ISSN:1984-2295

Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: www.ufpe.br/rbgfe

Correlação entre Medições dos Canais 5 e 6 do Satélite MSG e o Teor de Umidade do Ar Obtido pelo Modelo BRAMS

Everson Batista Mariano[1]; Enilson Palmeira Cavalcanti[2]

[1]Discente do Programa de Pós Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande-UFCG; [2]Professor Associado da UFCG. enilson@dca.ufcg.edu.br.

Artigo recebido em 07/05/2014 e aceito em 11/12/2014

R E S U M O

Neste trabalho foi feito uma associação do sensoriamento remoto com a modelagem numérica da atmosfera com o propósito de identificar correlações entre imagens do MSG (Meteosat Segunda Geração), através dos canais 5 e 6, com a água precipitável, umidade relativa do ar e a diferença entre as temperaturas do ar e do ponto de orvalho obtidas através do BRAMS. Duas imagens foram estabelecidas para o estudo: 1) Dia 29/09/2012, 12:00 UTC e cortes em 21º S e 27º S; e 2) dia 30/09/2012, 00:00 UTC e cortes em 18º S e 24º S. O modelo BRAMS foi inicializado com dados de reanálises do NCEP/NCAR com saídas a cada 6 horas na mesma resolução espacial e temporal das imagens do MSG (4 km, cada 6 horas). Imagens MSG dos canais 5 e 6 juntamente com o modelo BRAMS se mostraram eficazes no estudo da umidade atmosférica.

Palavras-chave: BRAMS, Correlações, Imagens, MSG.

Correlation between the Channels 5 and 6 Measurements from the MSG Satellite and the Atmospheric Moisture Content from the BRAMS Model

A B S T R A C T

This work aimed to identify the relationship among MSG satellite data, from the channels 5 and 6, with precipitation, relative humidity and the difference between the air temperature and dew point temperature outputs from BRAMS model, in a tentative of associating atmospheric remote sensing and numerical modeling. For this, two base-images were obtained: 1) 29/09/2012, 12:00 UTC ranging between 21° S and 27º S; and 2) 30/09/2012, 00:00 UTC, ranging between 18° S and 24° S. The model was started with NCEP/NCAR reanalysis data, using the same spatial resolution as the satellite data (4 km in a 6-hour time-step). A 95-99% statistical significance level was obtained throughout the correlations. The MSG satellite data from channels 5 and 6 alongside the BRAMS simulations have proven to be an effective technique in the study of atmospheric humidity.

Keywords: BRAMS, Correlations, Images, MSG.

Introdução

O vapor d'água desempenha um papel de grande importância na transferência de calor e massa através dos processos energéticos da atmosfera, liberação de calor latente e interações no fluxo de radiação (Webster, 1994; Serrezeet et al., 1995; Burde e Zangvil, 2001). O vapor d'água é um dos gases mais eficientes na absorção da radiação solar na atmosfera. Apresenta maior concentração próxima ao Equador e vai decrescendo em direção aos polos, com variação vertical de forma exponencial, com maior acúmulo nos primeiros 5 km de altitude. Pode-se calcular esta concentração de vapor por meio da integração vertical da umidade específica, obtendo-se um parâmetro denominado de água precipitável que, segundo Tomasi (1981), é definida como a quantidade de água que poderia ser coletada, se todo vapor d'água existente em uma coluna de ar atmosférico fosse condensado e usado para a precipitação.

Devido às inovações tecnológicas, os sensores remotos meteorológicos têm passado por melhorias na captação do espectro solar, temporização e resolução espacial. E nisso, introduz-se a geração atual de satélites meteorológicos da série Meteosat, comumente chamados de *Meteosat Second Generation* (MSG), os quais desempenham a função de transmitir dados remotos para estações em superfície que processam esses dados e os redistribuem em diversos formatos. O MSG é acompanhado do sensor denominado de *Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager* (SEVIRI), o qual vem acompanhado por 12 canais de imageamento, com alta resolução temporal e capaz de monitorar partes do globo terrestre. Suas imagens apresentam um ciclo de 15 minutos em 12 faixas do

* E-mail para correspondência: everson@dca.ufcg.edu.br (Mariano, E.B.).

espectro, com resolução espacial de 4 km x 4 km no nadir.

As capacidades operacionais dos sensores do vapor d'água nas bandas 6,2 µm e 7,3 µm do MSG, baseado nos efeitos de radiação, apresentam características relevantes, de acordo com sua capacidade de absorção, que são: o canal 5 (6,2 µm) é a banda que absorve mais radiação na banda do vapor d'água, devido ao canal de 6,2 µm ter mais sensibilidade ao teor de vapor d'água na troposfera média e superior, tornando-se, assim, uma ferramenta eficiente para análises sinóticas. O canal 6 (7,3 µm) é o que apresenta mais sensibilidade na detecção de umidade em baixos níveis e é aplicado para indentificações em regíões com baixos níveis de vapor de água (Santurette et al., 2005).

Sendo assim, os dados de satélites nas últimas duas décadas vêm crescendo e contribuindo na estimativa do vapor d'água na atmosfera, que em geral não é uma tarefa fácil. Os modelos numéricos de alto desempenho tentam representar o ciclo hidrológico (Petoukhov et al., 2000; Weaver et al., 2001), e ainda que ajustados, deixam bastante a desejar quanto aos efeitos dinâmicos sobre o vapor d'água em altos níveis, devido ao déficit de umidade nessa região. Nascimento et al. (2009) estudaram um caso de ciclone, decorrente da passagem de um ciclone extratropical no oceano próximo à costa do Rio de janeiro, ocorrido em 24 de abril de 2008. Foram feitos testes de previsibilidade no modelo numérico BRAMS utilizando dados de reanálises do NCEP. Estimaram-se os seguintes índices de instabilidade: Total-totals, K e CITT e metodologia de índices combinados (Grossmann et al., 2008). Os resultados mostraram que, se bem combinados, é possível associar as informações dos índices de estabilidade gerados pelo modelo de mesoescala BRAMS.

Neste trabalho será utilizado o modelo *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System* (BRAMS), na versão 4.2, visando comparar dados de umidade atmosférica com aqueles derivados de imagens do MSG. Este estudo visa relacionar informações dinâmicas e termodinâmicas das imagens obtidas pelo MSG, através dos canais 5 e 6 do sensor SEVIRI, com informações geradas por simulação numérica com o modelo BRAMS, para uma mesma resolução horizontal. Neste sentido, tem-se como objetivo geral associar o sensoriamento remoto com a modelagem numérica da atmosfera, no propósito de reunir, identificar e validar técnicas que possam agregar informações às imagens do Meteosat através dos canais 5 e 6.

Material e Métodos

Área, obtenção de dados e período de estudo

As imagens de satélite do MSG utilizadas nesta pesquisa foram obtidas através do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Foi utilizado um recorte para a região compreendida entre as latitudes de 30º S e 0º S e longitude de70º W a 43º W. Área igual foi definida para as saídas geradas pelo modelo BRAMS com a mesma resolução das imagens (4 km x 4 km). Dois casos foram estabelecidos para o estudo: 1) Dia 29/09/2012, 12:00 UTC e cortes em 21º S e 27º S; 2) dia 30/09/2012, 00:00 UTC e cortes em 18º S e 24º S. O critério utilizado para escolha do dia, foi o de existir regiões onde apresentassem características secas e úmidas contrastantes. Para inicialização do modelo foram utilizados dados do *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmopheric Research* (NCEP/NCAR), quais sejam: temperatura do ar, umidade relativa do ar, geopotencial e as componentes zonal e meridional do vento. Este acervo do NCEP/NCAR corresponde a mais de 50 anos de informações da atmosfera e são formados da composição de diferentes plataformas de observação, tais como: estações de superfície (convencionais e automáticas), satélites, radiossondas, navios e aviões para todo o globo. Os dados em questão estão dispostos de 6 em 6 horas TMG, com resolução espacial de 2,5° graus de latitude e longitude cada e 17 níveis de pressão na vertical (Kistleret al., 2001). Para a comparação dos resultados referentes ao orvalho (T-T_d), obtidas pelo modelo BRAMS,e variáveis para estudocom os dados do MSG dos canais 5 e 6,utilizou-se um *script* do GrADS, para extrair os referidos dados a cada 2,5º (N=10), salvando-os em formato de texto.

Esse procedimento possibilitou a manipulação e tratamento estatísticos dos mesmos. A Figura 1 exemplifica o destaque da orografia que deve mostrar alterações dependendo da latitude escolhida, assim como, os níveis de pressão utilizados para a obtenção das médias na camada (500 – 350 hPa) das variáveis do modelo, diferentemente da água precipitável que se trata de uma integração da umidade específica na vertical (superfície - 300hPa).

Aspectos da simulação com o BRAMS e variáveis para estudo

Neste trabalho foi utilizado o modelo BRAMS, na versão não hidrostática, descrito por Pielke et al. (1992). Para as análises foram feitas simulações para os dias 29 e 30 de setembro, com início às 12h:00min e 00h:00min UTC, respectivamente. A resolução utilizada para as grades foi de 4 km x 4 km, com 222 pontos na direção X e Y, e com 32 pontos em Z. A mesma foi centrada em 15º S de latitude e 55º W de longitude.

Características do sensor SEVIRI e obtenção de ΔT_b

O SEVIRI é composto de 12 canais que constituem: oito no espectro do infravermelho térmico (IR), três canais no espectro solar visível e um canal de banda larga de alta resolução visível. A Tabela 1 fornece detalhes sobre as características dos canais usados neste estudo para as observações do vapor d'água. No MSG é usada uma relação analítica entre a temperatura de brilho equivalente (Tb) e as radiâncias (R), expressos em K e $mWm^{-2}sr^{-}1$ $(cm^{-1})^{-1}$, respectivamente, captados pelo SEVIRI dado pela equação a seguir, proveniente da Lei de Planck invertida:

$$T_b = \left(\frac{C_2.\nu_c}{\log(1+\nu_c^3.C_1)/R} - B\right).A^{-1} \quad (1)$$

em que: C_1 = 1,19104 10^{-5} m W $m^{-2}.sr^{-1}(cm^{-1})^{-4}$; C_2 = 1,43877 K $(cm^{-1})^{-1}$; ν_c = número de onda central do canal (cm^{-1}); A (adimensional), B (K).

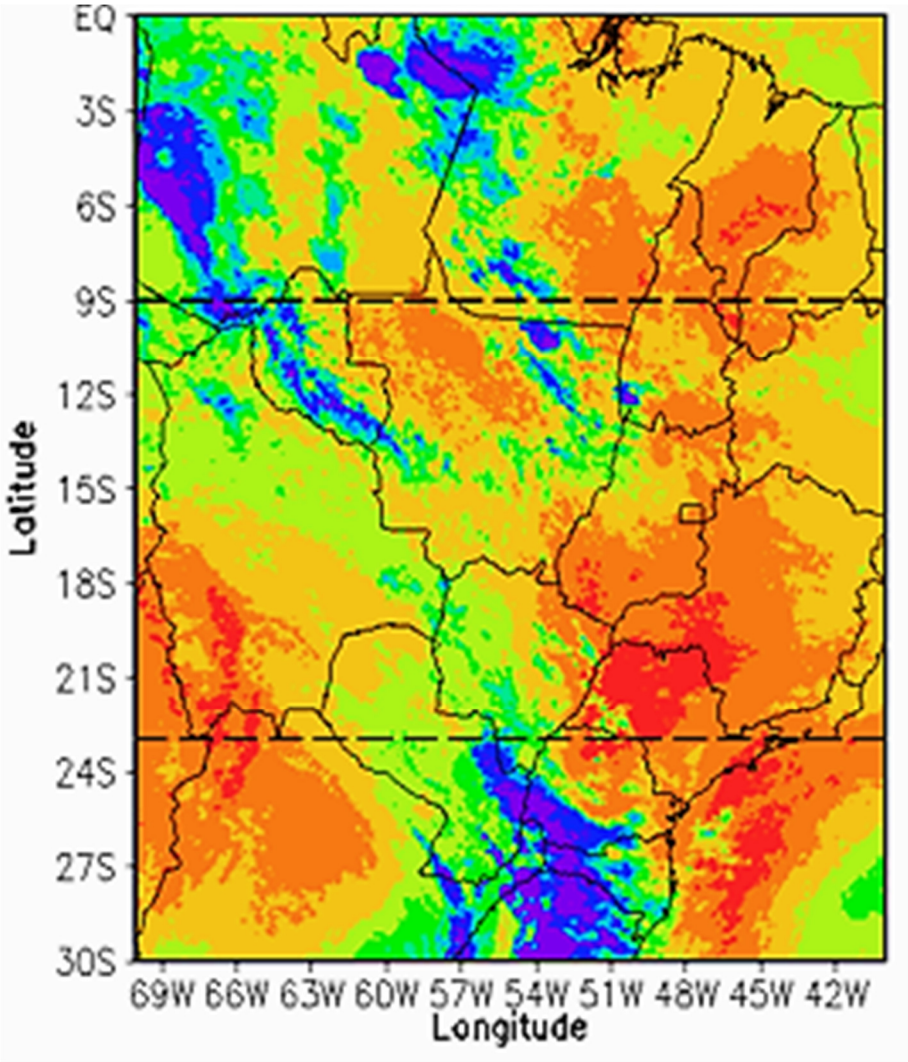


Figura 1. Área em estudo pelo MSG e pelo modelo BRAMS com exemplificação de recortes.

Os valores de νc, A e B presentes na relação analítica entre a temperatura de brilho equivalente e a radiação térmica dos canais 5 e 6 do infravermelho do MSG estão dispostos na Tabela 2. A Figura 2 representa um esquema construído para os canais 5 e 6 na faixa do vapor d'água. Através de funções ponderadas é possível ver que a absorção máxima do canal 5 está em 350 hPa e a do canal 6 está em 500 hPa. Nota-se que cerca de 90 % da captação é feita pelo canal 5, visto que, para o canal 6, tem-se quase que 100% de absorção. Assim, a quantidade de vapor d'água será tanto maior quanto menor for a diferença entre essas camadas (350 – 500 hPa).

Tabela 1. Características dos canais do sensor SEVIRI.

Canal	Espectro (µm)	Características da Banda (µm)		
		$\lambda_{med.}$	$\lambda_{min.}$	$\lambda_{max.}$
5	6,2	6,25	5,35	7,15
6	7,3	7,35	6,85	7,85

Fonte: Schmetzet al. (2002).

Tabela 2. Valores para o ν_c e os respectivos parâmetros A e B para os canais infravermelhos.

Nº Canal	Canal ID	νc (cm^{-1})	A (adimensional)	B (K)
5	WV6,2	1598,566	0,9963	2,219
6	WV7.3	1362,142	0,9991	0,485

Fonte: EUMETSAT (2008).

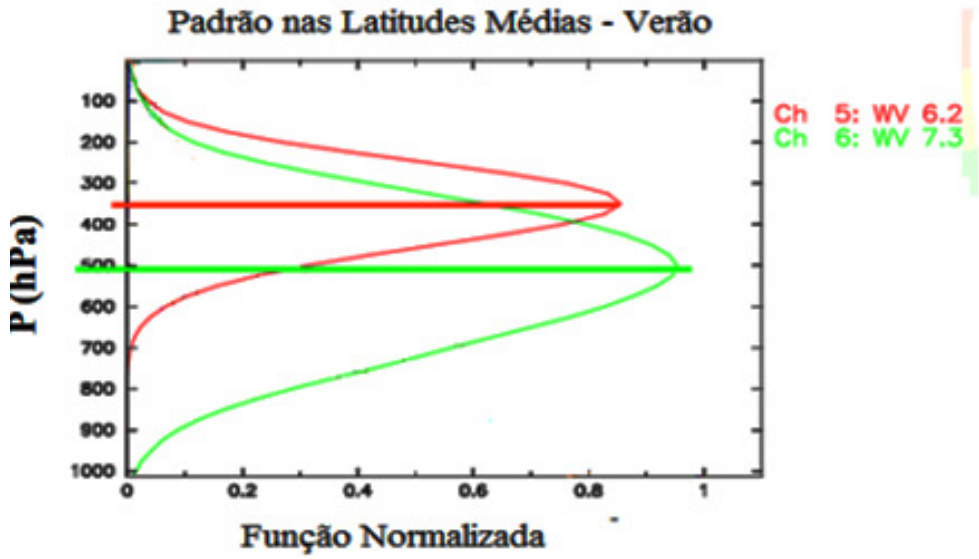


Figura 2. Representação para os canais 5 e 6 das funções peso para às respectivas faixas do espectro do sensor SEVIRI, onde é apresentados seus máximos em níveis atmosféricos diferentes, adaptada. Fonte: Schmetz et al. 2002.

Correlação linear e teste de significância estatística

Visando melhor estabelecer as relações entre o MSG e o modelo BRAMS foram obtidos o coeficiente de correlação linear entre as variáveis selecionadas para este estudo. Para a avaliação da significância estatística foi aplicado o teste *t-student*. O coeficiente de correlação (r) entre duas variáveis X e Y foi obtido pela equação (2), proposta por Morettin (1991).

$$r = \frac{N\sum XY - (\sum X)(\sum Y)}{\sqrt{[N\sum X^2 - (\sum X)^2][(N\sum Y^2 - (\sum Y)^2]}} \qquad (2)$$

Para a aplicação do teste foi estabelecida uma dada significância estatística (exemplo: para α=0,01 correspondendo a 99% de significância) e, dependendo do grau de liberdade (N-2), foi obtido o valor de *t* mediante a distribuição de *t-student*. Este parâmetro foi relacionado com o coeficiente de "correlação crítico" usando a equação (3).

$$t = \frac{r_c\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r_c^2}} \qquad (3)$$

em que N é o número de pontos utilizados.

A partir da equação (3) obtém-se o r_c, dado por:

$$r_c = \sqrt{\frac{t^2}{(N-2)+t^2}} \qquad (4)$$

Feito isso, o teste de hipótese é relacionado ao coeficiente de correlação resultante com bases nos valores críticos, definido pela distribuição *t-student.* Os resultados obtidos sugerem a aceitação ou rejeição da hipótese nula. Caso o *r* calculado seja igual ou superior ao valor do r_c, para o grau de liberdade determinado e para o percentual de significância, a hipótese nula é rejeitada e, portanto, se aceita o valor de *r* como significativo (Bruni, 2007).

Resultados e Discussão

Dia 29 de setembro de 2012 às 12 UTC

Na Figura 3a é apresentado o campo da diferença da temperatura de emissão pelo vapor d'água nos canais 5 e 6 do satélite MSG, correspondente às faixas espectrais de 6,2 e 7,3 µm, respectivamente, para o dia 29 de setembro de 2012, às 12h:00min UTC. Neste contexto, sabe-se que a maior emissão (cerca de 80%), para o canal 5, está no nível de 350 hPa e, para o canal 6, está em 500 hPa; o percentual restante (cerca de 20%) é proveniente de outros níveis atmosféricos. Portanto, quanto menor for a diferença entre as temperaturas de emissão dos canais 5 e 6, maior será o teor de vapor d'água na camada 500-350 hPa. Da mesma forma, quanto maior for esta diferença, mais seca estará a camada da troposfera.

A presença de vapor d'água em níveis elevados está relacionada com a convecção que, ao atingir esses níveis, transporta, verticalmente, o vapor d'água que, por sua vez, aquece o ar sobrepujante, devido ao fato do vapor absorver calor da mesma forma que também libera calor latente através da condensação, como visto nas observações feitas por Schmetzet al. (1997), Kurino (1997) e Mecikalski et al. (2010).

A Figura 3b representa a distribuição espacial da água precipitável em mm para o mesmo dia e hora, ou seja, 29 de setembro de 2012 às 12h:00min UTC, obtida pela simulação numérica feita com o uso do modelo BRAMS. Pode-se observar que as mesmas áreas mencionadas com baixa diferença de temperatura de emissão pelo vapor d'água correspondem às áreas com alto valor de água precipitável, exceto aquelas áreas sobre a Cordilheira dos Andes, cuja altitude induz baixo valor de água precipitável, visto ser um valor obtido pela integração da umidade específica na vertical. Esses resultados mostram-se fisicamente coerentes, apontando para uma possível relação entre diferenças da temperatura de emissão do vapor d'água obtida pelo satélite MSG com variáveis relacionadas à umidade do ar obtidas pelo BRAMS.

a) b)

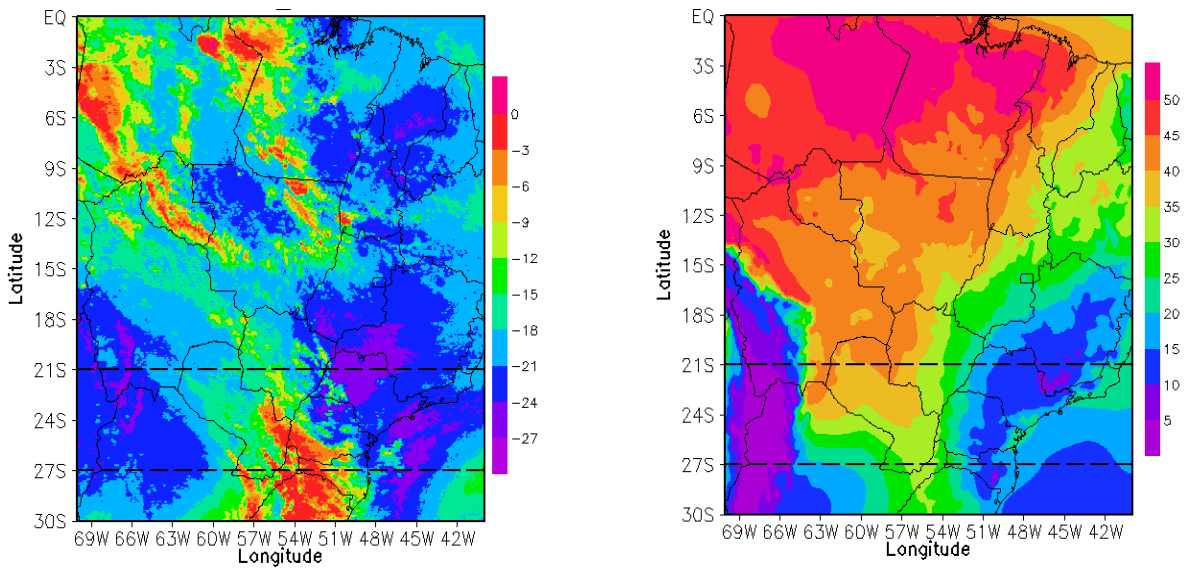


Figura 3. Dia 29/09/2012, às 12h:00min UTC, a) Variação espacial da diferença entre os canais 5 e 6 da banda do vapor d'água do MSG (ºC); b) Variação espacial da água precipitável (mm) obtida pelo BRAMS.

Para evitar a influência da Cordilheira dos Andes se considerou apenas a faixa de longitude entre 62,5º W – 40º W. Pode-se observar, ainda, que, para 21º S e 27º S, evidenciam-se grandes contrastes na diferença da temperatura de emissão pelo vapor d'água nos canais 5 e 6 do satélite MSG, com valores considerados altos e baixos. Essa condição heterogênea estabelecida foi observada por Schmetzet al. (1997) e Kurino (1997).

Seções verticais em 21º S e 27º S

Considerando que o teor de umidade diminua exponencialmente com a altitude da atmosfera, a existência de umidade em altos níveis implica em uma atmosfera mais úmida em todos os níveis. Isso pode ser verificado apresentando uma seção vertical da umidade relativa do ar e da diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho, como apresentado na Figura 4. Nestes casos foram destacadas a umidade relativa do ar acima de 50% e $T-T_d$ inferior a 9º C, assim como foi evidenciada a orografia, onde se percebe o impacto da Cordilheira dos Andes. Os casos em que se observa um alto teor de umidade, pode ser explicado por efeitos convectivos encontrados na região em estudo.

As Figuras 4a e 4c correspondem à umidade relativa do ar (%) para as latitudes de 21º e 27º S, respectivamente. Observam-se núcleos com altos valores de umidade relativa do ar centrado por volta de 650 hPa, sendo que no caso da Figura 4ª, esta apresenta maior intensidade nos níveis mais altos, 500 - 300 hPa, conforme áreas destacadas com umidade relativa do ar acima de 50%. Seguidos a esses, observam-se núcleos secos estendendo-se por toda a atmosfera e, mais fortemente, nas camadas intermediárias.

Neste sentido, diferenças entre 0º C e -3º C são observadas sobre o Estado do Amazonas, oeste do Pará e norte de Rondônia e Mato Grosso e, também, sobre o Rio Grande do Sul, Santa Catarina e sul do Paraná. Para as regiões Nordeste e Sudeste do Brasil, as diferenças variam entre -21º e -27º C, indicando áreas de baixo teor de vapor d'água na camada 500 – 350 hPa, diferentemente das demais áreas mencionadas, indicando um alto teor de vapor d'água na referida camada (Figura 5a).

Ainda na Figura 5a, são observados núcleos de umidade na parte norte do Brasil, nos estados da Amazônia, Mato Grosso, parte do Pará e Rondônia; na região Sul são vistos nos estados do Paraná e Santa Catarina, dentre todos os estados citados anteriormente, apresentando valores por volta de -9º a 3º C através da diferença entre os canais 5 e 6 do MSG. Para outras regiões do Brasil, Nordeste e parte do Sudeste, essa diferença fica entre -15º a -27º C, aproximadamente.

Na Figura 5b, que representa a variação espacial da água precipitável em mm, é verificado com mais evidência o contraste entre áreas secas e úmidas. Então, para as latitudes de 18º e 24º C observam-se valores de água. Na Figura 5b, que representa a variação espacial da água precipitável em mm, é verificado, com maior evidência, o contraste entre áreas secas e úmidas.

Seções verticais em 18º S e 24º S

Ressaltam-se na Figura 6a, representada pela secção vertical em 18º S, intensos núcleos de umidade relativa (variando de 70 a 100%) que estão concentrados à sotavento da montanha, ultrapassando quase todos os níveis da troposfera (900 – 100 hPa). Então, para as latitudes de 18º e 24º C observam-se valores de água precipitável variando em torno de 5 a 40 mm ao longo do intervalo zonal escolhido, sendo que estes valores relativamente baixos ficam sobre os Andes. O mesmo é observado para a diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho (Figura 6b), com núcleos escuros apresentando valores entre 3º a 0º C, no intervalo de longitude de 66º W a 51º W. Na parte mais à leste (entre 48º W a 42º W longitude) apresenta-se uma atmosfera seca, tida com valores que variam de 50% a 10% para umidade relativa e 12º a 27º C entre $T-T_b$. Nas Figuras 6c e 6d, para a seção em 24º S de latitude,

também se acompanha o desenvolvimento desta massa de ar úmida localizada à leste da Cordilheira dos Andes. Os maiores valores de umidade relativa observados (70% a 100%) se estendem entre os níveis de 800 hPa até 300 hPa, no intervalo de 54º W a 50º W de longitude.

A área seca da atmosfera encontra-se entre os níveis de 600 hPa – 100 hPa, no intervalo de 69º W a 55º W, com valores que variam para umidade relativa de 40% a 20% e a diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho com valores entre 12º C a 21º C.

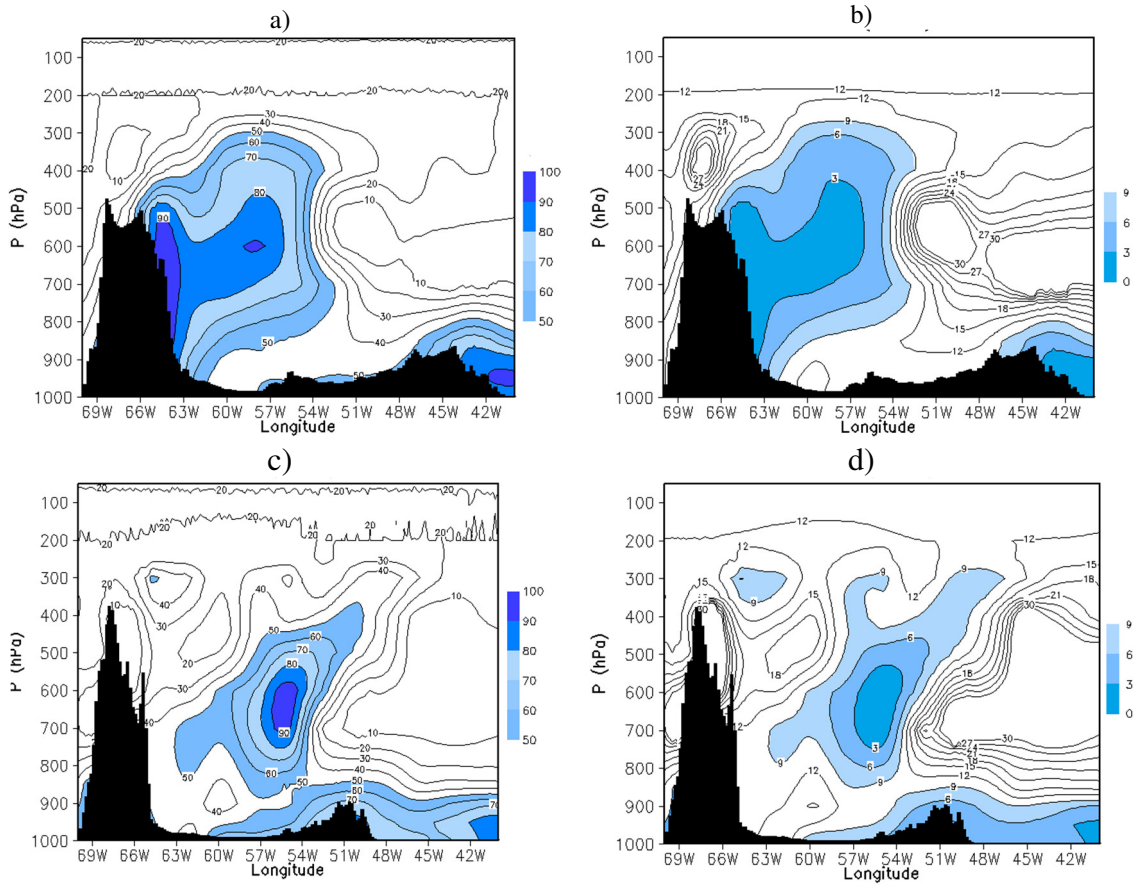


Figura 4. Seção vertical da atmosfera, juntamente com a orografia distribuída zonalmente para o dia 29 de setembro de 2012 às 12h:00min UTC. a) e c) Umidade relativa em 21ºS e 27ºS, respectivamente; b) e d) Diferença entre a temperatura do ar e do ponto de orvalho em 21º S e 27º S, respectivamente.

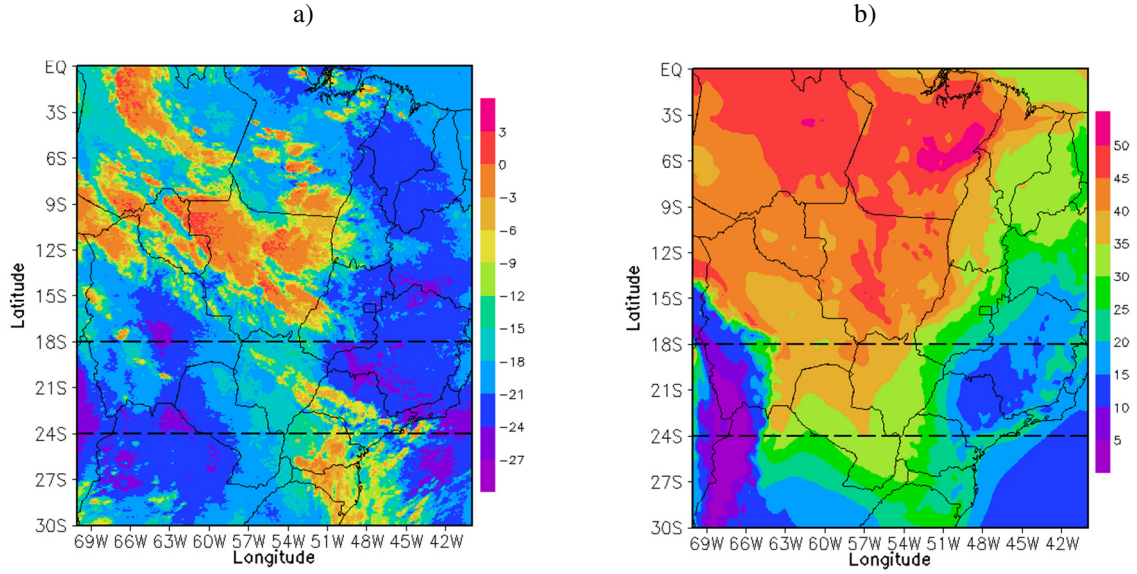


Figura 5. Dia 30/09/2012 às 00:00 UTC a) Variação espacial da diferença entre os canais 5 e 6 da banda do Vapor d'água do MSG (ºC); b) Variação espacial da água precipitável (mm) obtida pelo BRAMS.

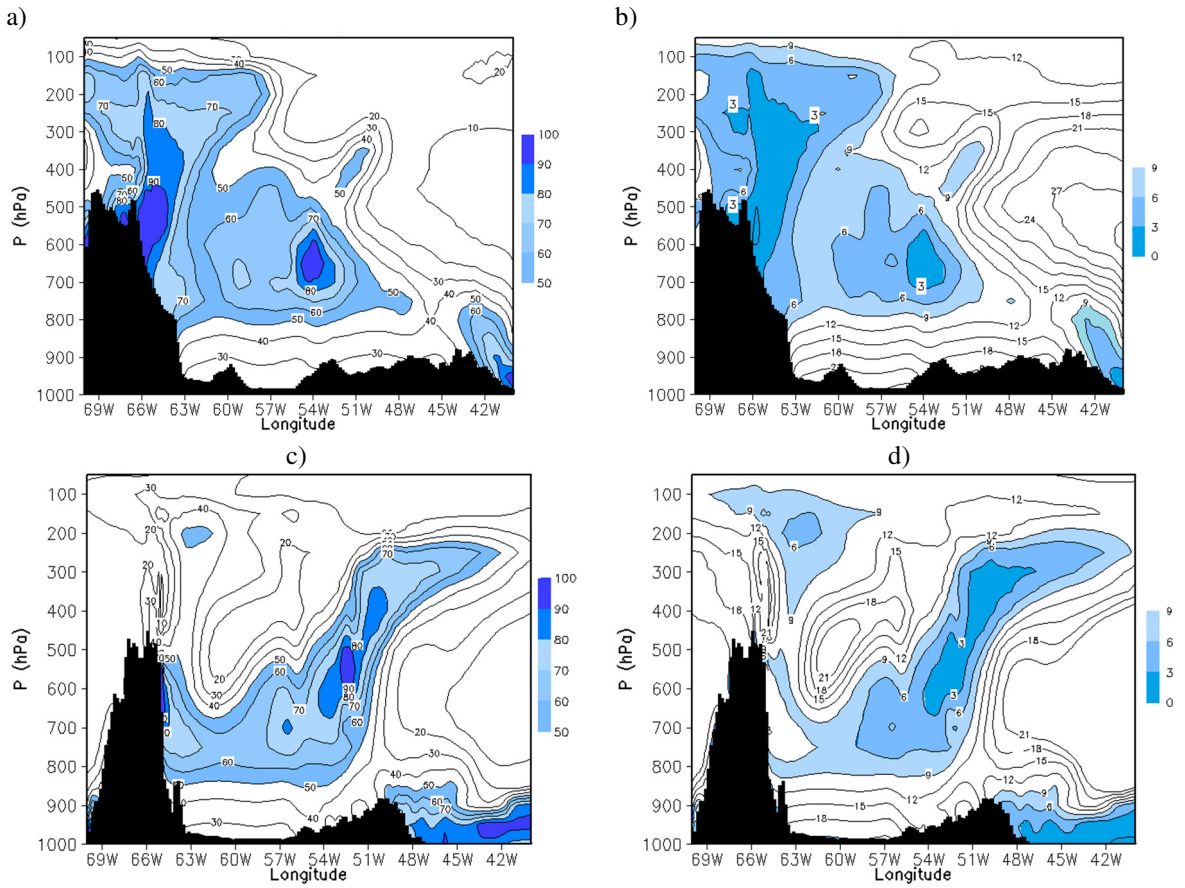


Figura 6. Seção vertical da atmosfera juntamente com a orografia distribuída zonalmente para o dia 30 de setembro de 2012 às 00h:00min UTC. a) e c) Umidade relativa em 18º S e 24º S, respectivamente; b) e d) Diferença entre a temperatura do ar e do ponto de orvalho em 21º S e 27º S, respectivamente.

Distribuição para a latitude de 21º S

Observa-se que a curva da diferença de temperatura para os canais 5 e 6 do MSG (Figura 7a) apresenta diferenças menores (cerca de -14º C a -20º C), à oeste de 54º W, e altas diferenças (-22º C e -26º C), à leste desta mesma longitude. Esse comportamento relaciona-se com as curvas para a água precipitável (Figura 7b) e para a umidade relativa do ar (Figura 7c), cujos valores altos (30 a 40 mm e 40% a 70%) estão associados à baixa diferença de temperatura para os canais 5 e 6 do MSG e valores baixos (10 a 20 mm e 15% a 30%) para as altas diferenças verificadas pelo MSG. Em relação à diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho T-T_d (Figura 7d), observa-se um comportamento invertido da curva em relação à Figura 7ª, o que demonstra o caráter negativo do eixo das ordenadas. Então, baixos valores da diferença de temperatura para os canais 5 e 6 do MSG significará baixos valores da diferença T-T_d, ou seja, um teor de vapor d'água significativo na atmosfera.

Estes resultados evidenciam que quanto menor for a diferença de temperatura para os canais 5 e 6 do MSG, maior será o teor de vapor d'água presente na atmosfera em relação à camada 500 - 350 hPa e, conseqüentemente, uma atmosfera úmida. A situação oposta, ou seja, quanto maior for essa diferença, menor será o teor de vapor d'água, caracterizando uma condição de atmosfera seca na referida camada.

Distribuição para a latitude de 27º S

O gráfico da diferença dos canais 5 e 6 do MSG (Figura 8a) apresentou menores valores, com características de forte ruído entre o intervalo de 58º W a 50º W de Longitude, o que é indicativo desse comportamento em uma atmosfera úmida. O contrário pode ser visto no intervalo de 50º W a 40º W, onde se apresenta uma atmosfera aparentemente com pouca umidade.

Possivelmente, a causa desses ruídos é proveniente da presença de Frentes Frias, Linhas de Instabilidade, Correntes de Jato, nuvens do tipo Cirrus, entre outros sistemas atmosféricos, quando captados pela diferença entre os canais 5 e 6 do sensor SEVIRI, a bordo do MSG.

Nota-se que o modelo numérico BRAMS, como esperado, acompanha, coerentemente, as variações por intermédio das variáveis selecionadas, apresentando picos e baixas ao longo do eixo das abcissas, com comportamento suavizado. Por ser um modelo de mesoescala, este deve reproduzir, com certa fidelidade, a dinâmica da convecção, fator necessário para alimentar os altos níveis com umidade que, por sua vez, são emitidos pelo vapor d'água e visto pela diferença entre os canais 5 e 6 do sensor SEVIRI, a bordo do MSG (SCHMETZ et al., 1997 e KURINO et al., 1997).

A Figura 8b corresponde à água precipitável, a qual apresentou uma variação entre 12 mm e 33 mm, aproximadamente. Da mesma forma, as figuras da Umidade Relativa (Figura 8c) e da diferença entre as temperatura do ar e do ponto de orvalho (Figura 8d), no

mesmo intervalo de 58º W a 50º W, mostraram coerência em seus resultados, acompanhando essa variação, com valores de máximo 50% para umidade e mínimo de 6º C para T-T_d.

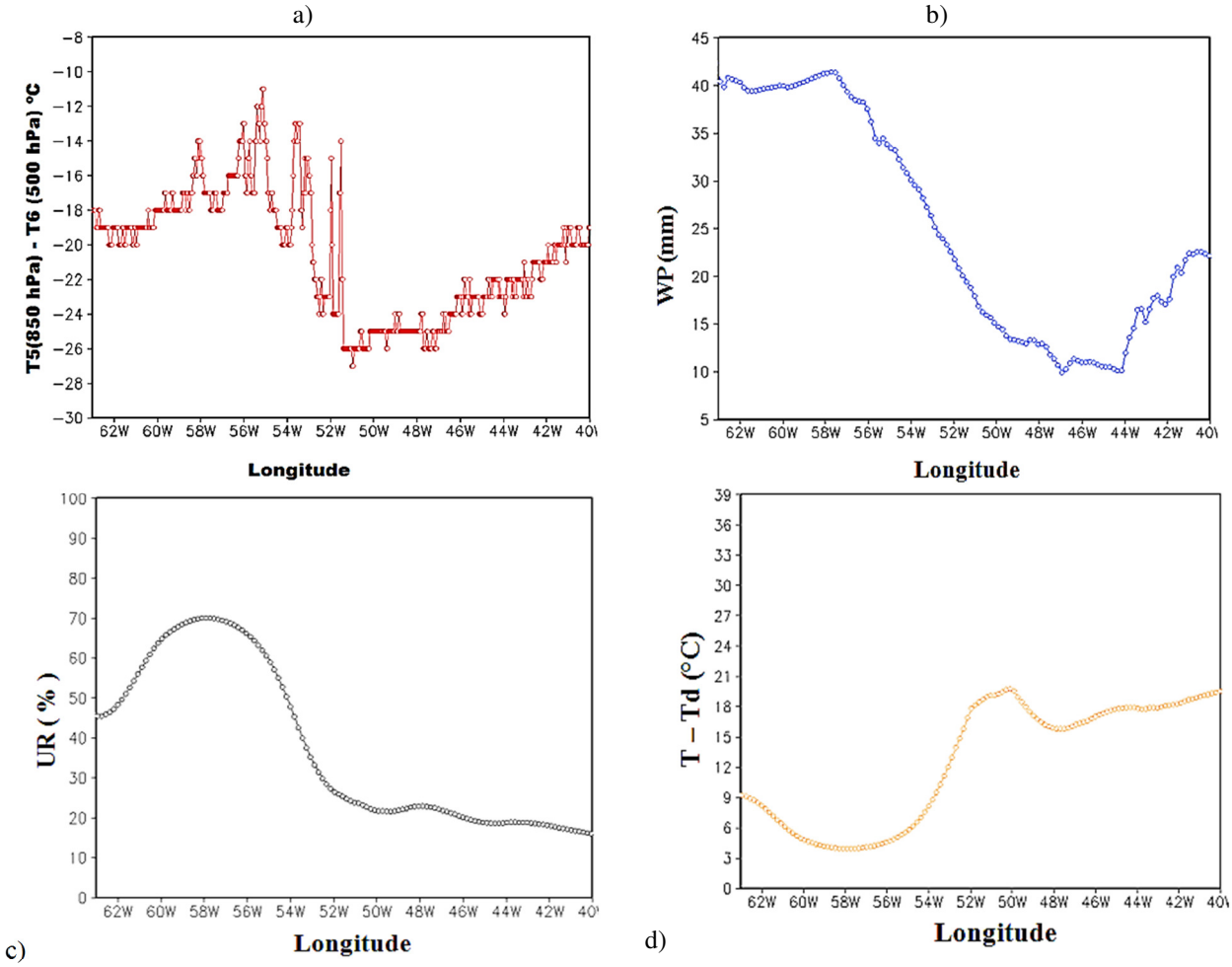
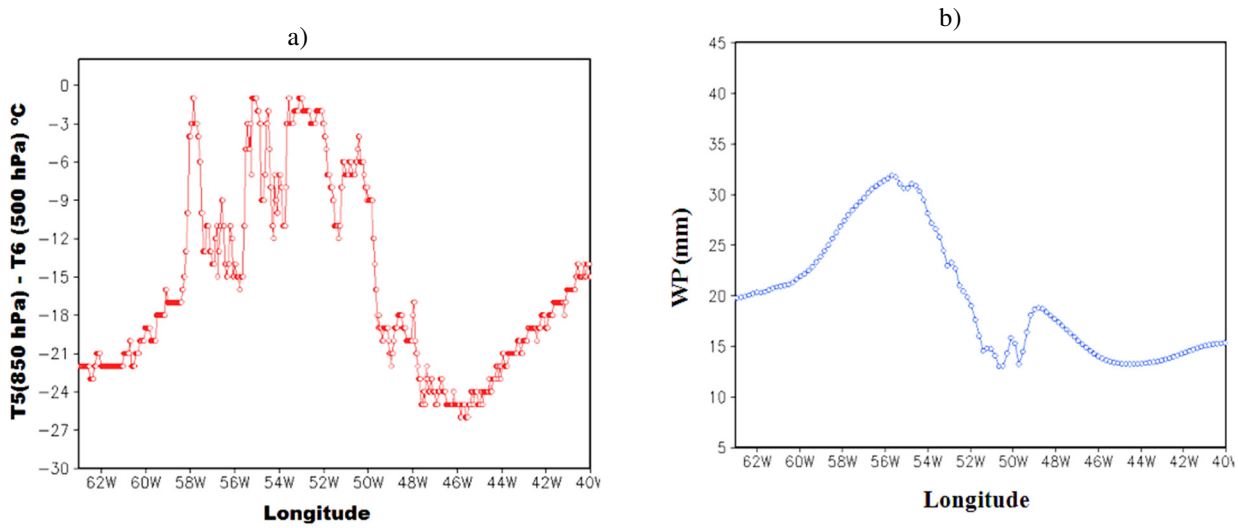


Figura 7. Distribuição para a latitude de 21º S no dia 29 de Setembro de 2012 às 12h:00min UTC. Satélite: a) Diferença entre os canais 5 e 6 do MSG (ºC). Modelo BRAMS: b) Água precipitável (mm); c) Umidade Relativa do ar (%); d) Diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho (ºC).

Distribuição para a latitude de 18º S

A Figura 9a refere-se à diferença entre os canais 5 e 6 do MSG, onde verificar-se uma variação entre o intervalo longitudinal de 54º W a 52º W, que mostra uma diminuição na diferença de temperatura de emissão do mesmo, o que mostra indicativos de uma atmosfera úmida. Ressalta-se que o intervalo mostrou valores relativamente altos, quando comparados com valores vistos anteriormente.



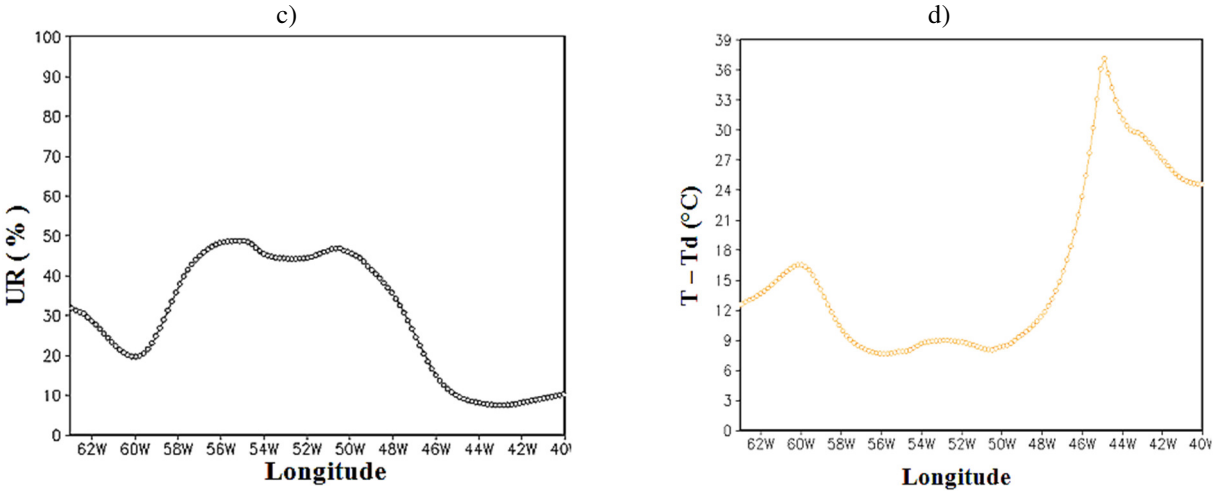


Figura 8. Distribuição para a Latitude de 27ºS no dia 29 de Setembro de 2012 às 12 UTC. Satélite: (a) Diferença entre os canais 5 e 6 do MSG (ºC). Modelo BRAMS: (b) Água precipitável (mm); (c) Umidade Relativa do ar (%); (d) Diferença entre a Temperatura do ar e a Temperatura do ponto de orvalho (ºC).

As Figuras 9b e 9c representam a água precipitável e a umidade relativa, respectivamente, gerados pelo modelo BRAMS. Apresentam um comportamento decrescente e poucos "ruídos" ao longo de suas curvas. Isso pode ter sido ocasionado devido a falta de parâmetros de configurações do modelo BRAMS.

O gráfico apresentado pela Figura 9d mostra a diferença entre as temperaturas do ar e do ponto de orvalho. Da mesma forma, como observado nas Figuras 9b e 9c, também é encontrada uma configuração (comportamento) crescente, o que representa uma atmosfera com pouco vapor d'água na atmosfera, com poucos picos apresentados ao logo do intervalo zonal.

Para a detecção de vapor atmosférico, esses canais são muito eficazes para observar o comportamento da umidade entre os níveis de 950 a 200 hPa. O canal 5 representa melhor a distribuição do vapor d'água entre os níveis de 200 - 650 hPa, onde o canal 6 representa melhor entre os níveis de 450 - 750 hPa (Saturette et al., 2005).

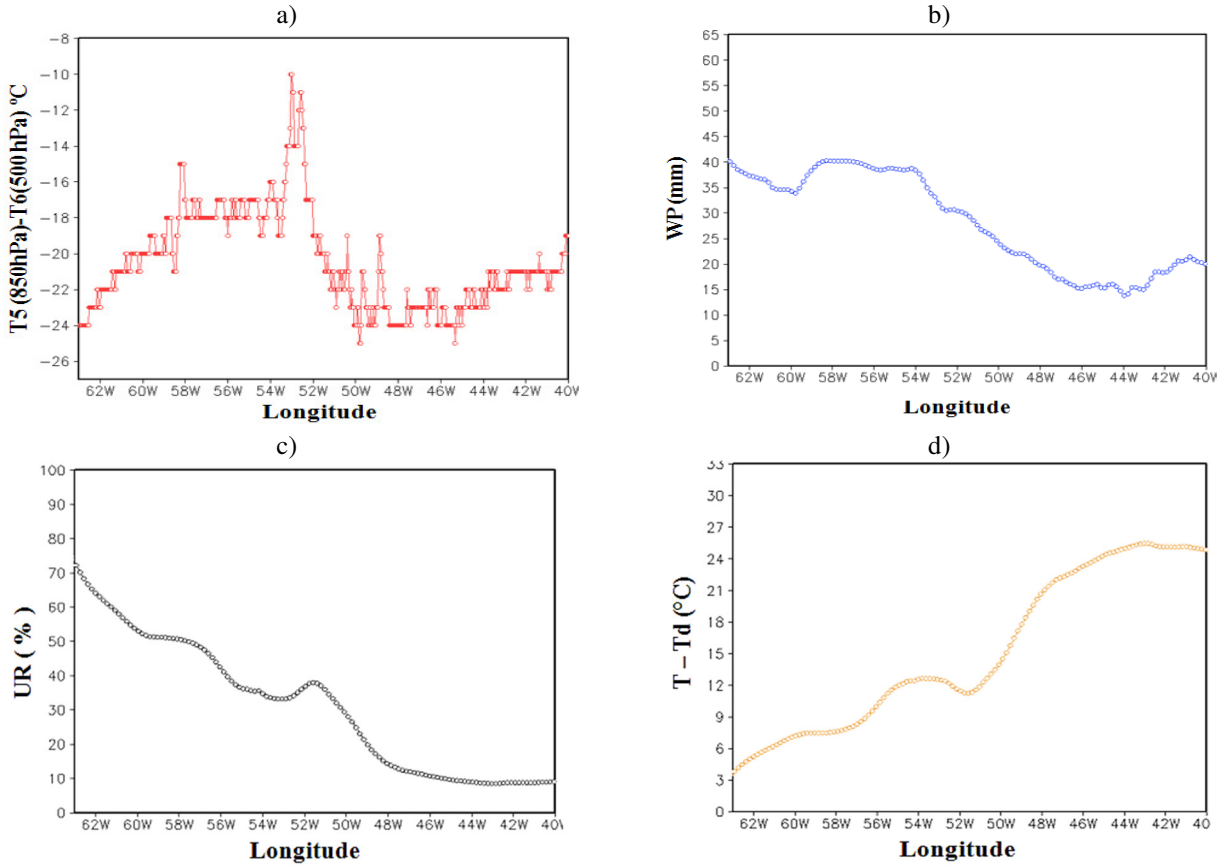


Figura 9. Distribuição para a latitude de 18º S no dia 30 de setembro de 2012 às 00h:00min UTC: Satélite: a) Diferença entre os canais 5 e 6 do MSG (ºC). Modelo BRAMS: b) Água precipitável (mm); c) Umidade relativa (%); d) Diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho (ºC).

Distribuição para a latitude de 24º S

Na Figura 10a verifica-se uma maior variação nos valores da diferença entre os canais 5 e 6 do MSG quando comparados à variação feita para a latitude de 18º S (Figura 9a). Observa-se, na curva da diferença, picos de baixas diferenças nos intervalos de 51º W a 47º W e entre 45º W e 41º W (isolados), com valores que variam entre -6º a 3º C. Também se percebem valores altos (em torno de -24º C) na diferença obtida entre os canais do vapor d'água, o que indica áreas com redução de vapor na camada da atmosfera.

Na Figura 10b, o comportamento da água precipitável é mostrado através da evolução da curva. Essa curva mostra valores entre 30 mm e 35 mm para o intervalo de 63º a 56º W onde, a partir deste ponto, é observada uma queda brusca nos níveis de água precipitável, atingindo baixos valores que chegam em torno de 15 mm.

Os gráficos que representam a umidade relativa (Figura 10c) acompanham essas variações coerentemente, apresentando valores altos de 80% saturação, no mesmo intervalo anteriormente citado. Também são verificados baixos valores de umidade, variando entre mínimos de 20 e 10%.

Em paralelo, o gráfico da diferença T-T_d (Figura 10d) destaca-se pelo comportamento inverso ao da umidade relativa, apresentando valores que variaram em torno de -18º C (máximos) para regiões secas e 3º C para regiões úmidas.

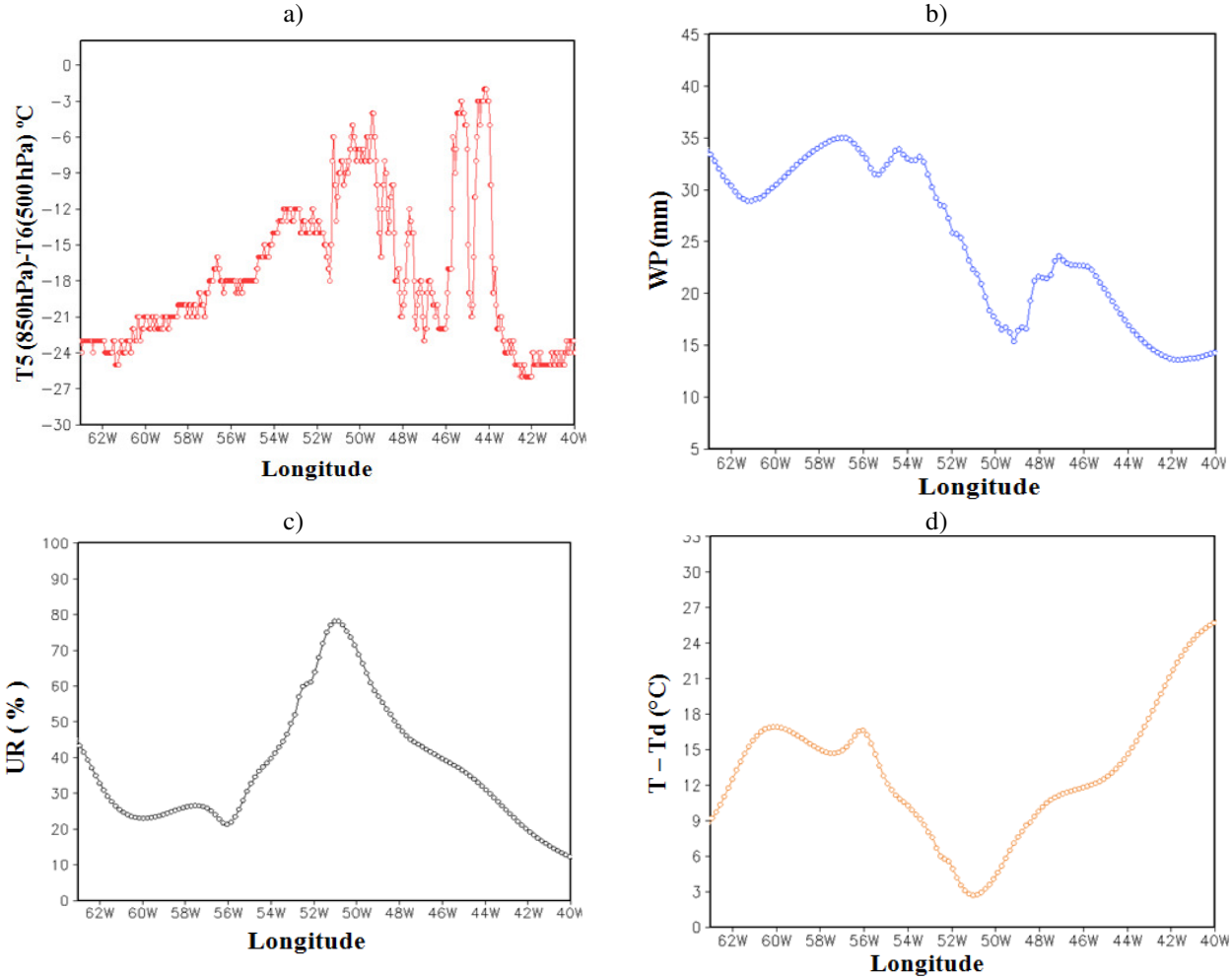


Figura 10. Representação em forma gráfica na latitude de 24º S para dia 30 de Setembro de 2012 às 00 UTC: Satélite: a) Diferença entre os canais 5 e 6 do MSG. Modelo BRAMS:(b) Água precipitável; c) Umidade relativa; d) Diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho.

Análise estatística das correlações

Na Tabela 3 são apresentadas correlações entre a diferença entre os canais 5 e 6 do MSG com as variáveis obtidas a partir do modelo atmosférico BRAMS. Também, podem ser visualizadas as significâncias estatísticas obtidas com a aplicação do teste *t-student*.

De forma geral, observam-se boas correlações, sendo todas com significâncias estatísticas para os níveis de 99% ou 95%.

As correlações destacadas na tabela com a indicação de (*) correspondem a significância de 95% (erro de 5%) e (**) a significância de 99% (erro de 1%), considerando oito graus de liberdade (N-2).

Dia 29/09/2012 – 12h:00min UTC

As correlações apresentadas para este dia e hora (Tabela 3) mostram que a água precipitável apresentou correlações de 0,82 para a latitude de 21º S e 0,55 para a latitude 27º S. Para a umidade relativa do ar observa-

se correlação 0,71 para a latitude de 21º S e 0,76 para a latitude de 27º S, enquanto que na diferença entre T-T_d suas correlações ficaram em torno de -0,75 e -0,69 para as respectivas latitudes.

Quanto à significância estatística, a água precipitável, a diferença entre T-T_d e a umidade relativa obtiveram um nível de significância de 99% para a latitude de 21º S, correlacionando-se positivamente com a diferença entre os canais 5 e 6 do MSG. A diferença entre T-T_d e a água precipitável, apresentou um nível de significância de 95% para a latitude de 27º S.

Dia 30/09/2012 – 00h:00min UTC

Para o último caso estudado, a água precipitável apresentou correlações de 0,67 e 0,52 com significâncias de 95% para as latitudes de 18º S e 24º S, respectivamente.

A umidade relativa apresentou correlação de 0,71 para latitude de 18º S e 0,80 para latitude de 24º S. O nível de significância estatística da umidade relativa ficou de 99% para ambas as latitudes.

A diferença entre T-Td apresentou correlação de -0,71 com significância de 99% (18º S) e -0,69, com significância de 95% (24º S) para os respectivos cortes latitudinais (Tabela 3).

Ressalta-se que, quando se aumenta a amostra (N), a correlação tende a cair, o mesmo acontece quando se escolhem áreas homogêneas. Ficou evidente a necessidade de uma melhor calibração do modelo BRAMS, visto que, entre outros aspectos, o modelo foi rodado com a climatologia da temperatura da superfície do mar. Esse fato não recomenda, ainda, a apresentação de equações de regressão linear que generalize a relação entre as variáveis. Representa apenas um indicativo destas relações, necessitando de uma análise mais aprofundada.

Tabela 3. Correlação da diferença entre os canais 5 e 6 do MSG com as variáveis obtidas pelo modelo BRAMS.

Amostra-Experimento	RH(%)	T-Td(ºC)	WP(mm)
29/09/2012 às 12 UTC 21º S	0,71**	-0,75**	0,82**
29/09/2012 às 12 UTC 27º S	0,76**	-0,69*	0,55*
30/09/2012 às 00 UTC 18º S	0,71**	-0,71**	0,67*
30/09/2012 às 00 UTC 24º S	0,80**	-0,69*	0,52*

N=10, ** 99% de significância (α=0,01; t=2,896 e rc=0,71); * 95% de significância (α=0,05; t=1,859 e rc=0,55).

Conclusões

Com base nas discussões apresentadas anteriormente chegamos às seguintes conclusões:

1- As distribuições espaciais de água precipitável e da diferença entre os canais 5 e 6 do MSG foram fundamentais na indicação de áreas secas e úmidas;

2- As variáveis utilizadas, simuladas pelo modelo BRAMS, apresentaram boa relação com a diferença de temperatura de emissão entre os canais 5 e 6 do MSG;

3- Baixos valores da diferença entre os canais 5 e 6 do MSG implicam em condição úmida, enquanto os altos valores implicam em condição seca para a camada 500-350 hPa;

4- Condições úmida (seca) na diferença entre os canais 5 e 6 do MSG se refletem, verticalmente, em camadas mais baixas com áreas de alto (baixo) teor de umidade atmosférica;

5- Correlações entre a diferença de temperatura de emissão entre os canais 5 e 6 do MSG e a água precipitável, umidade relativa do ar e T-T_d média da camada 500-350 hPa apresentaram significância estatística de 95% e, em alguns casos, de 99%;

6- Imagens MSG dos canais 5 e 6, juntamente com o modelo BRAMS, se mostraram eficazes no estudo da umidade atmosférica.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior-CAPES, pela bolsa de Mestrado do primeiro autor.

Referências

Bruni, A.L. 2007. Estatística aplicada à gestão empresarial. São Paulo: Atlas. 396p.

Burde, G.I.; Zangvil, A. 2001. The Estimation of regional precipitation recycling. Part I: review of recycling models. Journal of Climate, v.14, p.2497-2508.

EUMETSAT. 2008. European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites, 2008. A simple conversion from effective radiance back to spectral radiance for MSG images. Darmstadt.

Grossmann, K.S.; Wallace, C.; Mourão, C.E.F. 2008. Estudo da combinação de índices de instabilidade como ferramenta de auxílio na previsão de tempo (Apresentação de Trabalho/Seminário).

Kistler, R.; Kalnay, E.; Collins, W.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Kanamitsu, M.; Kousky, V.; Dool, V.D.; Jenne, R.; Fiorino, M. 2001. The NCEP–NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation. Bulletin of the American Meteorological Society, v.82, p.247-267.

Kurino, T. 1997. A satellite infrared technique for estimating "Deep/Shallow" precipitation. Advances in Space Research, v.19, p.511-514.

Mecikalski, J.R.; MacKenzie Jr., W.M.; Koenig, M.; Mueller, S. 2010. Cloud-top properties of growing

cumulus prior to convective initiation as measured by meteosat second generation. Part 1.Infrared fields. Journal Applied Meteorology and Climate, v.49, p.521-534.

Morettin, L.G. 1991. Estatística básica. Editora McGraw-Hill do Brasil Ltda, São Paulo - SP. 6ª Ed., 183p.

Nascimento, M.X.; Menezes, W.F.; Grossmann, K.G. 2009. Aplicação de Indicadores de Tempo Severo na Caraterização de um Ciclone Intenso que Provocou Ressaca no Litoral do Rio de Janeiro (Apresentação de Trabalho/Seminário).

Pielke, R.A.; Cotton, W.R.; Walko, R.L.; Tremback, C.J.; Lyons, W.A.; Grasso, L.D.; Nicholls, M.E.; Moran, M.D.; Wesley, D.A.; Lee, T.J.; Copeland, J.H. 1992. A comprehensive meteorological modeling system - BRAMS. Meteorology and Atmospheric Physics, v.49, p.69-91.

Petoukhov, V.; Ganopolski, A.; Brovkin, V.; Claussen, M.; Eliseev, A.; Kubatzki, C.; Rahmstorf, S. 2000. CLIMBER-2: A climate system model of intermediate complexity. Part I: Model description and performance for present climate. Climate Dynamics, v.16, p.1-17.

Santurette, P.; Georgiev, C.G. 2005. Weather Analysis and Forecasting: Applying Satellite Water Vapor Imagery and Potential Vorticity Analysis. Academic Press, San Diego.

Schmetz, J.; Tjemkes, S.A.; Gube, M.; van de Berg, L. 1997. Monitoring deep convection and convective overshooting. Advances in Space Research, v.19, p.433-441.

Schmetz, J.; Pili, P.; Tjemkes, S.; Just, D.; Kerkmann, J.; Rota, S.; Ratier, A. 2002. An introduction to Meteosat Second Generation (MSG). Bulletin of the American Meteorological Society, v.83, p.977-992.

Serreze, M.C.; Barry, R.G.; Walsh, J.E. 1995. Atmospheric water vapor characteristics at 708N. Journal of Climate, v.8, p.719-731.

Tomasi, C. 1981. Determination of the total precipitable water by varying the intercept in reitan's relationship. Journal of Applied Meteorology, v.20, p.1058-1069.

Weaver, A.J.; Eby, M.; Wiebe, E.C.; Bitz, C.M.; Duffy, P.B.; Tracy, L.; Ewen, L.; Fanning, A.H.; Holland, M.M.; Macfaiden, H.D.M.; Meissner, K.J.; Saenki, O.; Schmittner, H.W.; Yoshimori, M. 2001. The UVic Earth System Climate Model: model description, climatology, and applications to past, present and future climates. Atmosphere-Ocean, v.39, p.361-428.

Webster, P. 1994. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. Review of Geophysics, v.32, p.427-476.