

CLIMATOLOGIA DA ESTRUTURA VERTICAL DAS PERTURBAÇÕES CONVECTIVAS SOBRE A AMÉRICA DO SUL E ADJACÊNCIAS

ROBERTO LAGE GUEDES E LUIZ AUGUSTO TOLEDO MACHADO

Centro Técnico Aeroespacial/Instituto de Aeronáutica e
Espaço Divisão de Ciências Atmosféricas
Pç. Mal do Ar Eduardo Gomes nº 50, São José dos Campos/SP.
CEP: 12228-904, Tel. (012) 3947 45 89, Fax: (012) 3947 45 51
E-mail: roblg@iae.cta.br, machado@iae.cta.br

RESUMO

Apresenta-se neste trabalho a estrutura vertical das perturbações convectivas sobre a América do Sul e adjacências. Foram utilizadas imagens de satélites meteorológicos originárias do ISCCP e reanálises do NCEP/NCAR no período de julho de 1983 a dezembro de 1990. Usando uma metodologia de acompanhamento de sistemas convectivos foi identificado o ciclo de vida das perturbações convectivas. Com as fases do ciclo de vida e as reanálises de modelo numérico fez-se uma composição, com a qual observou-se o impacto das perturbações convectivas em relação ao perfil médio equatorial e a evolução temporal da estrutura dinâmica e termodinâmica associadas às perturbações.

Foram observados processos de resfriamento na alta troposfera, aquecimento em níveis imediatamente inferiores, aquecimento na superfície e aumento de umidade na baixa e média troposfera na presença de perturbações convectivas. A velocidade vertical perturbada omega tem seu máximo ao redor de 300 hPa e foi a perturbação mais significativa, alcançando valores de cerca de até três vezes maior que o perfil médio.

A evolução das perturbações convectivas ao longo de seu ciclo de vida mostra que há uma íntima relação entre a fase em que se encontra com o comportamento dos parâmetros atmosféricos observados. O geopotencial, a temperatura, a umidade e a velocidade vertical evoluem de formas combinadas entre as fases do ciclo de vida da perturbação convectiva e acopladas verticalmente. Seis horas antes da iniciação da perturbação convectiva já é possível identificar condições dinâmicas e termodinâmicas que indicariam, em futuro próximo, a presença de uma perturbação convectiva, tais como, aumento da temperatura, diminuição do geopotencial, aumento da velocidade vertical principalmente em baixos níveis e aumento da umidade atmosférica.

Palavras-chave: Perturbações convectivas, perfis verticais, velocidade vertical.

ABSTRACT: CLIMATOLOGY OF THE VERTICAL STRUCTURE OF THE CONVECTIVE PERTURBATION OVER SOUTH AMERICA AND ADJACENCIES

This work describes the dynamics and thermodynamics of vertical structure of the convective perturbation over South America and neighborhoods, from July 1983 to December of 1990. GOES-E satellite imagery was used, as provided by the ISCCP and the reanalysis of NCEP/NCAR during the mentioned period.

Using a convective system tracking methodology the life cycle of the convective perturbation was identified. Composites studies were applied using the phases of convective perturbation life cycle and the reanalyzes of numeric model to describe the life cycle evolution of the equatorial convective perturbation. The variability of the convective equatorial perturbations was observed in relation to the mean equatorial profile and the time evolution of the dynamic and thermodynamic structure of the disturbances. Cooling processes on the top of the troposphere, heating on the surface and humidity increase in the low and middle troposphere in the presence of convective perturbations were observed.

The ascending vertical velocity (omega) presents maximum perturbation around 300 hPa. Omega perturbation was the most significant parameter, reaching values about three times larger than the average profile. The evolution of the convective disturbances along the life cycle shows a strong relationship between the phases of the disturbance and the behavior of the observed atmospheric parameters. The geopotential, the temperature, the humidity and the vertical speed develop in a combined way between the phases and coupled vertically. Six hours before the initiation it is already possible to identify the dynamic and thermodynamic conditions such as, the temperature increase, the geopotential decrease, the increase in the vertical speed mainly in the low levels and increase in the atmospheric humidity, that would indicate the presence of a convective perturbation.

Key words: Convective perturbation, vertical profile, vertical velocity.

1. INTRODUÇÃO

No sentido de se entender os mecanismos e os processos físicos responsáveis pelo clima é necessário conhecer as suas características básicas e a variabilidade de sua estrutura. Os processos convectivos principalmente aqueles produzidos dentro da região equatorial são fundamentais na geração de transportes meridionais de energia, momento e massa (Lorenz, 1967) A cobertura de nuvens e a precipitação são os principais parâmetros que produzem as variabilidades climáticas nas regiões tropicais e equatoriais. Na região equatorial os grandes aglomerados de nuvens encontram-se imersos na Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) exercendo influência direta sobre a própria região equatorial e indireta na atmosfera planetária.

Sabe-se que os movimentos na atmosfera e no oceano têm um importante papel na troca de energia entre regiões bem como na manutenção do balanço energético global. Os fluxos turbulentos de grande escala são um dos mecanismos utilizados pela natureza no estabelecimento dos diferentes regimes de tempo e clima principalmente em latitudes médias (Peixoto and Oort, 1992). A convecção é o mecanismo em menor escala, que força a atmosfera a realizar os transportes meridionais e latitudinais de calor.

Os sistemas convectivos (SC) são formados e/ou interagem com as ondas atmosféricas e essas perturbações convectivas (PC) com a circulação em grande escala. Os mecanismos destas interações ainda não são bem conhecidos, principalmente a evolução temporal das próprias PC em suas diferentes fases do ciclo de vida. O calor latente liberado na atmosfera durante estes processos modifica a circulação em grande escala. A circulação em grande escala induz uma variabilidade na interação oceano atmosfera podendo, eventualmente, gerar diferentes modos climáticos (Frankignoul, 1998). Por outro lado, estas PC têm uma importância direta na variabilidade da precipitação local.

A classificação dos fenômenos atmosféricos em diferentes escalas auxilia a compreensão das interações entre diversos tipos característicos de sistemas. Orlanski

(1975) propôs uma classificação dos fenômenos atmosféricos em escalas micro, meso e macro, sendo que a subdivisão da mesoescala foi feita em mesoescala γ , β e α , onde a escala γ inclui as nuvens cumuliformes individuais, a β inclui linhas de instabilidade e os aglomerados de nuvens e a escala α inclui entre outros os complexos convectivos de mesoescala (CCM) e vórtices ciclônicos do tipo virgula.

Evidentemente, dentro de um determinado sistema existem diferentes escalas espaciais e temporais que interagem entre si. A maior parte da cobertura total de nuvens convectivas na região tropical é organizada em SC de mesoescala. Machado (2000) utilizando-se de informações coletadas nos experimentos ABLE-2B (Atmosphere Boundary Layer Experiment – época chuvosa) e FluAmazon (Fluxo de Vapor na Amazônia) apresenta que a maior parte da cobertura de nuvens é associada a um pequeno número de sistemas convectivos de mesoescala. Esses fatos mostram que grande parte da convecção é realizada em grandes aglomerados convectivos. Assim, são estes grandes aglomerados convectivos que, provavelmente, executam a maior parte dos fluxos verticais na região equatorial.

Desta forma, neste trabalho optou-se por estudar os sistemas atmosféricos que se encontram no entorno da escala α o que permitiu definir as perturbações convectivas como a assinatura em grande escala da organização espacial e temporal das nuvens associadas a convecção, cuja perturbação convectiva pode ser composta por diversos sistemas convectivos ou por somente um sistema convectivo com grande extensão espacial.

Os principais fenômenos que ocorrem sobre a região equatorial são os CCM, as linhas de instabilidade e os ciclones tropicais. Os CCM foram inicialmente estudados por Maddox (1980, 1982, 1983), que documentou a ocorrência destes sistemas de mesoescala sobre a parte central dos Estados Unidos. Sobre a América do Sul também foram identificados CCM que foram descritos entre outros artigos por Cavalcanti (1982), Guedes e Silva Dias (1984), Silva Dias (1987), Velasco and Fritsch (1987) Alves e Repelli (1998) e

Fedorova e Khan (1999).

As linhas de instabilidades tropicais foram identificadas por Hamilton and Archbold (1945). Uma das mais importantes linhas de instabilidades que se formam sobre o continente sul-americano são as linhas de instabilidade da Costa Amazônica. Estas linhas se encontram sobre a costa norte - nordeste da América do Sul como uma instabilidade associada à brisa marítima e a ZCIT (Greco^a et. al., 1990; Greco^b et. al., 1994; Garstang, 1994; Cohen et. al. 1995). Estes sistemas apresentam significativa ocorrência sobre aquela região, visto que sua variabilidade sazonal e seu horário de maior ocorrência, dentro do ciclo diurno, podem ser identificados por meio de imagens médias (Guedes e Machado, 1997).

Os ciclones tropicais são conhecidos a mais de 500 anos pelos navegadores que cruzavam os oceanos em busca de novas terras. Porém, do ponto de vista científico McDonald (1935) foi um dos primeiros a documentar cientificamente este tipo de fenômeno. Inúmeros artigos foram produzidos sobre as características dos ciclones tropicais sendo que um dos mais importantes foi o trabalho de Riehl (1954).

Mais recentemente, Machado et al. (1998) apresentaram uma análise sobre o ciclo de vida de SC de mesoescala sobre as Américas. Os autores mostraram que de uma forma geral, os SC na região equatorial seguem o curso da ZCIT no inverno do HS com tempos de vida médios de cerca de 15 horas. Nas outras estações ocorre uma perda de “organização” e diminuição do tempo de vida dos sistemas. Na região amazônica e no verão do HS ocorre a propagação de sistemas de leste para oeste com tempo de vida de cerca de 10 horas. Observa-se também, uma propagação de sistemas da região amazônica para a região sul do Brasil, possivelmente associadas à Zona de Convergência do Atlântico Sul.

Certamente a convecção na região equatorial não envolve somente os fenômenos acima citados, mas muitos outros que se encontram da escala individual de cumulus, passando pelos grandes aglomerados convectivos e também pelos sistemas acima citados. Porém, a maior parte da precipitação e da cobertura de nuvens se concentra em sistemas de escalas maiores (Machado, 2000).

Assim, neste artigo utilizou-se um conjunto climatológico de imagens obtidas por satélites meteorológicos e de uma metodologia de acompanhamento das PC onde foi possível identificar o ciclo de vida destas perturbações. Com as fases do ciclo de vida das PC e as reanálises NCEP/NCAR fez-se uma composição, com a qual observou-se a evolução temporal da estrutura dinâmica e termodinâmica das PC.

Este artigo discute também o efeito das diferentes fases do ciclo de vida das PC nas variações das estruturas

verticais originárias sobre a região da América do Sul e adjacências. A quantificação da variabilidade das características dinâmicas e termodinâmicas em diferentes alturas dentro das PC pode gerar um maior conhecimento de como a variabilidade da cobertura de nuvens nas PC modifica a estrutura média da atmosfera e permitir relacionar os acoplamentos entre diferentes níveis troposféricos.

Assim, o objetivo deste trabalho é descrever a variabilidade das PC convectivas sobre a América do Sul e adjacências em relação ao perfil básico equatorial, por meio dos perfis verticais perturbados, verificando a evolução destes perfis ao longo do ciclo de vida das PC. As principais diferenças entre estas perturbações no continente e no oceano são também discutidas.

2. DADOS

Neste trabalho foram utilizados dois conjuntos de dados globais. O primeiro conjunto é originário do International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), no estágio C1 e o segundo são reanálises do National Centers for Environmental Prediction e do National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR). Ambos foram obtidos no período de julho de 1983 a dezembro de 1990. Este intervalo corresponde ao período coberto pelos dados do ISCCP.

Os dados do estágio “ISCCP-C1” são derivados das imagens dos satélites meteorológicos geoestacionários e de órbita polar, produzidos a cada 3 horas, com resolução espacial de 2,5° x 2,5° de latitude e longitude, apresentando-se nos horários das 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 e 21 UTC. Os processos utilizados para obtenção destes dados estão descritos nos trabalhos de Schiffer and Rossow (1983) e Rossow and Walker (1991).

As reanálises são um esforço do NCEP/NCAR para rodar uma determinada versão do modelo operacional utilizando-se de um conjunto maior de dados, o que permite desta forma, a intercomparação dos resultados produzidos. Os dados aqui utilizados são provenientes da versão operacional do NCEP/NCAR de 11 de janeiro de 1995. Os dados são fornecidos nos horários sinóticos das 00, 06, 12 e 18 UTC. Os processos utilizados para obtenção destes dados estão descritos em detalhes em Kalnay et. al. (1996).

As reanálises utilizadas estão em coordenada de pressão, entretanto o modelo do NCEP/NCAR encontra-se em coordenada sigma. Porém, a transformação não afeta substancialmente a confiabilidade que se tem nos dados em coordenada de pressão. Ambos conjuntos de dados possuem um mesmo grau de representatividade, posto que não é feita simplesmente uma interpolação, mas uma reconstrução do valor esperado no nível de

pressão que se deseja (Kalnay et. al. 1996).

Com relação à resolução vertical utilizada neste artigo admitiu-se que a mesma seja adequada, visto que se deseja estudar o comportamento geral do acoplamento vertical atmosférico. Da mesma forma, a resolução horizontal dos dados utilizados, seja as imagens do ISCCP-C1 ou os dados de reanálise do NCEP/NCAR são compatíveis com a escala horizontal previamente escolhida.

No sentido de se verificar a capacidade dos dados do NCEP/NCAR em descrever a cobertura de nuvens altas e convectivas descritas pelos dados do ISCCP-C1, foram produzidas correlações entre estes conjuntos de dados. Utilizaram-se três tipos de coberturas de nuvens para serem correlacionados com o valor da velocidade vertical em 300 hPa. Foram utilizadas a cobertura total de nuvens obtida por satélite, a cobertura de nuvens altas cujos topos se encontram em alturas superiores a 560 hPa (aproximadamente 4800 m) e a cobertura de nuvens convectivas cujos topos encontram-se acima de 310 hPa (aproximadamente 9100 m).

Estas coberturas foram utilizadas em função de que o método empregado ao longo de todo o artigo procura relacionar os ciclos de vida de perturbações convectivas, essencialmente descritas pelas nuvens altas e por regiões convectivas, com o perfil obtido próximo ao centro da região mais convectiva da PC. Os valores obtidos de correlação (máximos ao redor de 50%) se apresentam significativos, para todos os três parâmetros utilizados, usando-se uma distribuição de *t* de Student com um intervalo de confiança de 95%.

Os valores de correlação entre cobertura convectiva e de nuvens altas com a velocidade em 300 hPa considera o universo de todas as nuvens convectivas e altas, isto é desde pequenos agrupamentos de nuvens até organização de nuvens com cobertura espacial da ordem das PC estudadas neste trabalho. Logo, a análise aplicada neste trabalho às PC certamente apresenta uma correlação ainda maior, pois se trata de fenômenos de grande escala bem melhor resolvidos pelas reanálises.

Por outro lado Weare (1996) compara os dados de reanálises do NCEP/NCAR com as observações do Radiation Budget Experiment (ERBE). As diferenças observadas entre este conjunto de dados foram analisadas a luz das estimativas de cobertura obtidas pelo ISCCP. De forma geral, este artigo mostra que os dados do NCEP/NCAR apresentam resultados semelhantes aos obtidos pelo ERBE. Também Bony et al 1997 compara as reanálises do NCEP/NCAR com os dados do NASA/DAO. Entre outras análises ressalta-se que considerando as discrepâncias obtidas nas variações interanuais e a variabilidade interanuais do vapor d'água, da precipitação, da radiação de onda longa a céu claro no topo da atmosfera são menores do que as existentes entre

estimativas obtidas por satélites correspondentes.

Entretanto, é importante ressaltar que os dados de perfil vertical aqui trabalhados são derivados de reanálises do modelo numérico do NCEP/NCAR. Portanto, os resultados apresentados são em parte dependentes de quanto o próprio modelo pode perceber do impacto que estas grandes perturbações convectivas produzem na atmosfera.

3. OBTENÇÃO DO CICLO DE VIDA DAS PERTURBAÇÕES CONVECTIVAS (PC)

O ciclo de vida das PC foi obtido utilizando-se rotinas de acompanhamento de SC descritas em Machado et. al. (1998) e adaptadas para utilização com os dados ISCCP-C1. Esta análise considerou somente as PC que possuíam um ciclo de vida maior ou igual a seis horas.

O processo de identificação do ciclo de vida de SC exige que anteriormente seja determinado um limiar representativo do fenômeno o qual se deseja estudar. Limiares de temperatura de brilho no canal infravermelho (Tir) para identificação de SC bem como núcleos convectivos estão bem determinados e foram fisicamente fundamentados em diversos trabalhos (Houze, 1977, Maddox, 1980, Miller and Fritsch 1991, Mapes and Houze 1993 e Machado et. al. 1998, entre outros).

Porém, a finalidade deste trabalho é estudar a organização da convecção em grande escala (PC). Por este motivo, foi escolhido um conjunto de imagens cuja resolução espacial é representativa de uma área aproximada de 250x250 km. Desta forma, mesmo que o processo de acompanhamento das PC identifique como convectivo somente um ponto, este representará uma área perturbada consideravelmente grande e, portanto estará mais próximo de perturbações que se encontram ao redor da escala α do que do SC. Assim, os limiares utilizados foram relativamente mais quentes do que os do processo convectivo em função da representatividade dos dados.

Durante o processo de investigação percebeu-se que se for utilizado limiares de temperatura de brilho infravermelho (Tir) cada vez mais elevados, verifica-se que o número de perturbações diminui e seu tamanho aumenta consideravelmente, pois estaria sendo selecionado como única estrutura de perturbação grandes áreas, como por exemplo, a ZCIT. Se o processo for invertido, ou seja, se o limiar for diminuindo, o número de PC aumenta e diminui-se a área até uma Tir de corte ao redor de 260 K. Neste ponto, o número de PC começa a diminuir devido à diminuição da probabilidade de existir uma região contida na escala espacial com Tir

muito reduzida (Siqueira e Machado, 2000).

Assim, foi utilizado o limiar de 260 K no processo de acompanhamento de PC, levantando-se desta forma seus ciclos de vida sobre a região equatorial acima citada. Hodges and Hodges and Thorncroft (1997) utilizaram a temperatura de 258 K como sendo o limiar que determina a estrutura convectiva em um conjunto de dados suavizados de forma semelhante ao empregado neste trabalho.

Neste processo identificou-se um conjunto de PC ocorridas na região tropical de julho de 1983 a dezembro de 1990. A cada três horas são apresentados os tamanhos, diversas características morfológicas e radiativas da PC. Entre estes parâmetros calculou-se a fração convectiva. Para se calcular a fração convectiva, definiu-se primeiro os núcleos convectivos que são regiões imersas dentro da área coberta pelas PC com temperatura menor que 245 K. Tomando a razão entre a área total das PC e a área coberta por temperaturas menores que 245 K tem-se à fração convectiva. Na resolução do conjunto de dados utilizado, uma PC com fração convectiva diferente de zero corresponde a uma cobertura de uma área de 2.5×2.5 graus de latitude e longitude com Tir média menor que 245K. Com a finalidade de se excluir totalmente aquelas perturbações que somente apresentavam grandes áreas cobertas por Ci, foram somente selecionados ciclos de vida de PC que tivessem fração convectiva maior que zero, ao longo de todo o ciclo de vida.

Apesar do processo de acompanhamento das PC permitir conhecer todas as posições das PC ao longo do ciclo de vida, neste trabalho foram utilizados somente os momentos da iniciação (primeira vez que a perturbação convectiva foi observada nas imagens ISCCP-C1), maturação (máxima expansão de área) e dissipação (última observação na imagem ISCCP-C1).

A evolução do perfil vertical das PC ao longo do ciclo de vida está associada a uma variação das características da cobertura de nuvens da própria PC. Desta forma, foi feito o histograma da Tir das PC para as posições seis horas antes da ocorrência da PC, iniciação, maturação, decaimento e seis horas depois do decaimento da PC.

Para o cálculo da Tir seis horas antes e depois da ocorrência das PC foi utilizado a Tir do centro geométrico do maior núcleo convectivo da PC, obtidas diretamente das imagens ISCCP-C1, na posição geográfica de ocorrência do maior núcleo convectivo, imerso na PC, na iniciação e no decaimento respectivamente. Para as posições iniciação, maturação e decaimento foram utilizadas a Tir mínima da PC, obtida também por meio das mesmas imagens ISCCP-C1, durante o processo de identificação do ciclo de vida das PC.

Observando a Figura 1(a) que apresenta o histograma da Tir das PC, tem-se que o método acima descrito

apresenta um resultado eficiente. Os histogramas antes e depois das PC mostram que estas regiões apresentam uma menor cobertura de nuvens convectivas do que aqueles observados durante o ciclo de vida das PC. As Tir que ocorrem também depois da dissipação das PC estão ligeiramente mais elevadas que aquelas que ocorrem antes da iniciação, mostrando que 6 horas antes da iniciação existe na média mais cobertura de nuvens que após a dissipação. Observa-se também que ao longo do ciclo de vida das PC há varias alturas de topos diferentes. Por exemplo, vários topos encontram-se na iniciação e na maturação com temperaturas de 215 K (-58C) e ao redor de 225K (-45C). Porém, existem outras diversas combinações de alturas de topos diferentes. Isto faz com que os resultados observados na alta troposfera perturbada sejam influenciados diretamente por esta diversidade de topos distintos e os resultados requererem uma análise mais complexa.

É certo também, que algumas temperaturas de brilho observadas nos histogramas seis horas antes e depois da iniciação e dissipação, respectivamente, são menores que 260 K, este fato sugere que em alguns casos seis horas antes e após a PC existiam nuvens associadas à convecção. É importante lembrar que os ciclos utilizados aqui pertencem a conjuntos que tenham seis ou mais horas de duração, ou que estejam presentes em pelo menos três imagens sucessivas com intervalos de três horas entre elas. Assim, seis horas antes ou depois pode ter ocorrido uma PC naquele local, porém com um ciclo completo menor que seis horas de duração. Desta forma, foi inicialmente selecionado pelo processo, mas posteriormente foi descartado em virtude de seu curto ciclo de vida.

Para melhor visualizar a eficiência do processo foi levantado o histograma dos raios efetivos (representação linear da área S coberta pela PC $\rightarrow S=\pi r^2$) das PC calculados segundo metodologia apresentada por Machado et. al. (1998) apresentado na Figura 1(b). Observa-se que na iniciação a maior parte das PC tem tamanhos da ordem de 400 km de raio e na maturação da ordem de 650 km. Na dissipação este valor é praticamente intermediário em todos os ciclos observados. Portanto, observando estes raios médios característicos e tomando a classificação proposta por Orlanski (1975), as perturbações observadas neste trabalho se encontram em dimensões horizontais ao redor da mesoescala α .

4. LOCALIZAÇÃO NO ESPAÇO E VARIABILIDADE SAZONAL

Como exemplo de localização espacial e variabilidade sazonal, é apresentado na figura 2, algumas trajetórias que foram obtidas neste estudo onde o

círculo vazio marca a posição geográfica da iniciação da PC. Analisando todas as trajetórias das PC na região equatorial durante o período de julho de 1983 a dezembro de 1990, percebe-se que ao longo de um período centrado no inverno do Hemisfério Sul a região da ZCIT está mais organizada do que no verão do HS. Durante o verão do HS estabelece-se forte região convectiva centradas no centro da AS e África equatorial, onde se supõem que seus ramos descendentes da circulação de Walker em conjunto com a distribuição entre continentes e oceano venham a inibir parcialmente a atividade convectiva que se estabelecerá tanto no Atlântico quanto no Pacífico, sendo, portanto uma das razões que levaria a ZCIT a não se estabelecer mais claramente no verão do HS (Stone and Chervin, 1984 e Liu and Huang 1997).

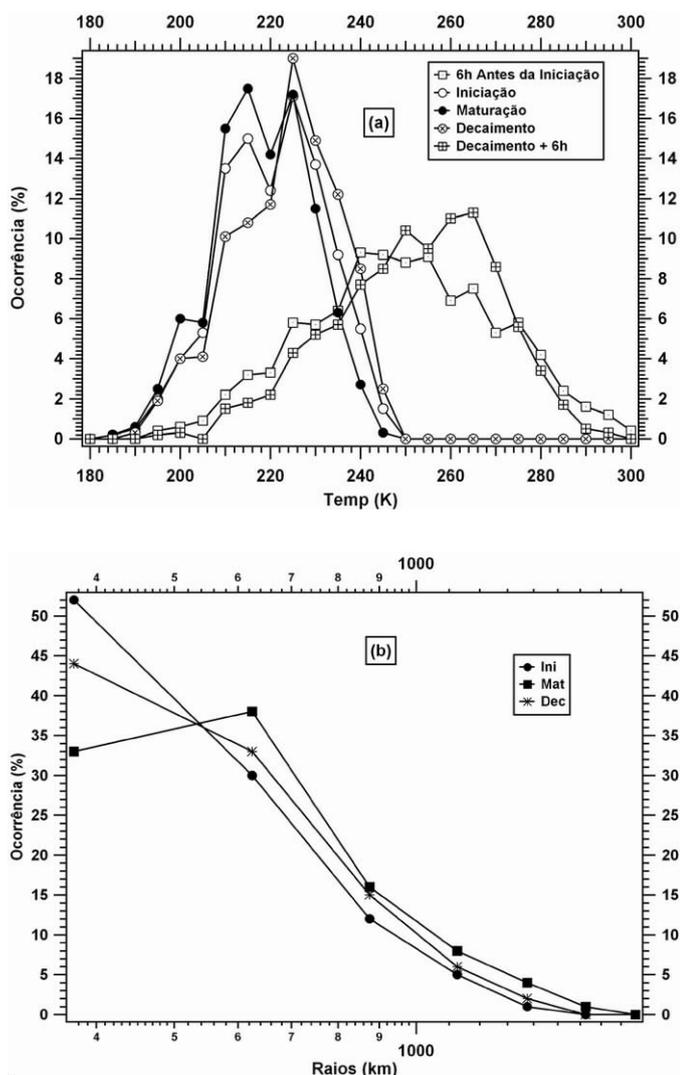


Figura 1: Histogramas da temperatura de brilho infravermelho (T_{ir}) das PC (a) seis horas antes da iniciação (I06), na iniciação (Ini), maturação ou máxima extensão de área (Mat), decaimento (Dec) e seis horas após a dissipação (D06) e histograma dos raios efetivos das PC nas diferentes fases do ciclo de vida (b).

A região marcada entre as latitudes de 7.5°N e 12.5°N é aquela que apresenta a maior concentração de trajetórias de PC durante o período estudado. Especialmente as regiões no noroeste da Colômbia e no oceano adjacente são regiões muito importantes na formação de PC o que já tinha sido observado por Velasco and Fritsch (1987).

Outras regiões continentais de forte ocorrência de PC são o norte da Amazônia e a região oeste da África, além evidentemente de todo o conjunto da ZCIT. Os trabalhos de Horel et al. (1989), Guedes e Machado (1997) e Machado et al. (1998) mostram que a ZCIT encontra-se melhor estabelecida durante o período de inverno do HS. Estes artigos, anteriormente citados, também mostram que durante este período a atividade convectiva não está bem estabelecida sobre a região central e sul da Amazônia. Portanto, limitam-se as possíveis influências que esta atividade convectiva poderia exercer sobre as PC existentes nas regiões adjacentes. Assim, foi escolhido o período entre 15 de abril e 15 de outubro para levantamento das PC o que tende a minimizar o efeito da sazonalidade nos resultados obtidos.

A limitação longitudinal foi escolhida com o objetivo de se identificar as PC equatoriais que poderiam trazer alguma influência sobre a AS, bem como incluir também as PC originárias na América do Sul e que poderiam influenciar as regiões equatoriais adjacentes. Além disso, a propagação longitudinal na região equatorial é em sua maior parte de leste para oeste (Machado et al. 1998). Assim, foram desprezadas todas as PC que nasceram nas bordas da janela utilizada, ou que tiveram seu desaparecimento também nestas regiões, desta forma evitando-se o efeito de borda nos dados utilizados. Logo, a janela foi limitada longitudinalmente entre os meridianos de 130°W e 20°E e latitudinalmente entre os paralelos de 5°S a 15°N .

Fazendo uso de todos os procedimentos e restrições acima citados foram selecionados 2096 ciclos de perturbações convectivas que foram utilizados neste trabalho.

5. IDENTIFICAÇÃO DOS PROCESSOS

Como primeiro passo para se entender a estrutura vertical da troposfera tropical, foi produzida uma média dos parâmetros temperatura do ar, geopotencial, velocidade vertical (ω) e umidade específica dos dados provenientes do NCEP/NCAR, acima citados, no sentido de se levantar o perfil médio. Esta média foi feita durante todo o período considerado e sobre toda a área da janela especificada, obtendo, portanto um único perfil para cada elemento, sendo o mesmo tomado como

característico da área e período considerado.

Além do perfil médio, foi calculado o perfil perturbado para se verificar a estrutura vertical da atmosfera na presença de PC. Em função da dispersão longitudinal das PC optou-se em se estudar a estrutura vertical destas perturbações por meio de um processo de composição, onde o ponto central composto estivesse sempre presente no centro geométrico do maior núcleo convectivo da PC ($T_{ir} < 245K$) obtido pelo método de levantamento dos ciclos de vida das PC acima descrito. Este procedimento garante que o perfil atmosférico, a ser analisado, está localizado na parte mais ativa da PC.

A composição foi produzida utilizando-se somente o elemento do ciclo de vida que coincidia a iniciação, maturação ou dissipação com os horários sinóticos apresentados nos dados do NCEP/NCAR. Desta forma, foi calculada a diferença entre os perfis perturbados e o básico.

Vários autores já utilizaram o método da composição em seus trabalhos. Augustine and Howard (1988, 1991) utilizaram um processo de composição calculando campos médios no instante mais próximo do início de formação dos SC. Esse método permite obter informações sobre as condições do meio ambiente na grande escala quando ocorre a formação da convecção, porém não é suficientemente preciso para estudar fenômenos que se

encontram essencialmente na mesoescala.

Maddox (1983) realizou estudos compostos utilizando a posição central dos CCM. A análise composta consistiu de mover os campos de parâmetros compostos sempre centrados no centro geométrico dos CCM considerados.

Cotton et al. (1989) utilizando-as de imagens de satélites meteorológicos fizeram uma composição de dados para estudar os CCM nos momentos do ciclo de vida pré CCM, iniciação, crescimento, maturação, decaimento, dissipação e pós CCM, considerando o centro geométrico do CCM e a direção de deslocamento, porém optando por utilizar um restrito número definido de pontos de grade, para estudar o ciclo típico da precipitação associada aos CCM. McAnelly and Cotton (1989) variaram o tamanho das cartas compostas para diferentes instantes do ciclo de vida e da superfície média do CCM observado. Kane et al. (1987) não somente utilizaram para a composição a posição de direção do deslocamento do SC, mas também cada campo relativo a um individual CCM normalizado pelas dimensões médias observadas.

Neste trabalho optou-se por um procedimento semelhante ao apresentado por Maddox (1983) e Cotton et al. (1989), pois foram feitos acompanhamentos da posição do centro geométrico do maior núcleo

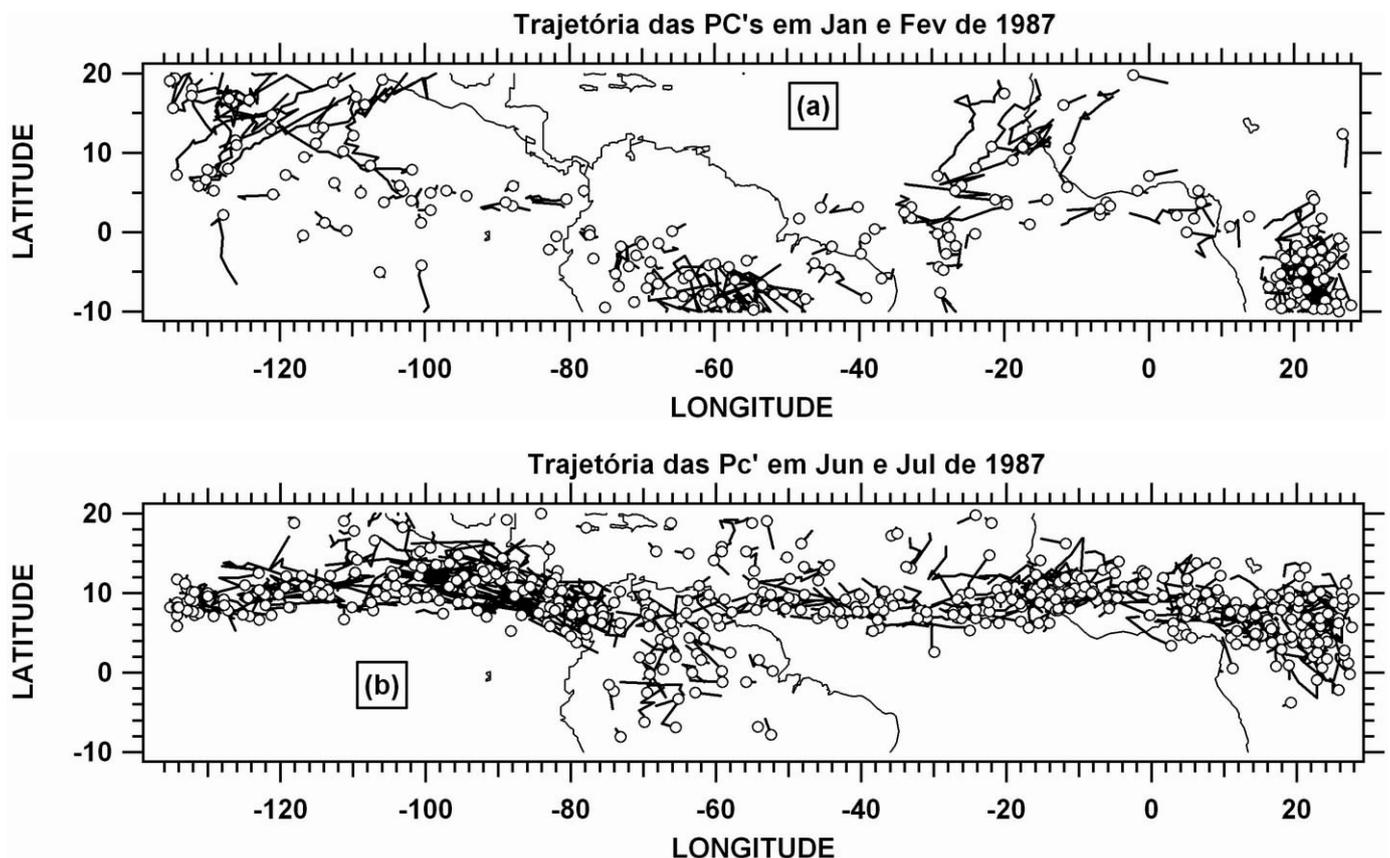


Figura 2: Trajetória das perturbações convectivas (PC) que ocorreram em janeiro e fevereiro de 1987 (a), e, as que ocorreram em junho e julho de 1987 (b), onde o círculo vazio marca a iniciação da PC.

convectivo da PC e a composição foi feita para instantes definidos do ciclo de vida da PC, para se obter o perfil vertical médio perturbado no ponto central do maior núcleo convectivo imerso na PC.

6. ANÁLISE DOS PERFIS VERTICAIS PERTURBADOS

Ao longo desta seção serão discutidas as características obtidas pelas diferenças entre os campos perturbados e os campos médios. A Figura 3 mostra o perfil médio e a diferença entre perfil perturbado e o perfil médio da temperatura do ar, geopotencial, umidade e omega em toda a região analisada, bem como seus respectivos desvios padrões na forma de barras horizontais.

Os valores de desvio padrão dos campos perturbados são na maior parte dos perfis menores ou iguais às diferenças obtidas entre o campo perturbado e o campo médio. Ressalta-se que, no cálculo deste desvio padrão não foi considerado o estágio do ciclo de vida em que se encontrava a perturbação. Como há diferentes perfis verticais para cada momento do ciclo de vida, ou seja, se a perturbação está na iniciação, maturação

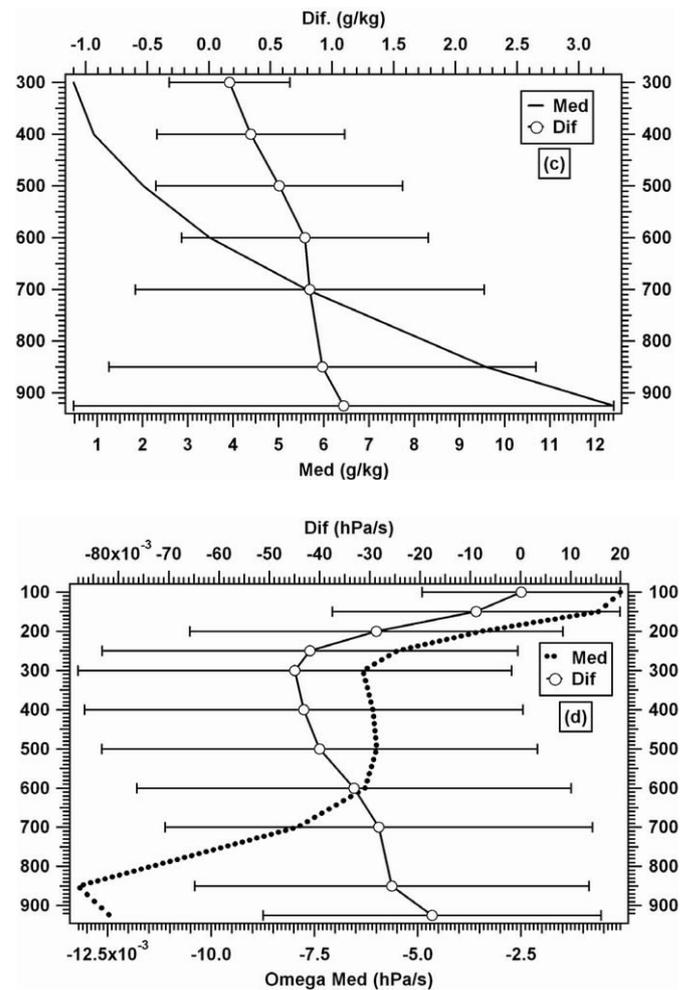
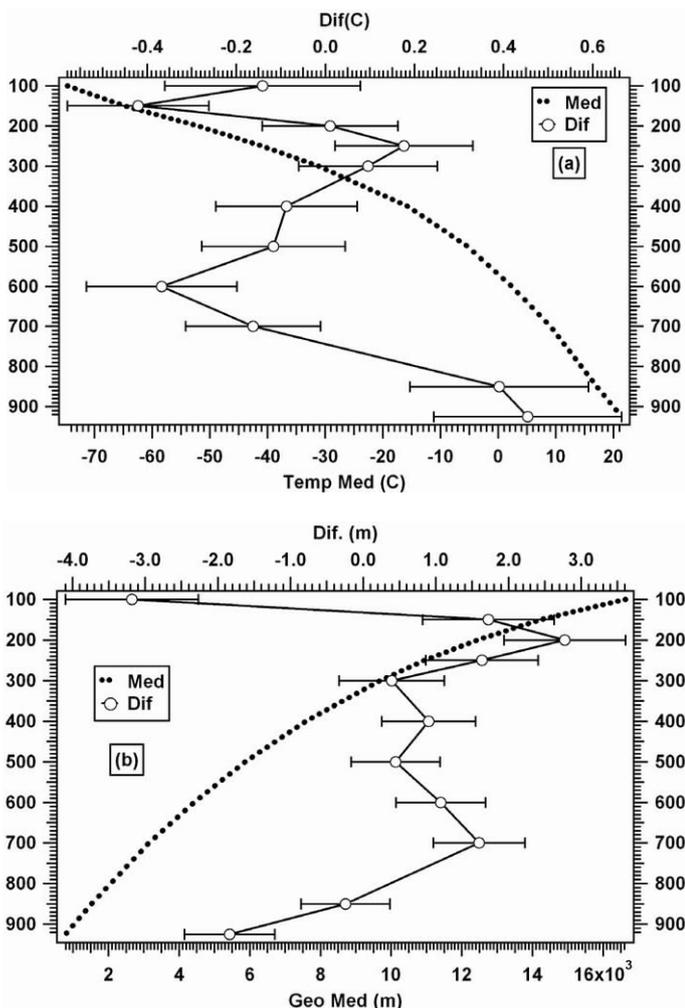


Figura 3: Perfil médio equatorial (Med.) e a diferença (Dif.) entre o perfil perturbado e o perfil médio da temperatura do ar (a), geopotencial (b), umidade (c) e omega (d).

ou decaimento, o desvio apresentado é o maior que se poderia esperar.

Observando-se a diferença do perfil perturbado da temperatura tem-se que na presença de uma PC há um pequeno aquecimento na camada entre a superfície e cerca de 800 hPa e um resfriamento ao redor do nível de 600 hPa. Para níveis mais elevados apresenta-se uma alternância de valores positivos e negativos no perfil perturbado. Tomando-se agora a diferença do perfil perturbado para o geopotencial, verifica-se que há uma leve diferença negativa próxima à superfície e um pequeno aumento de geopotencial ao redor de 700 hPa. Para a umidade verifica-se que há um aumento da umidade em superfície da ordem de 1.0 g/kg.

Quanto a omega observa-se que a velocidade vertical do perfil médio é ascendente em praticamente toda a troposfera, sendo que o máximo de velocidade vertical encontra-se em 850 hPa. Este comportamento da velocidade vertical do perfil médio está associado com a

ZCIT ou com o ramo ascendente da célula de Hadley. O perfil médio da velocidade escalar do vento sobre toda a região equatorial, não apresentado aqui, apresenta-se com velocidades mais elevadas em cerca de 700 hPa, portanto imediatamente acima do nível de máxima velocidade vertical ascendente, mostrando que ambos os processos de velocidade escalar e vertical estão coerentes entre si.

Peixoto and Oort (1992) apresentaram um resultado semelhante ao apresentado acima com valores de velocidade vertical de mesmo sinal e de ordem de grandeza semelhante, porém com um máximo centrado em 5 N e ao redor de 600 hPa. Estas diferenças de alturas dos máximos obtidos em ambos os trabalhos estão associadas a uma diferença de metodologia. Peixoto and Oort (1992) mostraram uma distribuição latitudinal média anual sobre todas as longitudes, enquanto este trabalho apresenta uma média na área entre longitudes definidas cobrindo todo o período convectivo.

A diferença entre o perfil perturbado e o perfil médio para omega apresenta-se como sendo a perturbação do campo básico mais significativa, esta diferença é de cerca de três vezes maior que o perfil médio. Observando-se, portanto a diferença entre o perfil perturbado e o perfil médio para omega, verifica-se que em todo o perfil vertical este se comporta sempre mais ascendente que o perfil médio com uma perturbação máxima ao redor de 300 hPa.

A temperatura e geopotencial apresentam comportamentos articulados entre si, ou seja, na superfície tem-se aquecimento e menor geopotencial, ao redor de 700 hPa resfriamento e aumento do geopotencial e assim sucessivamente em todos os níveis de pressão quando se encontra na média um desvio da temperatura também há, neste nível, uma modificação equivalente do geopotencial. Estes processos articulados podem ser uma resposta do próprio modelo aos processos adiabáticos gerados no ambiente do modelo.

Acredita-se que os processos de resfriamento ao redor de 150 hPa e aquecimento ao redor de 350 hPa são em função de processos radiativos de resfriamento no topo por perda da radiação de ondas longas e o aquecimento seja em função do ganho de energia por absorção de radiação de onda curta naquelas perturbações que ocorreram durante o período diurno. Machado and Rossow (1993) discutem o efeito da radiação de onda longa e curta na presença de sistemas convectivos.

O aquecimento em uma camada próxima a superfície pode ser devido principalmente aos fluxos verticais e secundariamente a absorção da radiação de onda longa pela superfície e pela radiação de onda longa emitida pela superfície e absorvida na baixa atmosfera (Machado and Rossow, 1993). O resfriamento na média troposfera ao redor de 600 hPa, pode ser devido

à ocorrência da evaporação da precipitação que as PC devem estar produzindo.

Portanto, em função dos resultados obtidos esperava-se que a maior perturbação de omega ocorresse ao redor de 800 hPa, pois o perfil perturbado mostra que há aquecimento abaixo deste nível e resfriamento acima. Entretanto, os sistemas atmosféricos apresentam diferentes comportamentos ao longo de seu ciclo de vida. Desta forma, o perfil perturbado pode não ser representativo de todo o conjunto do ciclo de vida e pode apresentar alguma alteração em relação ao que realmente ocorre em relação a cada elemento do ciclo de vida. Conhecendo-se a estrutura básica das PC é importante entender como estes sistemas variam seu perfil vertical em relação a sua evolução dentro do ciclo de vida.

Assim, foram feitas diferenças entre a maturação e as diferentes fases do ciclo de vida da PC no sentido de se verificar qual a evolução do perfil perturbado antes, durante e depois da ocorrência da PC. Desta forma, é apresentada na figura 4 a evolução temporal do perfil perturbado das PC. Esta Figura mostra a diferença entre o perfil perturbado na maturação e as diversas posições do ciclo de vida das PC, tomadas respectivamente às seis horas antes da iniciação da PC, na iniciação, no decaimento, e seis horas após o decaimento.

A Figura 4 mostra que as diferenças entre as temperaturas obtidas seis horas antes da iniciação e a que ocorreu na maturação, bem como entre a que ocorreu na iniciação e a maturação, mostram que da superfície até a média troposfera ocorre um aquecimento anterior à presença da PC. Similarmente, o geopotencial apresenta valores mais elevados antes da presença da PC e gradativamente diminui seu valor até a maturação em toda a troposfera. A umidade de forma semelhante apresenta na baixa troposfera, nas horas que antecedem a PC e na iniciação valores maiores do que aqueles que ocorrem na maturação. Percebe-se também, que a velocidade vertical é mais convectiva nas horas que antecedem a PC na baixa troposfera. Desta forma, tem-se um quadro conjuntural favorável ao aparecimento da PC seis horas antes da iniciação até a iniciação, com temperatura mais elevada, queda gradativa do geopotencial, concentração de umidade e velocidade vertical convectiva na baixa e média troposfera.

Comparando-se agora a maturação com o decaimento tem-se que a temperatura do ar no centro da PC na maturação é maior do que no decaimento em praticamente toda a troposfera. Que o geopotencial é menor na maturação do que no decaimento até cerca de 300 hPa e maior acima deste nível, tendo um máximo ao redor de 150 hPa. A umidade é maior na maturação do que no decaimento na superfície e na média troposfera, e a velocidade vertical apresenta-se com

velocidades convectivas muito maiores na maturação do que no decaimento, principalmente ao redor de 300 hPa. Próximo à superfície omega se torna substancialmente pequeno na maturação o que se supõe que seja um sinal decorrente das correntes descendentes, cujos fluxos foram geradas pelo conjunto das nuvens cumuliformes, que anteriormente passaram por um máximo de precipitação e que o momento de máxima área já apresenta alguns sinais de dissipação da PC.

Assim, verifica-se que ocorre resfriamento na superfície pela presença da PC. Este resfriamento pode ter sido induzido, principalmente durante o período diurno, pela ausência de radiação solar direta na superfície, pela evaporação da precipitação em baixos níveis e pela mistura do ar troposférico próximo da superfície com ar potencialmente mais frio de níveis elevados, supostamente trazidos pelas correntes descendentes oriundas das células de CB imersas na PC. O geopotencial depois da maturação inicia um processo de elevação, certamente devido ao resfriamento da superfície e da velocidade

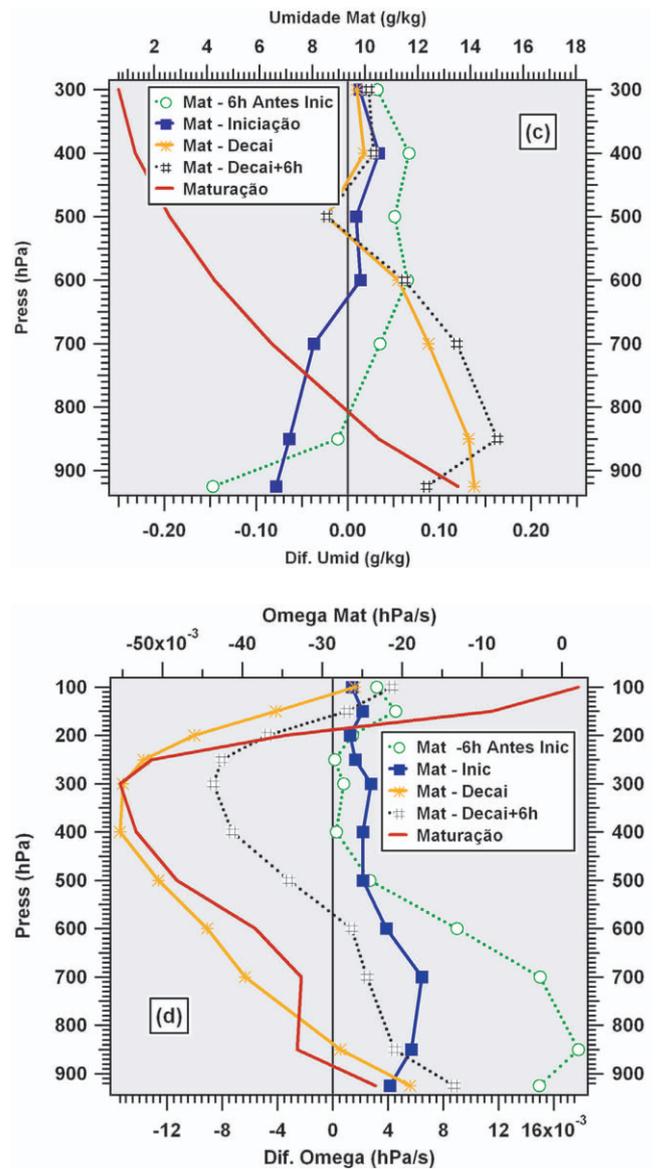
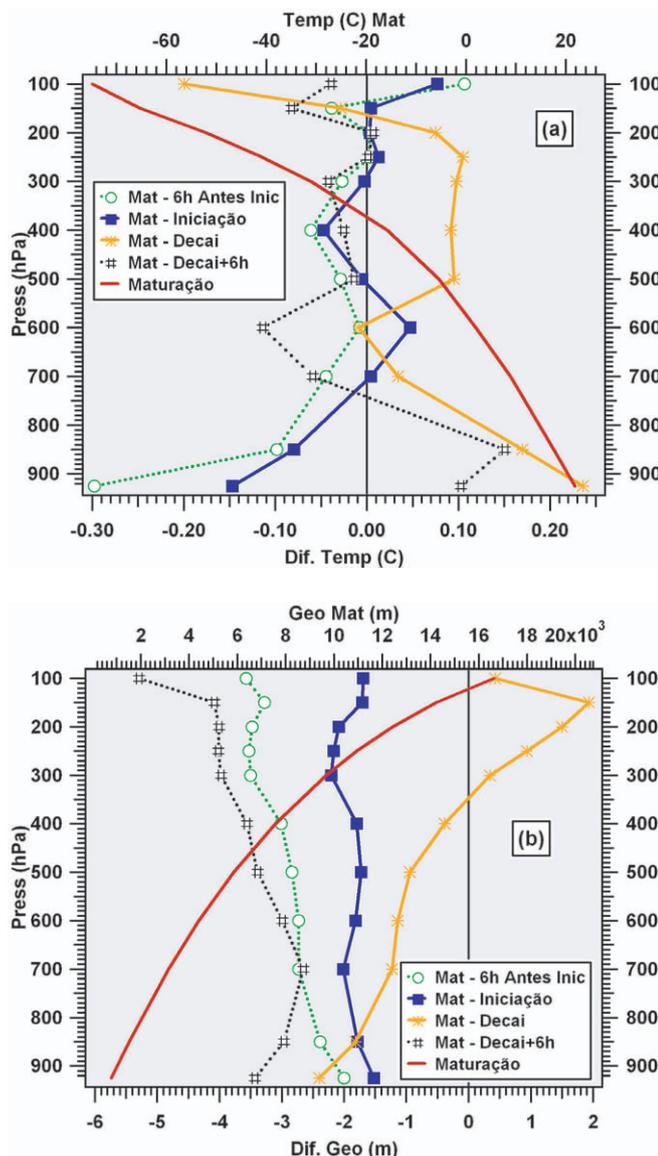


Figura 4: Perfil perturbado da maturação (Mat) e as diferenças entre os perfis perturbados da maturação e os outros momentos do ciclo de vida, onde M-I06 é a diferença entre o perfil perturbado na maturação e seis horas antes da iniciação, M-I é maturação menos iniciação, M-D é maturação menos decaimento, M-D06 é maturação menos seis horas após decaimento, sendo que (a) apresenta a temperatura, (b) o Geopotencial, (c) a umidade e (d) a omega.

vertical descendente. A PC consome parte da umidade anteriormente presente na superfície e baixa troposfera. O transporte vertical mais intenso, na maturação, situa-se em níveis mais elevados, propiciando a liberação de calor latente também em níveis mais elevados na troposfera bem como, a presença de um máximo de geopotencial acima do máximo de velocidade vertical, caracterizando provavelmente a presença de um sistema de alta pressão.

Observa-se também, que o comportamento e

a intensidade de omega na maturação explica o fato do comportamento do perfil perturbado da velocidade vertical apresentar um comportamento típico de alta divergência do vento em altos níveis, ou seja, situar-se em níveis mais elevados na troposfera. Houze (1982) mostra que, em um modelo que simula o ciclo de vida de um aglomerado convectivo na região tropical, a velocidade vertical omega diminui na baixa troposfera e aumenta em altos níveis quando o SC passa da fase de iniciação para maturação de forma semelhante ao encontrado nesta análise.

Comparando-se agora o que ocorre com o perfil vertical na maturação a aquele obtido seis horas após o decaimento observa-se que a atmosfera inicia um processo de retorno à condição inicial embora ainda bastante modificada. A temperatura volta a subir na superfície provavelmente em função do decaimento da PC, da diminuição da cobertura de nuvens e o conseqüente aumento da radiação solar direta (grande parte das PC ocorrem durante o período diurno) tendo em vista a diminuição da cobertura de nuvens mostrada nos histogramas da Figura 1a. Em cerca de 850 hPa percebe-se o aquecimento produzido na baixa troposfera provocado pela liberação de calor latente durante a presença da PC na fase de maturação. Conseqüentemente, o geopotencial assume valores mais elevados em toda a troposfera, caracterizando que a PC já se dissipou. A umidade é maior na maturação do que seis horas após a dissipação, mostrando que a atividade convectiva embora estivesse em decaimento ainda assim continuou consumindo vapor d'água da baixa troposfera. A velocidade vertical reinicia um processo de aumento da velocidade convectiva em níveis próximos a superfície.

7. DIFERENÇAS ENTRE O CONTINENTE E O OCEANO

Devido à complexidade interna de cada componente do sistema climático é conveniente considerar quais as diferenças que podem ser observadas no comportamento das PC em função de diferentes forçantes como absorção da radiação solar pela superfície, composição da superfície, disponibilidade de vapor d'água na troposfera. Nestes termos a primeira grande diferença que poderia estar embutida nos resultados acima descritos seria um possível comportamento diverso das PC quando estas acontecem sobre o continente ou sobre o oceano. É evidente que as forçantes, principalmente as provenientes da superfície, são consideravelmente diferentes, o que poderia fazer com que as PC que ocorressem ora sobre uma superfície ora sobre outra tivessem, portanto comportamento diverso entre si.

Assim, foram selecionadas todas as PC

que nasceram sobre a região da janela equatorial acima descrita na AS, Central e África como sendo perturbações continentais, bem como foram separadas todas que nasceram sobre os oceanos Pacífico e Atlântico e assumidas como oceânicas. Segundo Jorgensen and LeMone (1989) o transporte vertical é consideravelmente maior nas tempestades convectivas continentais do que nas oceânicas, comparando-se as mais intensas nuvens convectivas observadas no GATE (GARP Tropical Atlantic Experiment), no TAMEX (Taiwan Area Mesoscale Experiment) e em furacões com tempestades tropicais continentais. Portanto, o parâmetro utilizado foi a velocidade vertical omega, pois esta integra o comportamento convectivo das perturbações. A Figura 5 apresenta o perfil perturbado de omega sobre o continente e sobre o oceano.

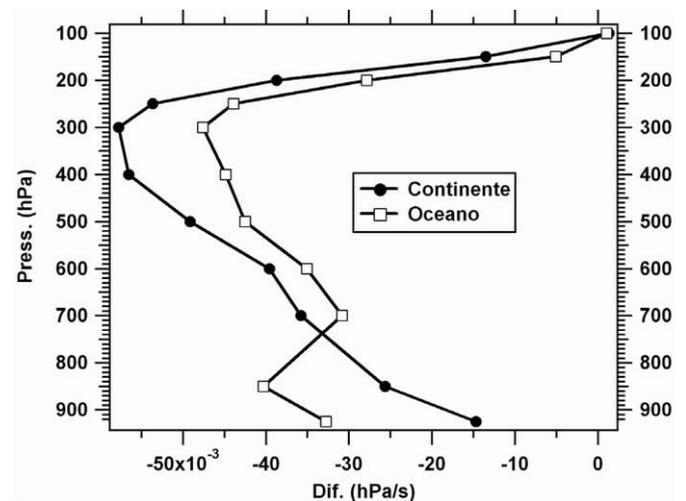


Figura 5: Perfis verticais de omega na presença de perturbações convectivas na região equatorial sobre o continente e o oceano. Unidade (hPa/s).

Como pode ser observado por meio desta figura, o transporte de massa na vertical produzido sobre o continente, quando há PC, é maior que este mesmo transporte produzido sobre o oceano, o que se pode concluir que a atividade convectiva sobre o continente seja mais intensa. Percebe-se também que omega sobre o oceano é mais ascendente do que sobre o continente na baixa troposfera e é menos ascendente na média e alta troposfera. Isto pode ser atribuído a diferenças de profundidade na altura da convecção conforme diferentes forçantes que estão ocorrendo na superfície e em relação à posição latitudinal que está ocorrendo a PC. A janela utilizada tem suas bordas norte e sul sobre os oceanos na região de intercessão entre a área de convergência intertropical e a área de subsidência dos Anticiclones Semi Estacionários dos oceanos Atlânticos Sul e Norte. Assim, poderiam existir populações de nuvens menos

profundas, mas que mesmo assim foram selecionadas pelo sistema de acompanhamento de PC acima descrito.

Sobre o perfil geral composto, o sinal mais intenso em baixos níveis troposféricos de velocidades verticais ascendentes seria proveniente daquelas perturbações que estariam sobre os oceanos e possivelmente localizadas nas bordas da janela utilizada ou que forçantes da superfície não produzissem uma atividade convectiva mais intensa, e principalmente em virtude de sobre os oceanos ocorrerem um número maior de PC do que sobre os continentes. Por outro lado, os sistemas que atingem topos mais altos sobre o continente são aqueles que apresentam uma atividade convectiva mais intensa, tendo valores de velocidade vertical ascendente, substancialmente maior que os oceânicos e mesmo os continentais formados em horários quando as forçantes da superfície não são tão intensas. Desta forma, a composição nestes níveis apresenta sinal mais forte dos sistemas continentais formados nos horários que estão conectados a forçantes superficiais que favoreçam este tipo de convecção profunda.

Para compreender melhor qual o significado destas diferenças de alturas foi feito o histograma da temperatura mínima das PC no momento da maturação que pode ser visto na Figura 6. Percebe-se uma maior ocorrência de PC com temperaturas de topo mais frias (maior altura) sobre o continente que sobre os oceanos. Por outro lado, quando ocorre temperatura de topos mais elevada (menores alturas) o número de PC sobre os oceanos é maior que sobre os continentes.

A diferença média na temperatura composta destes topos é relativamente pequena cerca de 2.4 K, o que corresponde a uma diferença de altura no campo básico da ordem de centenas de metros. Entretanto, estas diferenças se espalham por uma superfície de cerca de 62500 km² (2,5°x 2,5°), no mínimo, pois esta é a área coberta pelo local onde ocorreu a temperatura mínima se for somente um ponto observado na imagem ISCCP-C1. Isto mostra que mesmo sendo relativamente pequenas as diferenças dos valores compostos, as mesmas representam comportamentos energéticos distintos entre PC continentais e oceânicas.

É importante considerar que a escala espacial desta análise cobre uma região bastante extensa e as diferenças podem ser atenuadas já que os sistemas convectivos continentais são mais profundos, mas cobrem uma área menor que os sistemas oceânicos, logo a média em uma extensa região da temperatura de brilho deve atenuar esses fatores (Machado and Rossow, 1993).

8. CONCLUSÕES

Este trabalho apresentou os resultados obtidos por meio da utilização de um conjunto climatológico

de imagens de satélites meteorológicos e de uma metodologia de acompanhamento das PC, identificando assim, o ciclo de vida destas perturbações. Com as fases do ciclo de vida das PC e as reanálises de modelo numérico fez-se uma composição, com a qual observou-se a variabilidade das PC equatoriais em relação ao perfil básico equatorial e a evolução temporal da estrutura dinâmica e termodinâmica das PC e o seu efeito na troposfera equatorial sobre a América do Sul e adjacências.

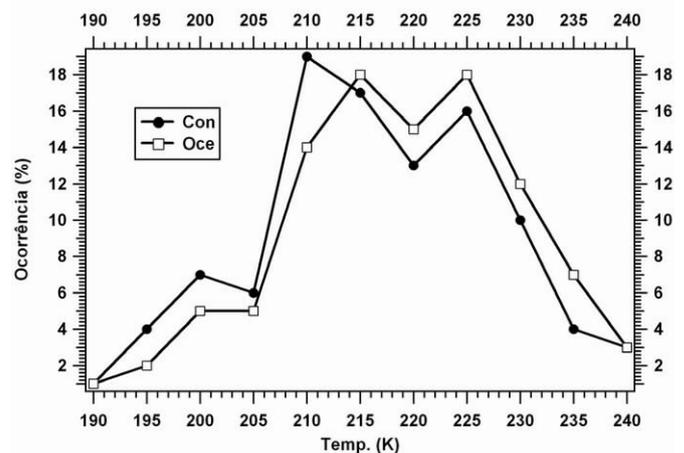


Figura 6: Histograma da temperatura mínima no momento da maturação da perturbação convectiva.

O método utilizado apresentou resultados eficientes, pois conseguiu separar adequadamente os processos convectivos antes, durante e depois das PC. Mostrou que as Tir que ocorrem depois da dissipação das PC estão ligeiramente mais elevadas que aquelas que ocorrem antes da iniciação. Da mesma forma, aquelas que ocorrem durante a perturbação são consideravelmente mais frias e, portanto coerentes com a existência do próprio fenômeno. Também foi identificada a escala de atuação das perturbações estudadas as quais se situaram ao redor da mesoescala α proposta por Orlanski (1975).

Observou-se que tomando o perfil perturbado em relação ao perfil médio se obtêm que o comportamento da temperatura e do geopotencial apresentam-se articulados entre si em todos os níveis de pressão, ou seja, quando há aquecimento ocorre menor geopotencial e quando há resfriamento aumenta o geopotencial observado. Acredita-se também que o processo de resfriamento que ocorreu na alta atmosfera (150 hPa), o aquecimento em níveis imediatamente inferiores (350 hPa) e o aquecimento próximo à superfície são em função de processos radiativos de resfriamento no topo por perda de ondas longas, aquecimento em função do ganho de energia por absorção de radiação de onda

curta e processos adiabáticos e/ou absorção da radiação de onda longa emitida pela superfície, respectivamente, semelhante ao apresentado por Machado and Rossow (1993).

A evolução da PC ao longo de seu ciclo de vida mostra que há uma íntima relação entre a fase em que se encontra a PC com o comportamento dos parâmetros atmosféricos observados. O geopotencial, a temperatura, a umidade e a velocidade vertical evoluem de forma combinada entre as fases e acoplada verticalmente, podendo assim, em função deste acoplamento determinar a iniciação, a intensidade e a duração da própria PC. Seis horas antes da iniciação já é possível identificar condições dinâmicas e termodinâmicas que indicariam, em futuro próximo, a presença de uma PC, tais como, aumento da temperatura, diminuição do geopotencial, aumento da velocidade vertical principalmente em baixos níveis e aumento da umidade atmosférica.

Tomando a maturação como referência, percebeu-se que a evolução da temperatura perturbada ao longo do ciclo de vida da PC, principalmente na troposfera baixa, mostra que há um resfriamento gradativo em função da própria presença da PC, provavelmente movido pela ausência de radiação solar direta na superfície, pela precipitação e pela mistura de ar potencialmente mais frio de níveis mais elevados para próximo da superfície. Concomitantemente, em relação ao geopotencial é na maturação que em praticamente toda a troposfera encontra-se o momento do seu menor valor, exceto em altos níveis, quando provavelmente deverá estar ocorrendo uma forte divergência em função dos valores obtidos para a velocidade vertical e pela presença de um maior geopotencial. Em relação à umidade tem-se que a PC consome o vapor d'água disponível na baixa troposfera, pois seu valor tende a diminuir ao logo da evolução das fases do ciclo de vida da PC e observa-se um aquecimento centrado ao redor de 400 hPa, certamente em função da liberação de calor latente naqueles níveis.

Com relação ao perfil médio da velocidade vertical perturbada (omega) encontra-se que seu máximo ocorreu ao redor de 300 hPa. Embora omega permaneça ascendente em todas as fases do ciclo de vida, é na fase de maturação que este parâmetro apresenta-se com maior intensidade, o que explica o fato do comportamento do perfil perturbado da velocidade vertical mostrar um comportamento um pouco diferente do apresentado por Peixoto e Oort (1992), ou seja, situar-se em níveis mais elevados na troposfera. Entretanto, a velocidade vertical tende a ser mais convectiva na baixa troposfera, nas horas que antecedem a iniciação evoluindo gradativamente para valores mais elevados na alta troposfera quando a PC aproxima-se da maturação, explicando a forte divergência em altos níveis associados com esses sistemas na fase de

maturação. Também na maturação, percebe-se próximo à superfície menores valores velocidade vertical.

Este comportamento é semelhante ao apresentado por Houze (1982) que mostra que a velocidade vertical ascendente diminui na baixa troposfera e aumenta em altos níveis, quando o SC passa da fase de iniciação para maturação. Cotton et. al. (1989) mostram a variação do perfil vertical composto da divergência horizontal dos CCM ao longo do ciclo de vida. Embora ocorra um aumento da convergência na baixa troposfera 12 horas antes da ocorrência do CCM, esta tende a diminuir quanto mais próximo da maturação o CCM se encontra. Na maturação encontra-se divergência em baixos níveis. Na alta troposfera (200 hPa), contudo observa-se um aumento da divergência durante o mesmo período.

Entretanto, devido à complexidade interna de cada componente do sistema climático percebeu-se que era conveniente considerar um possível comportamento diverso das PC quando estas acontecem sobre o continente ou sobre o oceano em função das diferentes forçantes intrínsecas de cada região. De forma semelhante ao encontrado por Jorgensen and LeMone (1989) o transporte de massa na vertical produzido sobre o continente, quando há PC, é maior que este mesmo transporte produzido sobre o oceano.

Observou-se também neste trabalho que na baixa troposfera omega sobre o oceano é mais ascendente do que sobre o continente e é menos ascendente na média a alta troposfera. Isto pode ser explicado pelo fato que o sinal do perfil composto em baixos níveis troposféricos ser proveniente daquelas perturbações que estariam sobre os oceanos, principalmente localizadas nas bordas da janela utilizada ou que forçantes da superfície oceânica não produzissem uma atividade convectiva que levassem a topos elevados.

Por outro lado, os sistemas que atingem topos mais altos, sobre o continente, são aqueles que apresentam uma atividade convectiva mais intensa, tendo valores de velocidade vertical ascendente em níveis mais elevados substancialmente maior que os oceânicos. Desta forma, a composição na baixa troposfera apresenta sinais mais fortes da perturbação oceânica e em níveis mais elevados da perturbação continental. Entretanto, as evoluções de omega ao longo das fases do ciclo de vida são semelhantes tanto no oceano quanto sobre o continente.

A realização de experimentos observacionais simultâneos sobre os continentes e sobre os oceanos equatoriais seria recomendável, para obter conjuntos de dados onde se pudesse quantificar com maior precisão os fluxos verticais e as diferenças existentes entre oceano e o continente com respeito à convecção equatorial.

9. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a Física Maria Roseli Cabral Ho e ao Analista de Sistemas José Nestor de Oliveira pelo apoio computacional necessário à realização deste trabalho. Este trabalho foi parcialmente financiado pela Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) suporte número 99/06045-7 e pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) suporte número 910153/98-1.

Por fim os autores gostariam de agradecer aos revisores pela sua contribuição no sentido de tornar o artigo mais completo e consistente.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, B.; REPELLI, E.C.A. Um complexo convectivo de mesoescala associado à precipitação intensa sobre Fortaleza - CE. **R. bras. Meteorol.**, v. 13, n. 2, p. 01-36, 1998.
- AUGUSTINE, J.A.; HOWARD, K.W. Mesoscale convective complexes over the United States during 1985. **Mon. Weather Rev.**, v. 116, n. 3, p. 685-701, 1988.
- AUGUSTINE, J.A.; HOWARD, K.W. Mesoscale convective complexes over the United States during 1986 and 1987. **Mon. Weather Rev.**, v. 119, n. 7, p. 1575-1589, 1991.
- BONY, S.Y. Sud; LAU, K.M.; SUSSKIND, J. Comparison and satellite assessment of NASA/DAO and NCEP-NCAR reanalyses over tropical ocean: atmospheric hydrology and radiation. **J. Climate**, v. 10, n. 6, p. 1441-1462, 1997.
- CAVALCANTI, I. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais.** São José dos Campos, INPE - 2494 - tdl/097, 1982.
- COHEN, J.C.P.; SILVA DIAS, M.A.F.; NOBRE, C.A. Environmental conditions associated with Amazonian Squall Lines: a case study. **Mon. Weather Rev.**, v. 123, n. 11, p. 3163-3174, 1995.
- COTTON, W.R.; LIN, M.S.; MCANELLY, R.L.; TREMBACK, C.J. A Composite model of mesoscale convective complexes. **Mon. Weather Rev.**, v. 117, n. 4, p. 765-783, 1989.
- FEDOROVA, N.; KHAN, V.M. Análise de complexo convectivo de mesoescala sobre o Sul do Brasil. **R. bras. Meteorol.**, v. 14, n.1, p. 35-48, 1999.
- FRANKIGNOUL, C.; CZAJA, A.; L'HEVEDER, B. Air-sea feedback in the North Atlantic and surface boundary conditions for ocean models. **J. Climate**, v. 11, n. 9, p. 2310-2324, 1998.
- GARSTANG, M.; MASSIE, Jr., H.L.; HALVERSON, J.; GRECO, S.; SCALA, J. Amazon coastal squall lines. Part I: structure and kinematics. **Mon. Weather Rev.**, v. 122, n. 4, p. 608-622, 1994.
- GRECO^a, S.; SWAP, R.; GARSTANG, M.; ULANSKI, S.; SHIPHAM, M.; HARRIS, R.C.; TALBOT, R.; ANDREAE, M.O.; ARTAXO, P. Rainfall and surface kinematic conditions over Central Amazonia during ABLE-2B. **J. Geophys. Res.**, v. 98, n. D10, p. 17001-17014, 1990.
- GRECO^b, S.; SCALA, J.; HALVERSON, J.; MASSIE, Jr., H.L.; TAO, W-K.; GARSTANG, M. Amazon coastal squall lines. Part II: heat and moisture transports. **Mon. Weather Rev.**, v. 122, n. 4, p. 623-635, 1994.
- GUEDES, R.L.; SILVA DIAS, M.A.F. Estudo de tempestades severas associadas com o jato subtropical na América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 3., 1984, Belo Horizonte, MG. **Anais...** Belo Horizonte, 1984. v. 2, p. 289-296.
- GUEDES, R.L.; MACHADO, L.A.T. Características médias da cobertura de nuvens sobre a América do Sul com base em imagens do GOES-E/ISCCP: julho de 1987 a junho de 1988. **R. bras. Meteorol.**, v.12, n.1, p.1-19, 1997.
- HAMILTON, R.A.; ARCHBOLD, J.W. Meteorology of Nigeria and adjacent territory. **Q. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 71, p. 231-265, 1945.
- HODGES, K.I.; THORNCROFT, C.D. Distribution and statistics of African mesoscale convective weather systems based on the ISCCP METEOSAT Imagery. **Mon. Weather Rev.**, v. 125, p. 2821-2837, 1997.
- HOREL, J.D.; HAHMANN, A.N.; GEISLER, J.E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the Tropical Americas. **J. Climate**, v. 2, n. 11, p. 1388-1403, 1989.
- HOUZE, Jr., R.A. Structure and dynamics of a tropical squall-line system. **Mon. Weather Rev.**, v. 105, n.

- 12, p. 1540-1567, 1977.
- HOUZE, Jr., R.A. Cloud clusters and large-scale vertical motions in the tropics. **J. Meteorol. Soc. Jpn.**, v. 60, n. 1, p. 396-409, 1982.
- JORGENSEN, D.P.; LeMONE, M.A. Vertically velocity characteristics of oceanic convection. **J. Atmos. Sci.**, v. 46, n. 5, p. 621-640, 1989.
- KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; B., REYNOLDS, CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K.C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, Roy; JOSEPH, Dennis. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **B. Am. Meteorol. Soc.**, v. 77, n. 3, p. 437-472, 1996.
- KANE, Jr., R.J.; CHELIUS, C.R.; FRITSCH, J.M. Precipitation characteristics of mesoscale convective weather systems. **J. of Applied Meteorology**, v. 26, n. 10, p. 1345-1357, 1987.
- LIU, Z.; HUANG, B. A coupled theory of tropical climatology: warm pool, cold tongue, and walker circulation. **J. Climate**, v. 10, n. 7, p. 1662-1679, 1997.
- LORENZ, E. **The nature and theory of the general circulation of the atmosphere**. WMO, n. 218, TP 115, 1967.
- MACHADO, L.A.T.; ROSSOW, W.B. Structural characteristics and radiative of tropical cloud clusters. **Mon. Weather Rev.**, v. 121, n 12, p 3234-3260, 1993.
- MACHADO, L.A.T.; ROSSOW, W.B.; GUEDES, R.L.; WALKER, A.W. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. **Mon. Weather Rev.**, v. 126, n. 6, p. 1630-1654, 1998.
- MACHADO, L.A.T. The Amazon energy budget using the ABLE-2B and FluAmazon Data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 18, p. 3131-3144, 2000.
- MADDOX, R.A. Mesoscale convective complexes. **B. Am. Meteorol. Soc.**, v. 61, p. 1374-1387, 1980.
- MADDOX, R.A.; RODGERS, D.M., HOWARD, K.W. Mesoscale convective complexes over the United States during 1981. **Mon. Weather Rev.**, v. 110, n. 10, p. 1501-1514, 1982.
- MADDOX, Robert A. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. **Mon. Weather Rev.**, v. 111, n. 7, p. 1475-1493, 1983.
- MAPES, B.E.; HOUZE, Jr., R.A. Cloud clusters and superclusters over the oceanic warm pool. **Mon. Weather Rev.**, v. 121, n. 5, p. 1398-1416, 1993.
- MCANELLY, R.L.; COTTON, W.R. The precipitation life cycle of mesoscale convective complexes over the Central United States. **Mon. Weather Rev.**, v. 117, n. 4, p. 784-808, 1989.
- MCDONALD, W.F. The hurricane of August 31 to September 6, 1935. **Mon. Weather Rev.**, v. 63, p. 269-271, 1935.
- MILLER, D.; FRITSCH, J.M. Mesoscale convective complexes in the Western Pacific Region. **Mon. Weather Rev.**, v. 119, n. 12, p. 2978-2992, 1991.
- ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **B. Am. Meteorol. Soc.**, v. 56, n. 5, p. 527-530, 1975.
- PEIXOTO, J.P.; OORT, A.H. **Physics of climate**. New York: American Institute of Physics, 1992.
- RIEHL, H. Tropical meteorology. New York: McGraw-Hill Book Company, 1954. 331 p.
- ROSSOW, W.B.; WALKER, A.W. International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP). **Description of Monthly Mean Cloud Data (Stage C2)**. Apendix C, WMO/ICSU, 1991.
- SCHIFFER, R.A.; ROSSOW, W.B. The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The first project of the World Climate Research Programme. **B. Am. Meteorol. Soc.**, v. 64, p. 779-784, 1983
- SILVA DIAS, M.A.F. da. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. **R. bras. Meteorol.**, v.2, p. 133-150, 1987.
- SIQUEIRA, J.R.; MACHADO, L.A.T. Variações sinóticas das trajetórias de perturbações sinóti-

- cas na América do Sul e em áreas oceânicas adjacentes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro, RJ. Anais... Rio de Janeiro: SBMET, 2000. p. 1036 – 1043.
- STONE, P.H.; CHERVIN, R.M. The influence of ocean surface temperature gradient and continentality on the Walker Circulation. Part II: prescribed global changes. *Mon. Weather Rev.*, v. 112, n. 8, p. 1524-1534, 1984.
- VELASCO, I.; FRITSCH, M. Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, v.92, p. 9591-9612, 1987.
- WEARE, B. Comparison of NCEP-NCAR cloud radiative forcing reanalyses with observations. *Journal of Climate*, v.10, n. 9, p. 2200-2209, 1996.