUÁRIA E ABASTECIMENTO, I. N. de M. **Situação da seca observada nas regiões norte e nordeste do Brasil em 2016: Boletim Técnico da Coordenação-Geral de Meteorologia Aplicada, Desenvolvimento e Pesquisa (CGMADP)**, 2016. .

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; LIMA, A. A. Diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, v. 107, n. 20, p. 1–15, 2002.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA, N. P.; WAINER, I. C. Onset and End of the Rainy Season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, p. 833–852, 2001.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; OYAMA, M. D.; DE OLIVEIRA, G. S.; DE OLIVEIRA, R.; CAMARGO, H.; ALVES, L. M.; BROWN, I. F. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**, v. 21, n. 3, p. 495–516, 2008.

MARENGO, J. A.; VALVERDE, M. C. Caracterização do clima no Século XX e Cenário de Mudanças de clima para o Brasil no Século XXI usando os modelos do IPCC-AR4. **Revista Multiciência**, n. 8, p. 5–28, 2007.

MARQUES, J.; DOS SANTOS, J. M.; VILLA NOVA, N. A. Precipitable water and vapor flux between Belem and Manaus. **Acta Amazônica**, v. 7, n. 3, p. 355–362, 1977.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia: noções básicas e climas do brasil**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Texto, 2007.

MOLION, L. C. B. A climatologia dinâmica da região amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 107–117, 1987.

MOLION, L. C. B.; DALLAROSA, R. L. G. Pluviometria da Amazônia: são os dados confiáveis. **Climanálise–Boletim de Monitoramento e análise climática**, v. 5, n. 3, p. 40–42, 1990.

MOTA, M. A. S.; NOBRE, C. A. Relação da variabilidade da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) com a Precipitação e a Alta da Bolívia durante a campanha “Wet-AMC / LBA”. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 344–355, 2006.

MOTA, M. A. S. da. **Convecção na amazônia: variabilidade, efeitos e resposta na circulação de grande escala**. 2004. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos - SP, 2004.

NASCIMENTO, E. D. L. Previsão de tempestades severas Utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: Uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 60, n. 1, p. 121–140, 2005.

NEELIN, J. D.; PETERS, O.; HALES, K. The Transition to Strong Convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, n. 8, p. 2367–2384, 2009.

OLIVEIRA, P. J. de; FISH, G. Efeito da turbulência na camada limite atmosférica em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 15, n. 2, p. 39–44, 2000.

PBMC, P. B. de M. C. "**Base Científica das Mudanças Climáticas - Volume 1 - Primeiro Relatório de Avaliação Nacional**Rio de Janeiro - RJCOPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro, , 2014. .

PINHEIRO, H. R.; ESCOBAR, G. C. J.; ANDRADE, K. M. Aplicação de uma ferramenta objetiva para previsão de tempo severo em ambiente operacional. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 2, p. 209–228, 2014.

PINTO JR, O.; PINTO, I. R. C. A. **Tempestade e relâmpagos no Brasil**In: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais- INPE- São José dos Campos- SP, 2000. .

RENNÓ, N. O.; INGERSOLL, A. P. **Natural Convection as a Heat Engine: A Theory for CAPE****Journal of the Atmospheric Sciences**, 1996. .

RIBEIRO, J. B. M.; MOTA, M. A. S. Classificação termodinâmica para atmosfera de Belém - PA para o ano de 1987. **VII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, p. 230–235, 1994.

RIEHL, H.; CRUZ, L.; MATA, M.; MUSTER, C. Precipitation characteristics during the Venezuela rainy season. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 99, n. 422, p. 746–757, 1973.

RIEHL, H.; MALKUS, J. S. On the heat balance in the equatorial trough zone. **Geophysica**, v. 6, n. 3–4, p. 503–538, 1958.

SHERWOOD, STEVEN C., WAHLRICH, R. Observed Evolution of Tropical Deep Convective Events and Their Environment. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 8, p. 1777–1795, 1999.

SHERWOOD, S. C.; ROCA, R.; WECKWERTH, T. M.; ANDRONOVA, N. G. Tropospheric Water Vapor , Convection , and Climate. n. 2009, p. 1–29, 2010.

SILVA DIAS, M. A. F. da. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 133–150, 1987.

SNEYERS, R. On the use of statistical analysis for the objective determination of climate change. **Meteorologische Zeitschrift:(1992)**, v. 1, p. 247–256, 1992.

SODEN, B. J. The diurnal cycle of convection, clouds, and water vapor in the tropical upper troposphere. v. 27, n. 15, p. 2173–2176, 2000.

SOUZA, E. B. de; AMBRIZZI, T. ENSO impacts on the South American rainfall during 1980s: Hadley and Walker Circulation. **Atmosfera**, v. 15, p. 105–120, 2002.

TANAKA, L. M. S.; SATYAMURTY, P.; MACHADO, L. A. T. Diurnal variation of precipitation in central Amazon Basin. 2014.

TAVARES, J. P. N. **Tempestades severas na região metropolitana de belém: avaliação das condições termodinâmicas e impactos sócio-econômicos**. 2009. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais), Universidade Federal do Pará, Belém-Pará, 2009.

TAVARES, J. P. N.; MOTA, M. A. S. Condições Termodinâmica de Eventos de precipitação extrema em Belém-Pa durante a estação chuvosa. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, p. 207–218, 2012.

TUCCI, C. E. M.; CLARKE, R. T. Impactos das mudanças da cobertura vegetal no escoamento: revisão. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 2, n. 2, p. 135–152, 1997.

UVO, C. B.; NOBRE, C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte I: A posição da ZCIT no Atlântico equatorial. **Climanálise**, v. 4, n. 7, p. 34–42, 1989.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. 2. ed. Viçosa-MG: UFV, 2012.

VUOLO, J. H. **Fundamentos da teoria dos erros**. São Paulo - SP: Edgard Blücher, 1996.

WALISER, D. E.; GAUTIER, C. A satellite-derived climatology of the ITCZ. **Journal of Climate**, v. 6, p. 2162–2174, 1993.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. second edi ed. [s.l: s.n.]

WILLIAMS, E.; RENNO, N. **An Analysis of the Conditional Instability of the Tropical Atmosphere** **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 1, p. 21-36, 1993.