

CICLO ANUAL DE PRECIPITAÇÃO COMO FUNÇÃO DE ÍNDICES DE INSTABILIDADE TERMODINÂMICA E FLUXOS DE ENERGIA ESTÁTICA: ANÁLISES EM MAXARANGUAPE-RN

CLÁUDIO MOISÉS SANTOS E SILVA¹, FRANCISCO RAIMUNDO DA SILVA², NEUSA PAES LEME²

¹Universidade Federal do Rio Grande do Norte/Departamento de Física Teórica e Experimental (UFRN/DFTE)

²Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/Centro Regional do Nordeste (INPE/CRN)

claudio@dfte.ufrn.br, fraimundo@crn.inpe.br, nleme@crn.inpe.br

Recebido Maio 2010 – Aceito Novembro 2010

RESUMO

Estudaram-se índices de instabilidade termodinâmica, conteúdo de água precipitável e fluxos de energia estática associados ao ciclo anual de precipitação sobre Maxaranguape, situada no litoral do Rio Grande do Norte. O período de coleta de dados através de radiossondagens foi de janeiro de 2002 a dezembro de 2009 no âmbito do projeto *South Hemisphere ADditional OZonesondes* (SHADOZ). Os índices termodinâmicos não explicam o máximo de precipitação observado em julho, porém apresentam-se em fase com um máximo secundário em abril. Os fluxos de energia estática úmida e saturada mostram que o ciclo anual da precipitação é modulado pelos mecanismos que geram instabilidade termodinâmica associados à convergência de umidade em baixos níveis.

Palavras chave: convergência de umidade, SHADOZ, radiossondagem.

ABSTRACT: ANNUAL RAINFALL CYCLE AS A FUNCTION OF THERMODYNAMIC INSTABILITY INDEXES, AND STATIC ENERGY FLUXES: ANALYSIS IN MAXARANGUAPE-RN

The relation between thermodynamic instability indexes, precipitable water content, static energy flux, and rainfall annual cycle over Maxaranguape (coastland site, Rio Grande do Norte, Northeast of Brazil) was investigated. The radiosonde dataset covered the period from January 2002 to December 2009 within the South Hemisphere ADditional OZonesondes (SHADOZ) project. The thermodynamics indexes variability do not explain the maximum rainfall in July, however they are in phase with the secondary maximum in April. The annual cycle of the moist and saturated static energy fluxes showed that rainfall cycle is modulated by both thermodynamics and low level moisture convergence mechanisms.

Keywords: moisture convergence, SHADOZ, radiosonde.

1. INTRODUÇÃO

Índices de instabilidade termodinâmica são comumente usados como preditores de eventos intensos de precipitação. Esses índices foram originalmente concebidos para latitudes médias do Hemisfério Norte, porém podem ser usados como ferramentas operacionais de previsão de tempo no Brasil - embora haja necessidade de adequação deles às condições locais (Nascimento, 2005). Dentre os índices destaca-se a Energia Potencial Disponível para a Convecção (CAPE – *Convective Available Potential Energy*), que é diretamente associada à instabilidade condicional da atmosfera.

No Brasil, estudar esses índices e a própria estrutura termodinâmica da atmosfera esbarra na baixa disponibilidade

e qualidade dos dados obtidos por meio de radiossondagens. Como alternativa, tem-se usado resultados de simulações numéricas, tais como, os produtos de reanálises (Cavalcanti et al., 2002; Nóbrega et al., 2006, Bezerra e Cavalcanti, 2008). Estudos observacionais realizados na cidade de São Paulo (Beneti e Silva Dias, 1986; Tomaziello e Gandu, 2009) e em Porto Alegre (Cardoso et al., 2006), indicaram que esses índices são ferramentas de auxílio na ocorrência de tempestades, bem como na determinação de sazonalidade da precipitação pluviométrica. Faltam estudos sobre esses índices em regiões equatoriais, como por exemplo, o Nordeste do Brasil (NEB) com dados observados através de radiossondagens. Além disso, ressalta-se que o NEB é uma área de grande vulnerabilidade climática, segundo o último relatório do *Intergovernmental*

Panel on Climate Change (IPCC, 2007); portanto, torna-se oportuno e necessário analisar metodologias empregadas na caracterização da estrutura termodinâmica da atmosfera sobre essa região.

Assim, propõe-se estudar a variabilidade sazonal de alguns índices de instabilidade termodinâmica em Maxaranguape-RN, analisando a relação entre eles e a variação anual do conteúdo de água precipitável e da precipitação pluviométrica observada nessa localidade. Além disso, faz-se uma análise do fluxo de energia estática, seguindo Nóbrega et al. (2006), para averiguar alguns mecanismos moduladores de precipitação sobre esta região.

2. METODOLOGIA

2.1 Sobre o local de estudo e os dados coletados

Os perfis das variáveis meteorológicas foram obtidos por meio de radiossondagens realizadas na cidade de Maxaranguape (35,38 O; 5,42 S), situada 53 km a noroeste da capital, Natal. Essas sondagens atmosféricas são realizadas pela equipe técnica do Laboratório de Variáveis Ambientais Tropicais (LAVAT), pertencente ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - Centro Regional do Nordeste (INPE-CRN) no âmbito do projeto *Southern Hemisphere Additional OZonesondes* (SHADOZ; Thompson et al., 2003a, 2003b). O objetivo principal do SHADOZ é manter uma rede de observação consistente nos trópicos para monitorar ozônio; porém, dados meteorológicos também são coletados, a saber: temperatura, pressão, umidade relativa do ar, velocidade e direção do vento. Detalhes do projeto SHADOZ, bem como da localização dos sítios experimentais são encontrados em <http://croc.gsfc.nasa.gov/shadoz/>.

O período de dados coletados via radiossondagens usados nesta pesquisa foi de janeiro de 2002 a dezembro de 2009, sendo os lançamentos realizados sempre às 1100 HL. Em

média fez-se três lançamentos por mês, o que certamente não é suficiente para os estudos climatológicos, pois é sabido que existe muita variação, inclusive diária, para os índices que se pretende estudar. Ressalta-se, que não é um objetivo prioritário do projeto SHADOZ o monitoramento na vertical das variáveis meteorológicas na escala diária, mas sim o monitoramento da camada de ozônio estratosférico. Contudo, pela falta de dados com amostragem temporal mais apropriada, considera-se que a utilização destes dados é oportuno no que concerne a estudos destes índices sobre áreas continentais na América do Sul. Logo, os resultados aqui apresentados devem ser interpretados com a ressalva do número limitado de radiossondagens, mas enfatizando-se que se trata de dados medidos com metodologia amplamente utilizada (radiossondagens), sem a influência de erros associados à modelagem numérica presentes em perfis de variáveis atmosféricas oriundas de produtos de reanálises.

A distribuição mensal de sondagens é apresentada na Tabela 1. Não houve sondagens em alguns meses, principalmente nos anos de 2005 e 2006, abril apresentou o menor número de sondagens (19) e outubro o maior (32). Os índices termodinâmicos e os fluxos de energia estática foram calculados para cada perfil atmosférico, e o ciclo anual foi obtido pela média aritmética do número total de sondagens de cada mês. O conjunto original de dados é maior do que o apresentado na Tabela 1, mas sete sondagens foram desconsideradas, pois: i) não alcançaram o nível vertical de 300 hPa; ii) apresentaram valores ambíguos para alguma variável meteorológica de interesse, para isso foi feita uma inspeção visual em cada perfil de temperatura, umidade, pressão, direção e velocidade do vento. Foram consideradas sondagens que atravessaram camadas de nuvens (o que pode ser verificado, por exemplo, pelo perfil vertical de umidade relativa do ar) e sondagens que apresentaram CAPE nula, senão o número de sondagens seria reduzido em aproximadamente 20%. Logo, essa é outra ressalva com respeito aos resultados aqui apresentados, pois tipicamente

Tabela 1 – Distribuição mensal do número de sondagens realizadas em Maxaranguape durante os anos de 2002 a 2009.

	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	Total
Jan	4	4	3	3	0	2	5	3	24
Fev	4	5	4	5	0	2	4	4	28
Mar	4	4	3	3	0	3	4	5	26
Abr	3	1	4	0	1	4	3	3	19
Mai	5	4	4	1	4	3	5	3	29
Jun	4	3	3	2	2	4	4	3	25
Jul	4	5	4	0	4	2	4	4	27
Ago	1	4	4	1	4	1	4	5	24
Set	4	4	7	1	4	0	5	3	28
Out	5	5	7	1	3	0	5	6	32
Nov	4	2	6	1	3	1	4	3	24
Dez	3	4	3	0	1	3	4	3	21
Total	45	45	52	18	26	25	51	45	307

a distribuição de CAPE não segue uma distribuição normal (Gaussiana) e apresenta um viés para valores nulos.

Os dados de precipitação foram coletados no posto hidrometeorológico gerenciado pela Empresa de Pesquisa Agropecuária do Rio Grande do Norte (EMPARN) (35,262 O; 5,516 S), que fica a aproximadamente 15 km do local de lançamento das radiossondas. Na Figura 1 mostra-se a localização dos dois pontos de observação. Utilizaram-se os totais mensais e calculou-se o ciclo anual para o período total de operacionalização do posto (1992-2009) e para o período em que as radiossondagens estavam disponíveis, 2002 a 2009.

2.2 Sobre os índices termodinâmicos e o conteúdo de água precipitável

2.2.1 Índice K

Trata-se de uma medida do potencial de tempestades como função da variação vertical da temperatura (*lapse-rate*), do conteúdo de umidade (expresso pela temperatura do ponto de orvalho) e da profundidade da porção úmida de atmosfera, que é considerada como sendo a camada entre 850 e 500 hPa (George, 1960).

$$K = (T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700}) \quad (1)$$

em que T é a temperatura do ar e Td é a temperatura do ponto de orvalho expressas em °C. Os índices 850, 700 e 500 indicam o nível vertical de pressão em hPa. Os valores críticos de K são descritos na Tabela 2.

Verifica-se que a probabilidade de ocorrência de tempestades aumenta juntamente com K, e isso se deve basicamente a dois fatores: i) O termo $-(T_{700} - Td_{700})$ será menor

Tabela 2 – Limiares de K em função da probabilidade de ocorrência de tempestades. Os valores são usados conforme originalmente proposto por George (1960).

Limiares de K (°C)	Probabilidade de tempestades
$K < 20$	Improvável
$20 < K < 25$	Tempestades isoladas
$25 < K < 30$	Tempestades muito dispersas
$30 < K < 35$	Tempestades dispersas
$35 < K < 40$	Muitas tempestades

quanto maior a umidade relativa do ar no nível de 700 hPa; ii) Em função da diferença $(T_{850} - T_{500})$, que é diretamente associado ao *lapse rate* da atmosfera e alcança maiores valores em casos de instabilidade estática. Assim, o índice K combina a possibilidade da atmosfera estar úmida e instável ao mesmo tempo.

2.2.2 Índice Total-Totals (TT)

Caracterização de ambientes favoráveis à formação de tempestades através de: i) *lapse rate* entre os níveis de 850 e 500 hPa; ii) Combinação do conteúdo de umidade em baixos níveis com a temperatura do ar em 500 hPa (Miller, 1972). Da mesma forma que o índice K, trata-se de uma medida de instabilidade estática associado à disponibilidade de umidade da atmosfera. Os limiares em função do tipo de ocorrência são descritos na Tabela 3 e o cálculo de TT é realizado através de:

$$TT = (T_{850} + Td_{850}) - 2 T_{500} \quad (2)$$

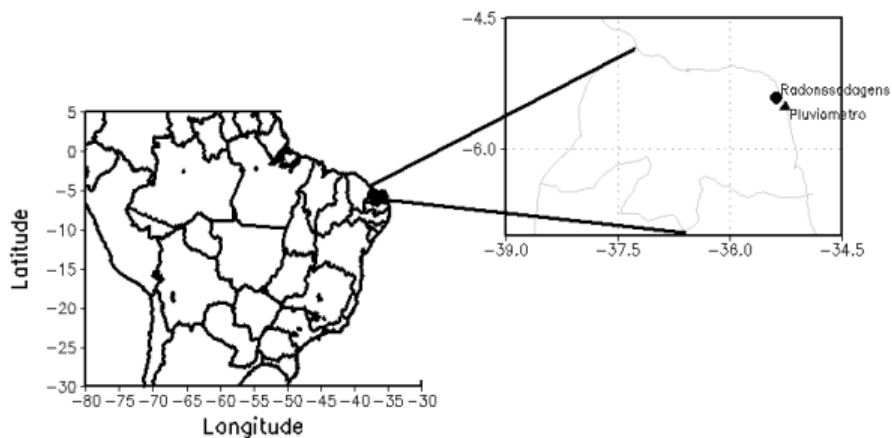


Figura 1 – Localização dos pontos de coleta de dados via radiossondagens e precipitação por um pluviômetro. Destaca-se o Estado do Rio Grande do Norte, que está pintado de preto no mapa do Brasil.

2.2.3 Energia Potencial Disponível para a Convecção (CAPE)

A CAPE é uma medida integral da flutuabilidade das parcelas de ar, definida por:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NE} \frac{T_{vp} - T_v}{T_v} dz \quad (3)$$

em que g é a aceleração da gravidade, T_v e T_{vp} são, respectivamente, as temperaturas virtuais do ambiente e de uma parcela de ar que ascende adiabaticamente na atmosfera. A flutuabilidade é integrada entre o Nível de Convecção Espontânea (NCE) e o Nível de Equilíbrio (NE) ou nível de perda de empuxo. Valor da CAPE maior que zero não é condição suficiente para a ocorrência de tempestade, pois esse é um índice que não contempla mecanismos de disparo de convecção; porém, $CAPE > 0$ é uma condição necessária para a ocorrência de precipitação do tipo convectiva, pois é uma indicação de instabilidade condicional da atmosfera e, por isso, tem sido usado como parâmetro de controle de intensidade em fechamentos de parametrizações de convecção convectiva (p.e., Donner e Phillips, 2003). No sistema internacional de medidas, a CAPE é expressa em $J kg^{-1}$.

2.2.4 Energia de Inibição Convectiva (CINE)

A CINE é definida de forma análoga à CAPE, porém os limites de integração vão desde a superfície até o NCE. Dessa forma, este índice contabiliza a barreira energética que uma parcela de ar precisa superar para alcançar o NCE. Logo, de uma maneira geral, quanto maior a CINE menor é a probabilidade de ocorrência de tempestades.

Tabela 3 – Limiares para o índice TT (°C) como função da probabilidade de ocorrência de tempestades conforme proposto por Miller (1972).

Limiares de TT	Probabilidade de tempestades
$TT < 43$	Improvável
$43 < TT < 44$	Tempestades isoladas
$45 < TT < 46$	Tempestades dispersas
$47 < TT < 48$	Tempestades dispersas e severas isoladas
$49 < TT < 50$	Tempestades dispersas e tornados isolados
$51 < TT < 52$	Tempestades dispersas numerosas e tornados isolados
$53 < TT < 55$	Tempestades numerosas e tornados disperses
$56 < TT$	Tornados

A CINE e a CAPE foram calculados com base na parcela ascendida desde a superfície.

$$CINE = g \int_{sup}^{NCE} \frac{T_{vp} - T_v}{T_v} dz \quad (4)$$

2.2.5 Conteúdo de água precipitável

Água precipitável (PW - *Precipitable Water*) é a integral vertical da razão de mistura do vapor d'água. Expressa a quantidade de água (em altura ou em massa), que poderia ser obtida se todo o vapor de água contido numa coluna de atmosfera de secção transversal horizontal unitária se condensasse e precipitasse:

$$PW = \frac{1}{g} \int_{z_1}^{z_2} r dz \quad (5)$$

em que g ($m s^{-2}$) é a aceleração da gravidade; r ($g kg^{-1}$) é a razão de mistura do vapor; z_1 e z_2 são as alturas correspondentes aos níveis de pressão 1000 e 300 hPa, respectivamente. Sendo calculada pela Equação 5, a PW pode ser expressa em mm , como os valores em mm são bem elevados, usa-se por praticidade a unidade cm .

2.2.6 Fluxos de energia estática

Além dos índices termodinâmicos determinaram-se os fluxos horizontais de energia estática conforme a metodologia adotada por Nóbrega et al. (2006) que estudou a variação sazonal desses fluxos sobre o NEB. Os fluxos combinam fatores termodinâmicos (caracterizados pelas energias estáticas) aos aspectos dinâmicos da atmosfera (representados pelos campos de vento horizontal). O campo de vento horizontal é escrito na forma vetorial:

$$V = ui + vj \quad (6)$$

em que V é o vento horizontal, u é a componente zonal e v a componente meridional expressas em $m s^{-1}$. A energia estática seca (s), úmida (h) e saturada (h_s) são calculadas como a seguir:

$$s = C_p T + \phi \quad (7)$$

$$h = s + L_v q \quad (8)$$

$$h_s = s + L_v q_s \quad (9)$$

sendo $C_p = 1005 J K^{-1} kg^{-1}$ o calor específico do ar à pressão constante; T a temperatura do ar em K ; ϕ o geopotencial dado em $m^2 s^{-2}$; $L_v = 2462 \times 10^3 J k g^{-1}$ é o calor latente de vaporização; q e q_s são as umidades específicas do ar úmido e ar saturado,

respectivamente, expressas em $kg\ kg^{-1}$. Os fluxos de energia são então calculados pelas expressões:

$$F_s = u\bar{s}_i + v\bar{s}_j \quad (10)$$

$$F_h = u\bar{h}_i + v\bar{h}_j \quad (11)$$

$$F_{hs} = u\bar{h}_s i + v\bar{h}_s j \quad (12)$$

dessa forma, temos que F_s , F_h e F_{hs} expressos em $W\ m\ kg^{-1}$, são os fluxos de energia estática seca, úmida e saturada, respectivamente.

3. RESULTADOS

A variação anual dos índices de instabilidade da água precipitável e da precipitação pluviométrica em Maxaranguape é apresentada na Figura 2. Em geral as características são consistentes entre os índices, pois valores elevados de CAPE, TT, K e PW associam-se a mínimos da CINE. A máxima CAPE foi $1,3\ kJ\ kg^{-1}$ em março e a mínima $0,2\ kJ\ kg^{-1}$ em setembro. Essa variabilidade sazonal é consistente com os resultados obtidos por Riemann-Campe et al. (2009), que usaram 44 anos de dados atmosféricos das reanálises do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF; ERA-40). É difícil fazer comparações em termos da intensidade da CAPE entre os resultados destes autores e os aqui apresentados, pois existem muitas diferenças entre as metodologias empregadas, por exemplo, as reanálises do ERA-40 são dispostas a cada 6 horas em uma grade horizontal de $1,125^\circ$ e para 13 níveis verticais entre 1000 e 100 hPa, enquanto os dados coletados em Maxaranguape são “pontuais” com cerca de 50 m de espaçamento vertical e apenas cerca de 3 amostragens por mês. De uma forma geral, os valores mais elevados para a latitude de $5^\circ\ S$, no trabalho de Riemann-Campe et al. (2009), foi durante o trimestre março-abril-maio ($\sim 1,5\ kJ\ kg^{-1}$), e valores mínimos no trimestre setembro-outubro-novembro ($\sim 0,7\ kJ\ kg^{-1}$); portanto, considerando as diferenças metodológicas, superestimados em relação aos determinados em Maxaranguape. Não obstante, os valores máximos da CAPE em março são mais consistentes em termos de intensidade com os apresentados por Halverson et al. (2002) e Fisch et al. (2004) para o período chuvoso (janeiro e fevereiro) na Amazônia. A CINE foi mínima em março e abril ($4,6\ J\ kg^{-1}$) e máxima em setembro ($49,5\ J\ kg^{-1}$), em Riemann-Campe et al. (2009) não foi verificado uma forte sazonalidade da CINE próximo à latitude aqui estudada, devido a pouca variação de umidade específica ao longo do ano; porém, a média anual determinada por esses autores foi em torno de $20\ J\ kg^{-1}$, o que é consistente com os resultados aqui apresentados. Nota-se também, que o aumento súbito da CINE em setembro é consistente com os menores valores de precipitação observados.

O valor máximo do índice K ($30\ ^\circ C$) e o máximo de água precipitável ($4,6\ cm$) ocorreram em abril, as curvas desses dois índices são muito semelhantes devido ao índice K levar em consideração a umidade nos níveis de 850 e 700 hPa, que é onde se concentra a maior parte da umidade contabilizada em PW. O valor mínimo do índice K ($10,9\ ^\circ C$) foi em novembro e a água precipitável apresentou valor mínimo ($3,0\ cm$) no trimestre de setembro a novembro. Diferentemente, o índice TT, que considera apenas a umidade no nível de 850 hPa, apresenta variação bastante irregular com um mínimo de $34,5\ ^\circ C$ bem pronunciado no mês de setembro. Com relação aos limiares da Tabela 2, verificou-se que os valores do índice TT são sempre abaixo do valor mínimo para a ocorrência de tempestades isoladas ($43\ ^\circ C$). Ressalta-se que os valores apresentados na Figura 2 são médios com máximo de $41\ ^\circ C$ em julho; portanto, se considerado o desvio padrão ($3,5\ ^\circ C$) dos dados originais é possível alcançar o limiar de tempestades isoladas entre março e julho.

Quanto aos limiares de K apresentados na Tabela 2, observou-se que os valores médios apresentados enquadraram-se em categorias de tempestades improváveis ($<20\ ^\circ C$), no período de agosto a janeiro, e em tempestades dispersas ($30 < K < 35$), em abril. Considerando o desvio padrão, que foi de $9,2\ ^\circ C$, os

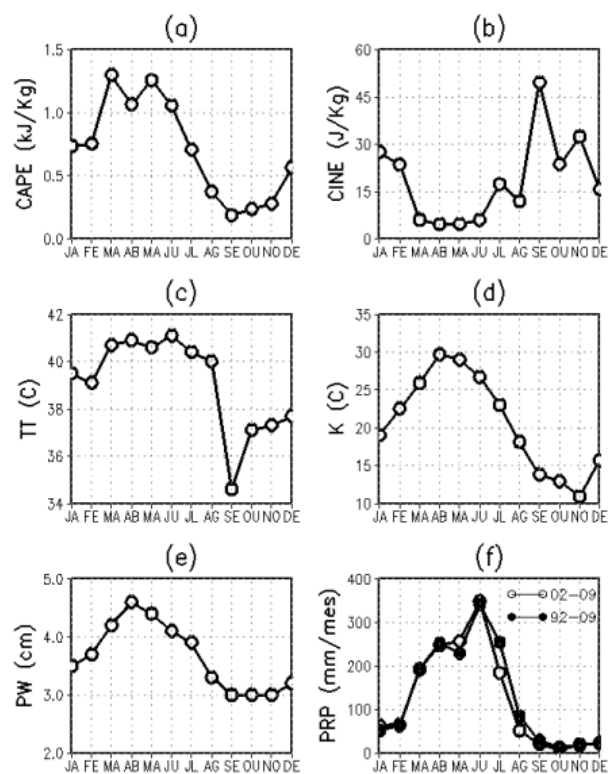


Figura 2 – Variação mensal de: CAPE, CINE, TT e K (a-d, respectivamente) para o período de 2002 a 2009; conteúdo de água precipitável em cm (e) para o período de 2002 a 2009; precipitação pluviométrica (f) para o período entre 2002 e 2009 e para o período de 1992 a 2009, conforme legenda.

valores médios de K abrangem toda variabilidade de limiares apresentados na Tabela 2. Portanto, em termos de variação anual, o índice K possui vantagens em comparação ao índice TT, pois apresenta sazonalidade mais pronunciada e por estar diretamente associado à PW. Não obstante, apresentou limiares condizentes com o trabalho original proposto por George (1960).

A precipitação é caracterizada por duas estações bem distintas: i) chuvosa de março a julho com precipitação média de $246,0 \text{ mm mês}^{-1}$; ii) seca de agosto a fevereiro com precipitação média de $35,8 \text{ mm mês}^{-1}$. Essa variabilidade é verificada tanto para o período das radiossondagens (2002-2009), quanto para o período de coleta na estação meteorológica (1992-2009). Para o período de 2002-2009 a precipitação máxima foi de $348,7 \text{ mm mês}^{-1}$ em julho e a mínima foi de $8,9 \text{ mm mês}^{-1}$ em outubro.

Observou-se um máximo secundário no mês de abril, principalmente para o período entre 1992-2009, que coincide com os valores mais elevados de PW e K. Ao mesmo tempo coincide com uma diminuição da CAPE, que provavelmente

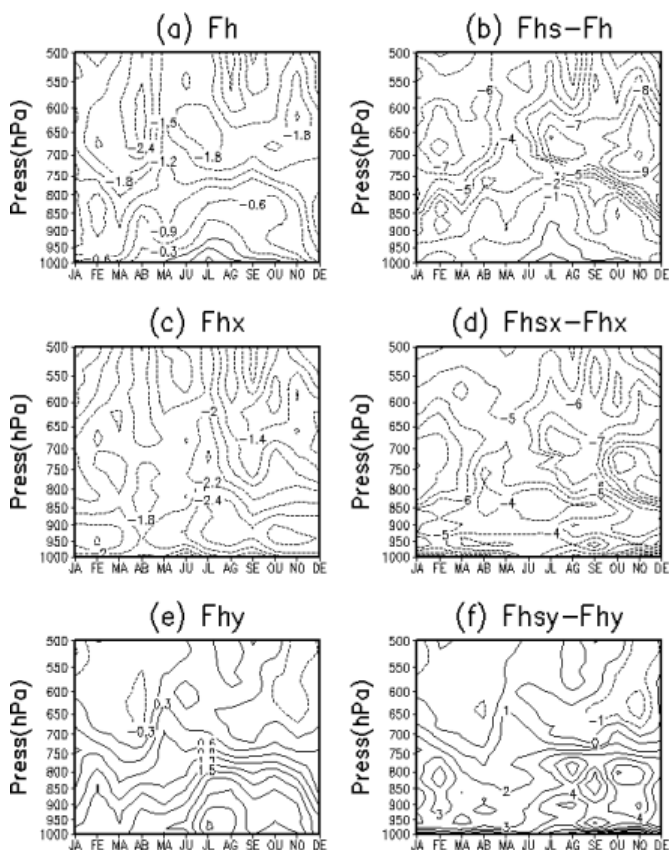


Figura 3 – Fluxos de energia estática úmida total (a), fluxo de energia estática úmida zonal (c), fluxo de energia estática úmida meridional (e), expressos em 10^6 W m kg^{-1} ; diferença entre o fluxo de energia estática saturada e o fluxo de energia estática úmida total (b), zonal (d), meridional (f), expressas em 10^4 W m kg^{-1} .

é atribuído ao número limitado de sondagens durante este mês, conforme descrito na Tabela 1. Apesar do número de sondagens reduzido este resultado apresenta certa consistência com a teoria de Quase Equilíbrio Convectivo proposta por Arakawa e Schubert (1974), que presume que a instabilidade gerada por processos de grande escala é consumida pela escala de cúmulos; no entanto, ressalta-se que não é possível provar de forma robusta essa informação, devido às limitações associadas ao número de sondagens descritas anteriormente. O máximo principal ($348,7 \text{ mm mês}^{-1}$ em julho) não pode ser explicado apenas em termos de instabilidade condicional (i.e., pelos índices convectivos), mas sim através da combinação de processos dinâmicos e termodinâmicos de grande escala.

Mostra-se na Figura 3 o fluxo de energia estática úmida dividida em componente zonal e meridional (Figuras 3a, 3c, 3e), e diferença entre o fluxo de energia estática saturada e o fluxo de energia estática úmida (Figuras 3b, 3d, 3f). O fluxo Fh apresenta valores positivos em uma camada pouco profunda (entre 1000 e 950 hPa) durante os meses de maio a outubro, sendo máximo em julho, quando alcançou $0,6 \times 10^6 \text{ W m kg}^{-1}$ na camada mais próxima da superfície. O fluxo zonal (Fhx) de energia estática úmida não apresenta variações significativas ao longo do ano, e é sempre negativo em baixos níveis devido ao escoamento básico de leste associado à região de confluência dos ventos alísios.

O fluxo de energia estática úmida meridional (Fhy) é predominantemente positivo em baixos níveis devido ao escoamento de Sul, associado à circulação anticiclônica da Alta Subtropical do Atlântico Sul. Verifica-se um núcleo positivo bem pronunciado com máximo em julho, e que se estende desde à superfície até 800 hPa. Consistentemente, as diferenças entre Fhs e Fh são positivas durante o período de maio a outubro, indicando que a atmosfera não se apresenta em estado saturado e, portanto, havendo maior possibilidade de converter água na forma de vapor para água no estado líquido e consequentemente formar nuvens e precipitação. A diferença entre Fhsx e Fhx é sempre negativa e não apresenta variação bem pronunciada. Ao contrário, a diferença entre Fhsy e Fhy é sempre positiva estendendo-se até o nível de 700 hPa durante os meses de julho e agosto. Valores elevados de Fhsy-Fhy são observados nos meses de outubro e novembro, porém restritos a uma camada muito próxima à superfície.

4. DISCUSSÃO E COMENTÁRIOS FINAIS

O NEB é caracterizado por diferentes regimes pluviométricos. Em uma abrangente revisão sobre a dinâmica de chuvas no NEB, Molion e Bernardo (2002) ressaltaram que a posição mais ao sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), durante os meses de verão no Hemisfério Sul, é a

principal moduladora da estação chuvosa sobre a parte Norte do NEB. Nas partes leste e sul a influência da penetração de sistemas frontais, convergência de umidade e circulações do tipo brisa determina os máximos de precipitação. Especificamente sobre a região Leste do Nordeste (ENE), onde a cidade de Maxaranguape e boa parte do litoral do RN estão localizadas, o máximo de precipitação é verificado no mês de julho, mês em que climatologicamente a ZCIT está em sua posição mais a norte; portanto, outros mecanismos são responsáveis pelo máximo de precipitação em julho observado na Figura 2.

Alguns autores descreveram os tipos de sistemas meteorológicos responsáveis por esse máximo, por exemplo: i) Yamazaki e Rao (1977), perturbações ondulatórias ao longo dos alísios; ii) Cohen et al (1989), linhas de instabilidades formadas pelo mecanismo de brisa marítima; iii) Ferreira et al. (1990), sistemas convectivos provenientes do Oceano Atlântico Sul. No trabalho de Molion e Bernardo (2002) discutiu-se a formação de uma zona de convergência na costa leste do NEB, a qual apresenta pouca profundidade e pode ser explicada pela penetração de sistemas frontais responsáveis por organizar a convecção ou pela associação da convecção tropical e a convergência de umidade em baixos níveis.

A análise dos índices de instabilidade calculados a partir de radiossondagens realizadas em Maxaranguape-RN mostrou maior instabilidade condicional no mês de abril, coincidindo com um máximo secundário de precipitação. Porém, não explicou o máximo principal observado em julho. Isso sugere que os mecanismos termodinâmicos não são suficientes para modular o máximo de chuva, o que é consistente com estudos realizados no Sudeste e Sul do Brasil (Tomaziello e Gandu, 2009; Cardoso et al., 2006). Assim, analisaram-se os fluxos de energia estática, seguindo a metodologia usada em estudos prévios sobre o NEB (Nóbrega et al., 2006; Bezerra e Cavalcanti, 2008). Onde foi possível verificar observacionalmente, o que é raro pela limitação de dados, que o fluxo zonal de energia estática úmida não apresenta variações significativas e é sempre positivo em baixos níveis ao longo do ano devido ao escoamento básico de Leste. Por outro lado, o fluxo meridional de energia estática úmida apresenta um máximo bem pronunciado em julho para uma camada que vai desde a superfície até 800 hPa, devido à convergência de umidade nessa camada da atmosfera.

O mecanismo proposto por Hastenrath (1985) sugere que a atividade convectiva (i.e., caracterizada pelos índices convectivos) e a convergência de umidade em baixos níveis (i.e., associada ao fluxo de energia estática úmida) são responsáveis por modular os máximos de chuva em julho sobre o ENE. Os resultados aqui apresentados concordam com esse mecanismo e sugerem que os índices de instabilidade podem ser usados para explicar a variação anual da precipitação, desde que associados ao campo de divergência horizontal. Um exemplo disso é o

índice $CK = K(\partial u/\partial x + \partial v/\partial y)$ proposto por Lima (2005), que verificou boa concordância entre essa medida e a ocorrência de chuvas na Bacia do Rio Manso em Cuiabá.

Para dados de um único ponto de sondagens da atmosfera não é possível calcular a divergência do vento, pois se adota que o perfil atmosférico é realizado para uma coluna que apresenta latitude e longitude fixas (apesar de que na realidade a sondagem é feita sobre uma área). Porém, é possível determinar o índice CK (inclusive propondo variações com PW ou CAPE, por exemplo) através de resultados de simulações numéricas com modelos de circulação geral da atmosfera. Esses índices podem, por exemplo, ser usados em prognósticos climáticos para a região NEB, uma vez que a precipitação simulada por esses modelos apresentam baixa confiabilidade, especialmente sobre latitudes tropicais continentais (Betts e Jakob, 2002).

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W.H. Interaction of a *cumulus* cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. **Journal of Atmospheric Science**, v. 31, n. 3, p. 674-701, 1974.
- BENETI, A.A.C.; SILVA DIAS, M.A.F. **Análise da performance dos índices de instabilidade como previsores de tempestades na região de São Paulo**. In: ANAIS DO IV CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, p. 65-70, Brasília, 1986.
- BETTS, A. K.; JAKOB, C. Evaluation of the diurnal cycle of precipitation, surface thermodynamics, and surface fluxes in the ECMWF model using LBA data. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 8045, doi: 10.1029/2002JD000427, 2002.
- BEZERRA, A.C.N.; CAVALCANTI, E.P. Energia estática sobre o Norte do Nordeste do Brasil relacionada com a temperatura da superfície do mar. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, p. 238-262, 2008.
- CARDOSO, N.K.R.; DINIZ, G.B.; MARQUES, J.L.; PRESTERS, S.D. **Relações entre índices de instabilidade e as chuvas em Porto Alegre-RS**. In: Anais do XIV Congresso Brasileiro de meteorologia, Florianópolis, 2006.
- CAVALCANTI, E.P.; GANDU, A.W.; AZEVEDO, P.V. Transporte e balanço de vapor d'água atmosférico sobre o Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.17, p.207-217, 2002.
- COHEN, J.C.P.; SILVA DIAS, M.A.F.; NOBRE, C.A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidades da Amazônia. **Climanálise**, v.4, p.34-9, 1989.
- DONNER, L.; PHILLIPS, V. Boundary layer control on convective available potential energy: Implications for cumulus parameterization. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, (D22), doi: 10.1029/2003JD003773, 2003.

- FERREIRA, N. J.; CHAN, C.S.; SATYAMURTI, P. **Análise dos distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul**. In: ANAIS do VI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Salvador, 1990, p.462-468, 1990.
- FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L.A.T.; SILVA DIAS, M.A.F.; LYRA, R.F.DA F.; NOBRE, C.A.; DOLMAN, A.J.; GASH, J.H.C. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazônia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 47-59, 2004.
- GEORGE, J.J. **Weather Forecasting for Aeronautics**. Academic Press, 673p, 1960.
- HALVERSON, J.B.; RICKENBACH, T.; ROY, B.; PIERCE, H.; WILLIAMS, E. Environmental characteristics of convective systems during TRMM-LBA. **Monthly Weather Review**, v. 130, p 1493-1509, 2002.
- HASTENRATH, S. **Climate and circulation of the tropics**, Dordrecht: D. Reidel, 455p, 1985.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **The scientific basis: contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change**. Cambridge, UK: University Press, 2007. 996f. Edited by Solomon et al.
- LIMA, D.R.O. Diagnóstico de chuvas e previsão meteorológica para a bacia hidrográfica do Rio Manso. Dissertação de Mestrado, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2005.
- MILLER, R.C. **Notes on analysis and sever storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central**. Tech. Report 200, Air Weather Service, United States Air Force, 190 p, 1972.
- MOLION, L.C.B.; BERNARDO, S.O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro, **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, p.1-10, 2002.
- NASCIMENTO E.L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, p. 113-122, 2005.
- NOBREGA, R.S.; SOUZA, E.P.; CAVALCANTI, E.P. Energia estática na atmosfera sobre o Nordeste do Brasil: Fluxo e variação sazonal de energia, **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.10, p.132-139, 2006.
- RIEMANN-CAMPE, K.; FRAEDRICH, K.; LUNKEIT, F. Global climatology of Convective Available Potential Energy (CAPE) and Convective Inhibition (CIN) in ERA-40 reanalysis. **Atmospheric Research**, v. 93, p. 534-545, 2009.
- THOMPSON, A.M., WITTE, J.C.; OLTMANS, S.J.; SCHMIDLIN, F.J.; LOGAN, J.A.; FUJIWARA, M.; KIRCHHOFF, V.W.J.H.; POSNY, F.; COETZEE, G.J.R.; HOEGGER, B.; KAWAKAMI, S.; OGAWA, T.; FORTUIN, J.P.F.; KELDER, H.M. Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998-2000 tropical ozone climatology 2. Tropospheric variability and the zonal wave-one, **Journal of Geophysical Research**, v. 108, 8241, doi: 10.1029/2002JD002241, 2003a.
- THOMPSON, A.M.; WITTE, J.C.; MCPETERS, R.D.; OLTMANS, S.J.; SCHMIDLIN, F.J.; LOGAN, J.A.; FUJIWARA, M.; KIRCHHOFF, V.W.J.H.; POSNY, F.; COETZEE, G.J.R.; HOEGGER, B.; KAWAKAMI, S.; OGAWA, T.; JOHNSON, B.J.; VÖMEL, H.; LABOW, G. Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998-2000 tropical ozone climatology 1. Comparison with Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) and ground-based measurements, **Journal of Geophysical Research**, v. 108, 8238, doi: 10.1029/2001JD000967, 2003b.
- TOMAZIELLO, A.C.N.; GANDU, A.W. **Severe weather indices: adptation of thresholds to metropolitan region of Sao Paulo, Brazill**. In: WMO Symposium on Nowcasting and Very Short Term Forecasting, Whistler - British Columbia. Proceedings, 2009.
- YAMAZAKI, Y.; RAO, V.B. Tropical cloudiness over South Atlantic ocean. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.55, p.205-7, 1977.