



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.15.18.09-TDI

**INFLUÊNCIA DOS FLUXOS DE CALOR EM
SUPERFÍCIE NO INÍCIO E NO FINAL DA ESTAÇÃO
CHUVOSA SOBRE A REGIÃO CENTRO-OESTE DO
BRASIL**

Aline Bilhalva da Silva

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Manoel Alonso Gan, aprovada em 03 de setembro de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CF22S2>>

INPE
São José dos Campos
2012

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):

Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.15.18.09-TDI

**INFLUÊNCIA DOS FLUXOS DE CALOR EM
SUPERFÍCIE NO INÍCIO E NO FINAL DA ESTAÇÃO
CHUVOSA SOBRE A REGIÃO CENTRO-OESTE DO
BRASIL**

Aline Bilhalva da Silva

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Manoel Alonso Gan, aprovada em 03 de setembro de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CF22S2>>

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Si36i Silva, Aline Bilhalva .
Influência dos fluxos de calor em superfície no início e no final da estação chuvosa sobre a região centro-oeste do Brasil / Aline Bilhalva da Silva. – São José dos Campos : INPE, 2012.
xxxii + 169 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.15.18.09-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientador : Dr. Manoel Alonso Gan.

1. fluxo de calor em superfície. 2. início e final da estação chuvosa. 3. monção. I.Título.


CDU 551.582(817)

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Meteorologia

Dr. Nelson Jesus Ferreira




Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Manoel Alonso Gan



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dra. Adma Raia Silva



Convidado(a) / PUC/ MG / Belo Horizonte - MG

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Aline Bilhalva da Silva**

São José dos Campos, 03 de Setembro de 2012

“Tente uma, duas, três vezes

E se possível tente a quarta, a quinta

e quantas vezes for necessário.

Se não desista nas primeiras tentativas,

A persistência é amiga da conquista.

Se você quer chegar onde

a maioria não chega,

faça aquilo que a maioria não faz.”

Bill Gates

À minha família, pelo amor, incentivo e dedicação.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar a Deus, por ter concedido-me a graça da vida e ter me guiado durante os momentos difíceis.

Ao meu orientador, Dr. Manoel Alonso Gan, pela sugestão do tema de pesquisa, ensinamentos transmitidos, amizade, compreensão, confiança e paciência. Ao Dr. Nelson Ferreira pela amizade, incentivo, confiança e disponibilidade.

A meus pais Rosani e João Antonio, minha irmã Natâni e minha avó Neli, pela compreensão, dedicação, amor e carinho. Agradeço ainda, por terem me apoiado à distância, me ajudando a superar as dificuldades que enfrentei durante o curso. Por terem compreendido minha ausência no convívio familiar.

Às secretárias da pós-graduação, pela dedicação e eficiência. Ao pessoal do suporte técnico, em especial ao César, pela atenção, manutenção das máquinas que tive acesso e instalação de softwares imprescindíveis à elaboração deste trabalho.

Aos conhecimentos em linguagem de programação em fortran, grads e shell, transmitidos pelos amigos: Marcos Yoshida e Sérgio Henrique Ferreira.

A todos os colegas da turma de mestrado de 2010, pelas trocas de conhecimento, experiências, e aos raros momentos de descontração que desfrutamos durante o período das disciplinas. Em especial a Claudia Parise, Silvia Yaguchi e Fernando Oliveira.

Às amigas que conquistei durante a graduação e no mestrado, em especial à: Bruna Segalin, Bianca Maske, Silvia Manami Yaguchi e Madeleine Gácita. Muito obrigada pela paciência, conselhos, incentivo, compreensão durante os períodos de crise, e pelos momentos de descontração. Um agradecimento em especial à amiga Jéssica Silva e sua família, pela amizade, pelo

companheirismo nas horas boas e ruins, pelos conselhos, incentivo e acolhida na cidade.

Aos queridos: Bruna Romero, Marília Gregorio, Fábio da Rocha, Eduardo Luiz, José Dias, Cristiano Eichholz, Bruno Ribeiro, David Quispe e Alejandro Ordóñez, pela amizade, companheirismo e momentos de descontração vividos este ano.

À Viviane Silva e Brant Liebmann por terem, gentilmente, cedido o conjunto de reanálise para precipitação CFSR e a análise de precipitação, respectivamente. Ao pessoal do ECMWF por ter permitido o download dos dados que usei em grande parte da dissertação, pelo apoio técnico, atenção e esclarecimento dos questionamentos que surgiam no decorrer do trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) por ter financiado a bolsa de pesquisa.

RESUMO

O principal objetivo deste estudo é avaliar a influência dos fluxos de calor latente e sensível em superfície sobre a região Centro-Oeste do Brasil durante o início e final da estação chuvosa. Para garantir uma consistência na análise realizou-se uma validação das reanálises Era-Interim e Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) a partir da análise de precipitação de Brant Liebmann. Em função da diferença de resolução espacial entre os conjuntos de dados mencionados anteriormente, foi calculada a média espacial para a região Centro-Oeste (10° - 20° S e 50° - 60° W), visando aplicar aos três conjuntos de dados os testes estatísticos Viés e EMQ (Erro Médio Quadrático), para períodos de acumulados de precipitação: mensal, trimestral, anual, estação chuvosa e climatologia mensal, durante os anos de 1989 a 2008. Estes testes foram aplicados para verificar qual das duas reanálises tem a melhor representatividade da análise de precipitação de Liebmann. Os resultados indicaram que sobre a região Centro-Oeste do Brasil, a reanálise Era-Interim conseguiu simular melhor os campos de precipitação da análise de Liebmann, pois apresentou menores valores de Viés e EMQ (em todos os períodos analisados), indicando que os dados são mais precisos e menos dispersos que os campos da reanálise CFSR. Aplicou-se o método de pêntadas sobre médias espaciais calculadas para a região Centro-Oeste do Brasil, para várias variáveis durante o período de 1989 a 2010. A partir dos campos de precipitação média espacial pentadal que superaram o limiar médio anual de 2 mm/dia por 75% de 8 pêntadas subsequentes foi estabelecida o início (final) da estação chuvosa. Verificou-se que de forma geral, a reanálise Era-Interim adiantou o início (final) da estação chuvosa na maioria dos anos analisados e conseguiu reproduzi-los de forma satisfatória e coerente. O método de compostos permitiu acompanhar o avanço da banda de precipitação da região equatorial em direção a região centro-sul do país, durante o início da estação chuvosa; bem como seu movimento inverso durante a estação seca. Além disso, durante as pêntadas que antecedem o início da estação chuvosa sobre o Brasil Centro-Oeste, nota-se que a atmosfera começa a se desestabilizar através do elevado aquecimento nas baixas camadas atmosféricas e isso impulsiona o aumento dos fluxos de calor sensível do solo em direção à atmosfera. À medida que os movimentos verticais começam a se intensificar, e a umidade e calor superficial são propagados para altos níveis da atmosfera, há o desenvolvimento das células convectivas associadas ao início da estação chuvosa. Durante este período, nota-se a redução dos fluxos de calor sensível e aumento dos fluxos de calor latente, em decorrência da saturação do solo e aumento da evaporação sobre as regiões onde há presença de precipitação. Com relação ao final da estação chuvosa, nota-se que o recuo da banda precipitante em direção à região equatorial inicia apenas a partir da terceira pêntada posterior a pêntada zero. Associado a isso, verifica-se a redução dos fluxos de calor latente sobre as regiões sem atuação da banda precipitante e

aumento dos fluxos de calor sensível e temperatura em 925 hPa decorrentes da maior incidência de radiação solar.

INFLUENCE OF SURFACE HEAT FLUX IN THE BEGINNING AND ENDING OF THE RAINY SEASON ON THE CENTER-WEST REGION OF BRAZIL

ABSTRACT

The main objective of this study is to evaluate the influence of latent and sensible surface heat flux over the West-Central Brazil region during the onset and the ending of rainy season. It was carried out a validation of Era-Interim and Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) from the analysis of Brant Liebmann precipitation. Due to the difference in spatial resolution between the data sets mentioned previously, the spatial average for the West-Central Brazil (10°-20°S e 50°-60°W) was calculated, in order to apply for these three datasets, the statistics tests called BIAS and MSE (Mean Square Error), for periods of accumulated precipitation: monthly, quarterly, annual, rainy season and monthly climatology, from 1989 to 2008. These tests were applied for verify which of the two reanalysis has the best representativeness of precipitation analysis of Liebmann. The results indicated that over the West-Central Brazil, the Era-Interim reanalysis simulated better the analysis of Liebmann precipitation fields, because showed lower values of BIAS and MSE (in all the analyzed periods), indicating that the data are more accurate and less dispersed than the CFSR fields. The identification of the onset pentads was applied for the West-Central Brazil for several variables during the period 1989 to 2008. From the spatial average pentadal precipitation fields that exceeded the threshold annual average of 2 mm/day for 75% of 8 subsequent pentads, it was established onset (end) of the rainy season. It was found that in general form, the Era-Interim anticipated the onset (end) rainy season in the majority of years analyzed and it was able to reproduce them satisfactory and consistent form. The precipitation band was tracked by the composit method from the equatorial region to central south of country, during the rainy season; as well as its return during dry season. Furthermore, during the pentads that precede the onset of rainy season over West-Central Brazil, the atmosphere starts to destabilize through the high heating in low atmospheric layers and this leads the increase of the sensible heat fluxes from the soil to the atmosphere. As soon as the vertical movements begin to intensify, the humidity and superficial heat propagate to higher atmospheric levels, an impulse of convective cells associated beginning of rainy season is observed. During this period, the reduction of sensible heat flux and increase of latent heat flux, due of soil saturation and increase of evaporation over the regions are observed where there are precipitation. When the rainy season end, the precipitant band retreatment into equatorial region only starts from the third pentad after the zero pentad. Associated to this, it is observed the reduction of latent flux heat over

the regions without action of precipitant band and the sensible heat flux and temperature in 925 hPa increase as result of higher solar radiation incidence.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

- Figura 2.1 – Esquema de circulação de brisa durante o regime de monção. A região entre 15° e 50°N (direita) representa o continente (preenchido em preto), enquanto a região entre 0° e 40°S (esquerda) representa o oceano. As setas indicam a circulação meridional, enquanto as linhas tracejadas indicam as isóbaras. Fonte: Adaptada de Holton (2004) 8
- Figura 2.2 – Posição climatológica da Zona de Convergência Intertropical..... 10
- Figura 2.3 – Climatologia de vento (m/s) para o nível de 900 hPa. a) média anual de vento, b) média do vento para o mês de janeiro menos a média anual e c) média do vento para o mês de julho menos a média anual. Fonte: Adaptada de Zhou e Lau (1998)..... 12
- Figura 2.4 – Circulação característica do regime de monção da América do Sul. A região hachurada representa a topografia. A região onde os ventos de oeste prevalecem está representada pela linha tracejada. A numeração representa, respectivamente: 1) Fluxo equatorial em baixos níveis. 2) Fluxo de noroeste e sudoeste. 3) Baixa do Chaco. 4) Alta Subtropical. 5) Zona de Convergência do Atlântico Sul. 6) Ventos de oeste em latitudes médias. 7) Alta da Bolívia. 8) Fluxo de retorno em altitude. Fonte: Adaptada de Zhou e Lau (1998)..... 14
- Figura 2.5 – Esquema que representa o corte vertical durante a estação de verão no sentido sudoeste-nordeste, que apresenta a estrutura do jato de baixos níveis a leste da Cordilheira dos Andes, assim como a convecção relativa à atividade monçônica na região do Brasil Central e o ar subsidente a oeste dos Andes. Fonte: Adaptado de Mechoso et al. (2005) 15
- Figura 2.6 – Média de precipitação (mm, linha sólida) e média de umidade específica (g/Kg, linha tracejada) em 925 hPa, para o período de 1979 a 1995, sobre a região central do Brasil (10°-20°S e 50°-60°W). Fonte: Adaptada de Gan et al. (2004) 21
- Figura 2.7 – Variação dos fluxos de superfície durante o período de 24 horas, onde R equivale a saldo de radiação, FCL é o fluxo de calor latente, FCS é o fluxo de calor sensível e FSO é o fluxo de calor no solo. Fonte: Adaptada de Wallace e Hobbs (2006) 27
- Figura 3.1 – Representação da área de domínio maior correspondente à América do Sul (20°N – 65°S; 20°W – 100°W), com ênfase nas subáreas de resolução espacial de 10° latitude x 10° longitude e que representam as regiões: VEN (verde), OAM (amarelo), LAM (azul escuro),

	SERTÃO (preto), CENTRAL (vermelho), SUDESTE (azul claro), SUL (laranja), CAR (rosa) e SAR (verde água).....	35
Figura 3.2 –	Representação do padrão pentadal anual do vento zonal em 850 hPa (linha verde) e da precipitação média espacial para a região Central do Brasil (60° - 50° W e 10° - 20° S) durante o ano de 1989.....	40
Figura 3.3 –	Representação do padrão climatológico pentadal do vento zonal em 850 hPa (linha verde) e da precipitação média espacial para a região Central do Brasil (60° - 50° W e 10° - 20° S) para o período de 1989 a 2010.....	41
Figura 4.1 –	Climatologia Mensal para acumulados de precipitação média espacial para o conjunto de dados: Liebmann (azul), Era-Interim (vermelho) e CFSR (verde) na região VEN para o período de 1989 a 2008. A linha horizontal tracejada (azul) equivale à média climatológica anual para a análise de Liebmann.....	46
Figura 4.2 –	Idem à Figura 4.1 para a Região OAM.....	47
Figura 4.3 –	Idem à Figura 4.1 para a Região LAM.	48
Figura 4.4 –	Idem à Figura 4.1 para a Região SERTÃO.....	50
Figura 4.5 –	Idem à Figura 4.1 para a Região CENTRAL.....	51
Figura 4.6 –	Idem à Figura 4.1 para a Região SUDESTE.	52
Figura 4.7 –	Idem à Figura 4.1 para a Região SUL.....	54
Figura 4.8 –	Idem à Figura 4.1 para a Região CAR.	55
Figura 4.9 –	Idem à Figura 4.1 para a Região SAR.	56
Figura 4.10 –	Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação anual, no período de 1989 a 2008.....	59
Figura 4.11 –	Representação do Viés (acima) e EMQ (abaixo) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), acumulada para o período chuvoso (abril a setembro), no período de 1989 a 2008 sobre a região VEN.....	60
Figura 4.12 –	Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de climatologia de precipitação acumulada mensal, no período de 1989 a 2008.....	62
Figura 4.13 –	Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de precipitação acumulada anual, no período de 1989 a 2008 sobre a região OAM.....	64
Figura 4.14 –	Idem à Figura 4.13, para a região LAM.....	64
Figura 4.15 –	Idem à Figura 4.13, para a região CENTRAL.....	65

Figura 4.16 – Idem à Figura 4.13, para a região SUDESTE.....	65
Figura 4.17 – Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de precipitação acumulada para o período chuvoso (novembro a maio), no período de 1989 a 2008 sobre a região OAM.....	67
Figura 4.18 – Idem à Figura 4.17, para a região LAM.....	67
Figura 4.19 – Idem à Figura 4.17, para a região CENTRAL.....	68
Figura 4.20 – Idem à Figura 4.17, para a região SUDESTE.....	68
Figura 4.21 – Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de climatologia de precipitação acumulada mensal, no período de 1989 a 2008, sobre a região OAM.....	70
Figura 4.22 – Idem à Figura 4.21, para a região LAM.....	70
Figura 4.23 – Idem à Figura 4.21, para a região CENTRAL.....	71
Figura 4.24 – Idem à Figura 4.21, para a região SUDESTE.....	71
Figura 4.25 – Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de precipitação acumulada anual, no período de 1989 a 2008.....	72
Figura 4.26 – Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de climatologia de precipitação acumulada mensal, no período de 1989 a 2008.....	74
Figura 4.27 – Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de precipitação acumulada para o período chuvoso (novembro a abril), no período de 1989 a 2008.....	75
Figura 4.28 – Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de precipitação acumulada anual, no período de 1989 a 2008. . .	76
Figura 4.29 – Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de climatologia de precipitação acumulada mensal, no período de 1989 a 2008. . .	78

Figura 4.30 – Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de precipitação acumulada anual, no período de 1989 a 2008... ..	79
Figura 4.31 – Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de precipitação acumulada para o período chuvoso (outubro a abril), no período de 1989 a 2008... ..	80
Figura 4.32 – Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de climatologia de precipitação acumulada mensal, no período de 1989 a 2008.... ..	81
Figura 4.33 – Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de precipitação acumulada anual, no período de 1989 a 2008... ..	82
Figura 4.34 – Variação mensal pentadal da média integrada sobre o Brasil Central para as variáveis: precipitação (barras em cinza – mm/m^2), fluxo de calor latente (linha vermelha – $\text{W*s*m}^{-2}*10^{-9}$), fluxo de calor sensível (linha azul - $\text{W*s*m}^{-2}*10^{-9}$), temperatura do ar em 925 hPa (linha laranja - K) e ômega em 500 hPa (linha ciano), para o período de 1989 a 2010.... ..	91
Figura 4.35 – Idem à Figura 4.34, com substituição da variável ômega em 500 hPa (linha ciano) pela umidade específica em 925 hPa (linha roxa – g/Kg).... ..	91
Figura 4.36 – Representação dos compostos de precipitação (mm) (preenchido) e ômega em 500 hPa (isolinhas), durante o início da estação chuvosa, através das figuras que representam as pântadas: -12 (a), -9 (b), -6 (c), -3 (d), ZERO (e), 3 (f), 6 (g), 9 (h), 12 (i).... ..	94
Figura 4.37– Idem à Figura 4.36, para a temperatura em 925 hPa (K) (isolinhas).... ..	97
Figura 4.38– Idem à Figura 4.36, para o fluxo de calor sensível em superfície ($\text{W*s*m}^{-2}*10^{-9}$) (isolinhas).... ..	98
Figura 4.39– Idem à Figura 4.36, para a umidade específica em 925 hPa (g/Kg) (isolinhas).... ..	99
Figura 4.40– Idem à Figura 4.36, para o fluxo de calor latente em 925 hPa ($\text{W*s*m}^{-2}*10^{-9}$) (isolinhas).... ..	100
Figura 4.41– Representação dos compostos de linhas de corrente em 200 hPa e fluxo de calor latente em superfície ($\text{W*s*m}^{-2}*10^{-9}$) durante o início da estação chuvosa, através das figuras que representam as	

pêntadas: -12 (a), -9 (b), -6 (c), -3 (d), ZERO (e), 3 (f), 6 (g), 9 (h), 12 (i).....	104
Figura 4.42– Idem à Figura 4.41, para o nível de 850 hPa (isolinhas).....	105
Figura 4.43– Idem à Figura 4.41, para o nível de 200 hPa (isolinhas) e fluxo de calor sensível ($W*s*m^{-2}*10^{-9}$).....	106
Figura 4.44– Idem à Figura 4.43, para o nível de 850 hPa (isolinhas).....	107
Figura 4.45– Painel superior: Seção vertical do vetor vento (setas) e da anomalia zonal de temperatura (preenchido) sobre a região situada em 15°S e 80°-20°W. Painel inferior: Média espacial para os fluxos de calor latente e sensível (linhas). Ambos painéis correspondem ao Início da estação chuvosa, através das figuras que representam as pêntadas: - 12 (a), -9 (b), -6 (c), -3 (d), ZERO (e), 3 (f), 6 (g), 9 (h), 12 (i).....	113
Figura 4.46– Idem à Figura 4.45, para anomalia de umidade específica (preenchido).....	114
Figura 4.47– Idem à Figura 4.45, para divergência (preenchido).....	115
Figura 4.48– Representação dos compostos de precipitação (mm) (preenchido) e ômega em 500 hPa (isolinhas), durante o Final da estação chuvosa, através das figuras que representam as pêntadas: -12 (a), -9 (b), -6 (c), -3 (d), ZERO (e), 3 (f), 6 (g), 9 (h), 12 (i).....	119
Figura 4.49– Idem à Figura 4.48 para a temperatura em 925 hPa (K) (isolinhas).....	120
Figura 4.50– Idem à Figura 4.48 para o fluxo de calor sensível em superfície ($W*s*m^{-2}*10^{-9}$) (isolinhas).....	121
Figura 4.51– Idem à Figura 4.48 para a umidade específica em 925 hPa (g/Kg) (isolinhas).....	122
Figura 4.52– Idem à Figura 4.48 para o fluxo de calor latente em superfície ($W*s*m^{-2}*10^{-9}$) (isolinhas).....	123
Figura 4.53– Representação dos compostos de linhas de corrente em 200 hPa e fluxo de calor latente em superfície ($W*s*m^{-2}*10^{-9}$) durante o Final da estação chuvosa, através das figuras que representam as pêntadas: -12 (a), -9 (b), -6 (c), -3 (d), ZERO (e), 3 (f), 6 (g), 9 (h), 12 (i).....	127
Figura 4.54– Idem à Figura 4.53 para as de linhas de corrente em 850 hPa.....	128
Figura 4.55– Idem à Figura 4.53 para as de linhas de corrente em 200 hPa e fluxos de calor sensível em superfície ($W*s*m^{-2}*10^{-9}$).....	129
Figura 4.56– Idem à Figura 4.55 para as de linhas de corrente em 850 hPa.....	130
Figura 4.57– Painel superior: Seção vertical do vetor vento (setas) e da anomalia zonal de temperatura (preenchido) sobre a região situada em 15°S e 80°-20°W. Painel inferior: Média espacial para os fluxos de calor latente e sensível (linhas). Ambos painéis correspondem ao final da estação chuvosa, através das figuras que representam	

as pântadas: -12 (a), -9 (b), -6 (c), -3 (d), ZERO (e), 3 (f), 6 (g), 9 (h), 12 (i).....	133
Figura 4.58– Idem à Figura 4.57, para anomalia de umidade específica (preenchido).....	134
Figura 4.59– Idem à Figura 4.57, para divergência (preenchido).....	135
Figura A1– Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal, no período de 1989 a 2008, para a região VEN.....	152
Figura A2– Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral, no período de 1989 a 2008, para a região VEN.....	153
Figura A3– Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal, no período de 1989 a 2008, para a região OAM.....	154
Figura A4– Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral no período de 1989 a 2008, para a região OAM.....	155
Figura A5– Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal, no período de 1989 a 2008, para a região LAM.....	156
Figura A6– Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral no período de 1989 a 2008, para a região LAM.....	157
Figura A7– Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal no período de 1989 a 2008, para a região SERTÃO.....	158
Figura A8– Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR	

	(vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral no período de 1989 a 2008, para a região SERTÃO.....	159
Figura A9–	Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal no período de 1989 a 2008, para a região CENTRAL.....	160
Figura A10–	Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral no período de 1989 a 2008, para a região CENTRAL.....	161
Figura A11–	Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal no período de 1989 a 2008, para a região SUDESTE.....	162
Figura A12–	Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral no período de 1989 a 2008, para a região SUDESTE.....	163
Figura A13–	Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal no período de 1989 a 2008, para a região SUL.....	164
Figura A14–	Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral no período de 1989 a 2008, para a região SUL.....	165
Figura A15–	Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal no período de 1989 a 2008, para a região CAR.....	166
Figura A16–	Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral no período de 1989 a 2008, para a região CAR.....	167
Figura A17–	Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a	

	análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal no período de 1989 a 2008, para a região SAR.....	168
Figura A18–	Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral no período de 1989 a 2008, para a região SAR.....	169

LISTA DE TABELAS

Pág.

- Tabela 4.1 - Representação do início e final da estação chuvosa, mediante a pântada central, usando o limiar mínimo de 2 mm/dia de precipitação média e a reanálise Era-Interim. 87
- Tabela 4.2 - Representação do início e final da estação chuvosa, através do limiar mínimo de 4 mm/dia de precipitação média, duração da estação chuvosa, utilizando a Reanálise I (NCEP). Fonte: Adaptada de Gan et al. (2004). 88

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

abr.	Abril
ago.	Agosto
ANA	Agência Nacional de Águas
ANEL	Agência Nacional de Energia Elétrica
CAR	Região Central da Argentina
CENTRAL	Região Centro-Oeste do Brasil
CENTRO-OESTE	Região Centro-Oeste do Brasil
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
dez.	Dezembro
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EMQ	Erro Médio Quadrático
EUA	Estados Unidos da América
FCL	Fluxo de Calor Latente
FCS	Fluxo de Calor Sensível
fev.	Fevereiro
FSO	Fluxo de Calor no Solo
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos

GEOS-1	Goddard Earth Observing System-1
GPI	Índice de Precipitação
jan.	Janeiro
jul.	Julho
jun.	Junho
LAM	Leste da Amazônia
mai.	Mai
mar.	Março
MCG	Modelo de Circulação Geral
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
nov.	Novembro
OAM	Oeste da Amazônia
out.	Outubro
SAR	Região Sul da Argentina
SERTÃO	Sertão nordestino
set.	Setembro
SUDESTE	Região Sudeste do Brasil
SUL	Região Sul do Brasil

TESSEL	Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
U	Vento Zonal em 850 hPa
V	Componente meridional do vento
VCAN	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
VEN	Equivalente a região da Venezuela, norte da Amazônia e sudeste da Colômbia.
W	Velocidade Vertical
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

R	Saldo de Radiação
C_p	Calor específico a pressão constante
ρ	Densidade do ar
C_{DH}	Coefficiente aerodinâmico de transferência de temperatura
U_r	Média do vento em um nível padrão
T_s	Temperatura em superfície
T_a	Temperatura do ar
Z_r	Nível de pressão
L	Calor Latente de vaporização
C_{DE}	Coefficiente aerodinâmico de transferência de umidade da atmosfera
q_s	Umidade específica em superfície
q_a	Umidade específica da atmosfera
n	Tempo total
X_i	Ponto da reanálise em teste
X_o	Ponto da série de dados do Liebmann

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos.....	4
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO DE BIBLIOGRAFIA	7
2.1 Definição de monção.....	7
2.2 Caracterização do regime de Monção na América do Sul.....	10
2.3 Evolução temporal do Sistema de Monção da América do Sul	16
2.4 Características do período chuvoso sobre a América do Sul	19
2.5 Fluxos de calor na superfície.....	24
3 DADOS E METODOLOGIA.....	29
3.1 Dados	29
3.2 Metodologia.....	32
3.2.1 Validação temporal das séries de reanálise para precipitação	32
3.2.2 Estimativa do início e término da estação chuvosa.	38
3.2.2.1 Climatologia Pentadal.....	42
3.2.2.2 Compostos para início e final da estação chuvosa.....	42
4 RESULTADOS.....	45
4.1 Estudo Preliminar: Climatologia mensal para determinação de estação chuvosa a partir de acumulados de precipitação média espacial.....	45
4.2 Validação temporal das séries de reanálise CFSR, Era-Interim e Análise de precipitação do Liebmann.	56
4.2.1 Avaliação Estatística Viés e EMQ.....	57
4.3 Determinação do início e final da estação chuvosa para o Brasil Central...82	
4.3.1 Climatologia Pentadal da Precipitação, FCL, FCS, Temperatura e Ômega.....	89
4.3.2 Avaliação dos compostos pentadais para o início e final da estação chuvosa	92
4.3.2.1 Compostos pentadais para o início da estação chuvosa	92

4.3.2.1.1 Estudo de compostos que relacionam o início da estação chuvosa, fluxos de calor em superfície e a formação da Alta da Bolívia	101
4.3.2.2 Compostos pentadais para o final da estação chuvosa	116
4.3.2.2.1 Estudo de compostos que relacionam o final da estação chuvosa, fluxos de calor em superfície e a formação da Alta da Bolívia	124
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÃO	137
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	143
APÊNDICE A	151

1 INTRODUÇÃO

Determinadas áreas da faixa tropical do globo sofrem influência do regime de monção (Índia, Austrália, América do Sul, América do Norte e Ásia), pois verifica-se significativa reversão da direção dos ventos em superfície durante a fase de transição entre a estação de inverno e verão. Além disso, associada à reversão sazonal dos ventos em baixos níveis, observa-se intensa precipitação durante o verão, enquanto durante o inverno, nota-se escassez de chuva. Portanto, visto esta variação de regime de precipitação sazonal é de interesse científico e da previsão de tempo e clima que se desenvolvam pesquisas que objetivem conhecer melhor os elementos meteorológicos capazes de promover alguma alteração no regime de monção, retardando ou adiantando o início (final) da estação chuvosa.

Na América do Sul, por muitos anos não admitiu-se a existência do Sistema de Monção, pois a reversão da direção do ventos em baixos níveis não era observada durante a fase de transição da estação seca para a chuvosa (RAMAGE, 1971; citado por GAN et al., 2004). Porém, o estudo realizado por Zhou e Lau (1998) mostrou que a reversão dos ventos na fase de transição do inverno para o verão é observada quando a média anual do vento é retirada. Outra característica de monção, observada na região central da América do Sul, é o ciclo anual da precipitação, com inverno extremamente seco e verão chuvoso. O elevado regime pluviométrico observado ocorre durante o período úmido que tem sete meses, com padrão de precipitação equivalente a 900 mm durante os meses de verão (dezembro/ janeiro/ fevereiro) (GAN et al., 2004).

Além disso, em termos de circulação, é interessante ressaltar que o Sistema de Monção da América do Sul possui algumas características em termos de escoamento em superfície e altitude que certamente contribuem para a organização da convecção que alavanca o período chuvoso sobre as regiões central e sudeste do Brasil durante o verão. Segundo Zhou e Lau (1998), os fenômenos atmosféricos que permitem a configuração de início da estação chuvosa sobre a América do Sul em superfície são: 1) transporte de umidade proveniente da Amazônia realizado pelo fluxo equatorial em baixos níveis; 2) redução da pressão sobre a região do Chaco argentino, conhecida como Baixa do Chaco na qual é contornada por um escoamento norte-sul; 3) influência da Alta Subtropical do Atlântico Sul sobre o escoamento continental; 4) configuração da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); Por outro lado, em altos níveis da atmosfera, foram destacados a formação da Alta da Bolívia e configuração do Jato de Altos Níveis com apenas um núcleo.

Segundo Molion (1987), a circulação de altitude que forma-se sobre a Bolívia (Alta da Bolívia) durante o verão, é função de uma forçante térmica, pois nota-se um aquecimento superficial sobre a região que induz convergência de ar (baixa pressão) em baixos níveis e divergência de ar (alta pressão) em altitude. Acredita-se que o deslocamento para o interior do continente sulamericano da convecção tropical durante o verão esteja relacionada à formação da Alta da Bolívia (COOK e LENTERS, 1997), a intensificação do cavado sobre o nordeste brasileiro (VIRJI, 1981). Valer destacar ainda que Silva Dias et al. (1983) através de um experimento numérico mostrou que a formação da Alta da Bolívia está intimamente relacionada a liberação de calor latente proveniente das tempestades convectivas que ocorrem sobre a bacia amazônica.

Uma vez que o acoplamento entre a circulação de baixos e altos níveis induz a configuração do período chuvoso sobre a América do Sul, se faz necessário também investigar a interface dos processos de transferência de energia entre atmosfera e superfície através do estudo dos fluxos de calor latente e sensível e sua relação com o início e final da estação chuvosa. A influência dos fluxos de calor em superfície sobre a região de monção tem sido intensamente estudada na última década (XUE et al., 2004; XUE et al., 2006; WEN et al., 2010). Estudos com suporte em modelagem tem sido desenvolvido por Xue et al. (2004) e Xue et al. (2006) com o objetivo de investigar a contribuição dos fluxos de superfície no desenvolvimento do sistema de monção sobre o leste da Ásia e o oeste da África, e sobre a América do Sul, respectivamente. No estudo de Xue et al. (2006) foi encontrado que diferentes particionamentos dos fluxos de calor latente (FCL) e sensível (FCS) causam um gradiente térmico em superfície, no sentido latitudinal e longitudinal, contribuindo para o surgimento de uma brisa gigante, chamada de sistema de monção (GADGIL, 2003). O trabalho realizado por Wen et al. (2010) para a região central e leste do Platô Tibetano, aponta o calor sensível como sendo um determinante do aumento da profundidade da convecção na camada limite superficial, ou seja, quanto maior for a quantidade do FCS em superfície, mais intensa será a convecção associada, gerando uma expansão da camada limite superficial.

Logo, o conhecimento da influência dos fluxos de calor em superfície e sua interação termo-física nos processos atmosféricos, permitirá gerar informações que poderão ser úteis na melhoria da previsão sazonal e previsão de tempo estendida. Esta por sua vez permite que os tomadores de decisões tracem planos preventivos para a economia através de planejamento de safras e potencial hídrico da região, que está intimamente relacionado com a quantidade de água que precipita sobre uma determinada área.

A principal motivação para realizar este estudo foi conhecer mais profundamente os fatores regionais que podem influenciar na circulação de grande escala, de forma a favorecer o adiantamento e retardamento do início da monção da América do Sul. Dessa forma, proporcionando o conhecimento da interação entre a escala local e grande escala dos movimentos atmosféricos relacionados à Monção da América do Sul.

1.1 Objetivos

O objetivo principal deste estudo é analisar a influência dos fluxos de calor latente e sensível no início e no final da estação chuvosa na região Centro-Oeste do Brasil. Eles são conhecidos por atuarem em outras regiões do globo, na antecipação ou retardamento do início da estação chuvosa.

Os objetivos específicos deste trabalho são:

- a) Avaliar qual dos conjuntos de análise de precipitação geradas através de técnicas de assimilação de dados melhor representa espacialmente e temporalmente a precipitação observada para a região Centro-Oeste do Brasil. Isto possibilitará, adotar uma reanálise padrão para avaliar as outras variáveis (componente u e v do vento, fluxos de superfície, temperatura, umidade específica, divergência, ômega e temperatura) que serão utilizadas no restante do trabalho.

- b) Estudar a influência dos fluxos de calor em superfície com os processos termo-físicos durante o início e final da estação chuvosa.

- c) Analisar a relação dos fluxos de calor em superfície com a formação da Alta da Bolívia, para o início e final da estação chuvosa.

- d) Observar a influência dos fluxos de calor em superfície durante a circulação de brisa sobre a América do Sul, e correlacioná-los aos processos térmicos e dinâmicos atuantes sobre a região durante o início e final da estação chuvosa.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO DE BIBLIOGRAFIA

2.1 Definição de monção

Na bibliografia existem diversas definições de monção, mas aquela que refere-se à etimologia da palavra monção foi citada por Webster (1981) e Asnani (1993), na qual afirmam que monção origina-se da palavra arábica “Mausim”, que significa estação. Uma região sofre influência do regime monçônico, quando observa-se significativa reversão da direção dos ventos no período de transição entre a estação de inverno (seca) e verão (chuvosa). Esta reversão dos ventos ocorre sazonalmente sobre o continente e está relacionada com o início da estação chuvosa em algumas áreas do planeta que encontram-se na região tropical.

Nogués-Paegle e Mo (1997), Gadgil (2003) e Chen (2003) definem monções como células de circulação de brisa que ocorrem em grande escala, devido ao contraste térmico observado entre o continente e o oceano adjacente, (Figura 2.1). Isso se deve a diferença de capacidade térmica entre continente e oceano, ou seja, o continente possui um coeficiente de capacidade calorífica muito menor que a água, o que provoca uma variação de temperatura muito maior sobre os continentes do que nos oceanos. Com isso, o continente sobre-aquecido com relação ao oceano, aquece por condução o ar nas adjacências da superfície terrestre, este por sua vez ascende na atmosfera, parte condensa formando nuvens de grande desenvolvimento vertical, e o restante da parcela se resfria e descende sobre o oceano. Dessa forma, o gradiente de temperatura que se forma entre continente e oceano na região tropical,

segundo Li e Fu (2004), além de desestabilizar a atmosfera, proporciona um transporte de vapor de água do oceano para o continente necessário para o início da estação chuvosa. Portanto, este gradiente de temperatura também é um dos fatores responsáveis pela reversão da direção dos ventos em superfície, em decorrência da diferença de insolação observada na região tropical, devido à variação sazonal do ângulo de incidência dos raios solares.

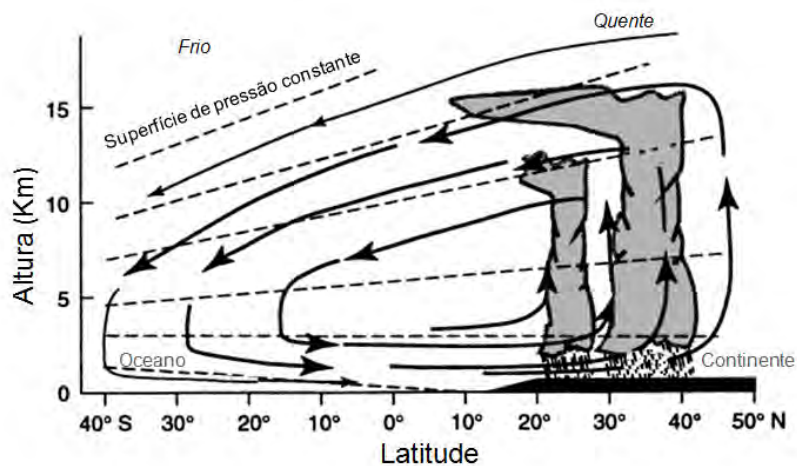


Figura 2.1 - Esquema de circulação de brisa durante o regime de monção. A região entre 15° e 50°N (direita) representa o continente (preenchido em preto), enquanto a região entre 0° e 40°S (esquerda) representa o oceano. As setas indicam a circulação meridional, enquanto as linhas tracejadas indicam as isóbaras.
Fonte: Adaptada de Holton (2004)

Outra definição de monção muito conhecida é aquela proposta por Ramage (1971), citado por Asnani (1993), na qual define alguns requisitos básicos para considerar que uma região sofre influência do regime de monção. Os critérios estabelecidos por estes pesquisadores foram estipulados para a região da Ásia, assim esta definição é válida para a região compreendida entre 35°N e

25°S; 30°W e 170°E. Dessa forma, as seguintes condições devem ser consideradas para a circulação atmosférica, segundo critérios de Ramage (1971):

- a) Entre os meses de janeiro a julho, os ventos devem girar por pelo menos 120°;
- b) A frequência média da permanência do vento entre os meses de janeiro a julho, deve exceder 40%;
- c) A resultante média do vento deve exceder, pelo menos em um dos meses, a velocidade de 3 m/s;
- d) Ocorrer menos de uma alteração ciclone-anticiclone a cada dois anos em qualquer mês, numa área de 5° de latitude por 5° de longitude.

Entretanto, Asnani (1993) define que o sistema de monção ocorre em regiões cuja variação latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) seja pequena. Portanto, as regiões em que a ZCIT obtiver uma variação mínima de 5° para Norte ou para Sul da sua posição climatológica são áreas em que há ocorrência do sistema de monção. Dessa forma, ao analisar a Figura 2.2 que representa a climatologia da posição da ZCIT para o inverno (julho) e para o verão (janeiro), pode-se verificar a ocorrência do regime de monção na Ásia, África e América do Sul. Embora Asnani (1993) não tenha tornado explícito o método utilizado para realizar o estudo climatológico da ZCIT, Rodrigues (2009) supôs que a posição climatológica da ZCIT tenha sido construída com base em

dados de convecção, justificando a presença da ZCIT sobre o continente sul americano.

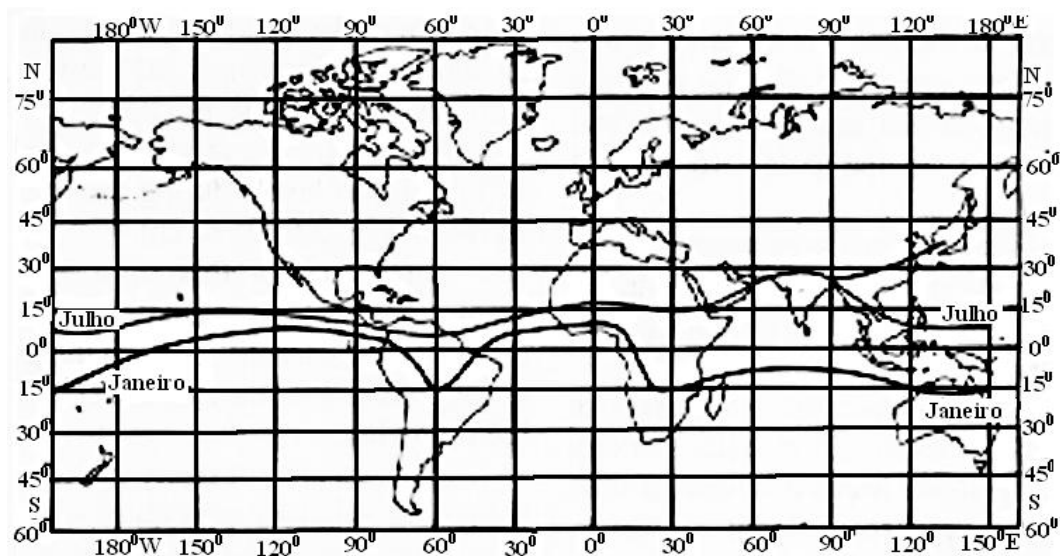


Figura 2.2 - Posição climatológica da Zona de Convergência Intertropical.
Fonte: Adaptada de Asnani (1993)

2.2 Caracterização do regime de Monção na América do Sul.

Por muitos anos os pesquisadores não admitiam a existência do regime de monções na América do Sul, pois segundo, Ramage (1971), citado por Asnani (1993), a existência do regime de monções ocorria apenas na área de 35°N e 25°S; 30°W e 170°E, desprezando dessa forma, a ocorrência deste tipo de circulação na América do Sul, pois nessa região não era verificada a reversão da direção dos ventos em baixos níveis, assim como ocorria nas Monções do

Sudeste da Ásia. Portanto, Ramage (1971), citado por Gan et al. (2004), não considerava a existência de monções sobre a América do Sul devido a:

- a) o continente sul americano ser estreito nas latitudes médias, isso reduz a área onde altas polares e baixas quentes podem se formar; e
- b) a ressurgência das águas do oceano Pacífico Sul, ao longo da costa oeste do continente. Isso mantém a temperatura da superfície do mar (TSM) inferior à temperatura do ar sobre continente durante todo o ano;

Por outro lado, Zhou e Lau (1998) observaram a existência do sistema de monções na América do Sul quando foi realizada uma análise sazonal do vento, pois ao retirar sua média anual, a reversão da direção do vento em superfície torna-se explícita. Logo, ao analisar a Figura 2.3, que apresenta uma climatologia de anomalia de ventos para os meses de janeiro e julho no nível de 900 hPa, utilizando os dados de assimilação do sistema de Goddard Earth Observing System-1 (GEOS-1), verifica-se que ao retirar a média anual dos ventos da média mensal de janeiro e julho, há uma mudança na direção dos ventos de sudeste (inverno) para noroeste (verão) durante o período de transição da estação de verão (chuvosa) para estação de inverno (seca).

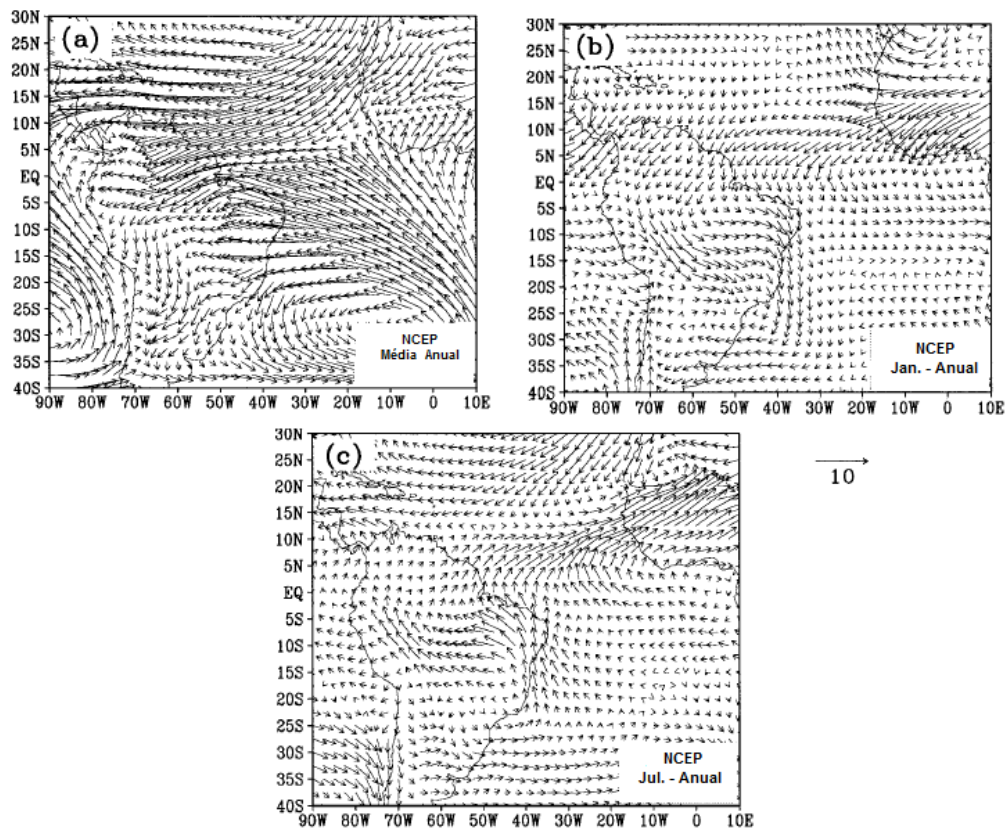


Figura 2.3 - Climatologia de vento (m/s) para o nível de 900 hPa. a) média anual de vento, b) média do vento para o mês de janeiro menos a média anual e c) média do vento para o mês de julho menos a média anual. Fonte: Adaptada de Zhou e Lau (1998).

A combinação da distribuição da massa continental, da orografia (presença da Cordilheira dos Andes no sentido norte-sul) e da temperatura da superfície do mar (águas frias no Oceano Pacífico na costa do Peru e Equador, enquanto no oceano Atlântico Tropical as águas encontram-se quentes), assim como a formação de um anticiclone em altos níveis, uma baixa térmica em baixos níveis, a ampliação do cavado em altitude (nordeste) (RAIA e CAVALCANTI, 2008), intensa precipitação durante o verão e intensificação dos jatos de baixos

níveis definem as características da monção da América do Sul, (NOGUÉS-PAEGLE e MO, 1997; CHEN, 2003; MECHOSO et al., 2005).

O Sistema de Monção da América do Sul apresenta uma característica peculiar comparada com os demais sistemas de monção existentes em outras regiões do planeta, pois este sistema atua mais próximo dos trópicos, e com isso, o gradiente de temperatura oceano-continente é menos pronunciado do que nos sistemas de monção presentes na região subtropical (VERA et al., 2006).

No estudo desenvolvido por Zhou e Lau (1998), após avaliar os dados do GEOS-1, reanálise do NCEP (National Centers for Environmental Prediction) e o GPI (Índice de precipitação), foi possível observar o acoplamento dinâmico entre as principais características do sistema monçônico, em destaque na Figura 2.4. Assim, os fenômenos responsáveis pelo início da estação monçônica são: o fluxo equatorial de baixos níveis (1) que está associado à presença de umidade proveniente da região Amazônica. Além disso, em baixos níveis também é possível observar a presença da Baixa do Chaco (3), a qual é contornada pelo fluxo norte-sul (2). Sobre o oceano Atlântico Sul, observa-se a Alta Subtropical do Atlântico Sul (4), que influencia o escoamento continental. No sentido noroeste-sudeste sobre o continente (em pontilhado) observa-se a presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (5). Em altos níveis destaca-se o escoamento característico dos Jatos de Altos Níveis (6), que durante a estação chuvosa fica caracterizado com apenas um núcleo. Ainda, analisando a alta atmosfera percebe-se a formação da circulação anticiclônica, caracterizada por formar-se durante o verão sobre a Bolívia, sendo assim conhecida como Alta da Bolívia (7). Acoplado à alta da Bolívia, surge um escoamento em altos níveis que cruza a região equatorial (8), em oposição ao fluxo de superfície (2).

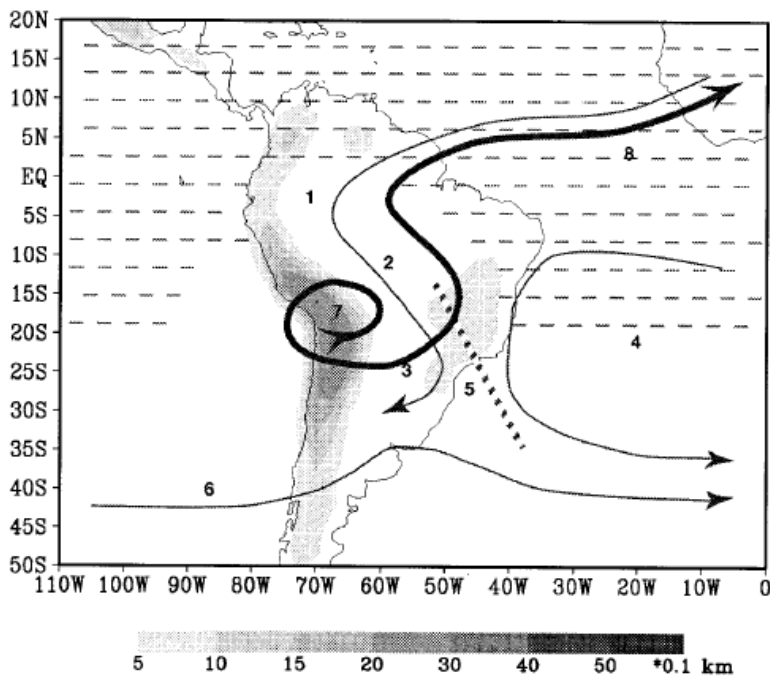


Figura 2.4 - Circulação característica do regime de monção da América do Sul. A região hachurada representa a topografia. A região onde os ventos de oeste prevalecem está representada pela linha tracejada. A numeração representa, respectivamente: 1) Fluxo equatorial em baixos níveis. 2) Fluxo de noroeste e sudoeste. 3) Baixa do Chaco. 4) Alta subtropical. 5) Zona de Convergência do Atlântico Sul. 6) Ventos de oeste em latitudes médias. 7) Alta da Bolívia. 8) Fluxo de retorno em altitude. Fonte: Adaptada de Zhou e Lau (1998).

Esse acoplamento atmosférico observado durante o verão foi estudado por Mechoso et al. (2005). Eles definiram um corte vertical no sentido sudeste-nordeste, durante a estação de verão, no qual possibilitou a identificação dos jatos de baixos níveis à leste da Cordilheira dos Andes, que é um dos responsáveis pelo transporte de umidade proveniente da região amazônica e do Oceano Atlântico Sul, para o interior do continente sobre a região da Bolívia

(Figura 2.5). Além disso, ainda sobre o continente, a leste da Cordilheira dos Andes, é possível notar a convecção profunda associada à monção, e consequentemente, à ZCAS. Tal convecção observada pode sofrer a influência dos fluxos de umidade provenientes do oceano Atlântico (XUE et al., 2006). Enquanto a oeste da Cordilheira dos Andes verifica-se a presença de ar frio subsidente, responsável pela formação de nuvens stratocumulus que atua como dissipador de energia da atmosfera tropical e simboliza o acoplamento direto entre a monção da América do Sul e a circulação Oceano Pacífico.

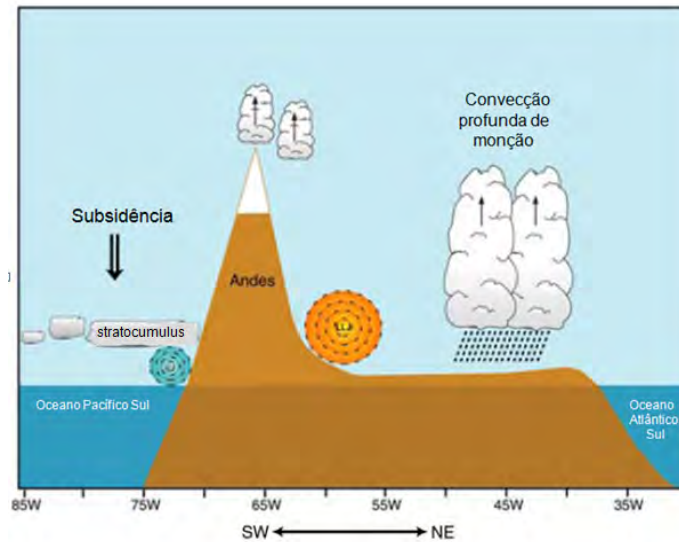


Figura 2.5 - Esquema que representa o corte vertical durante a estação de verão no sentido sudeste-nordeste, que apresenta a estrutura do jato de baixos níveis a leste da Cordilheira dos Andes, assim como a convecção relativa à atividade monçônica na região do Brasil central e o ar subsidente a oeste dos Andes.
 Fonte: Adaptado de Mechoso et al.(2005).

2.3 Evolução temporal do Sistema de Monção da América do Sul

A evolução temporal do Sistema de Monção da América do Sul foi construída por Zhou e Lau (1998), utilizando dados da média de 10 dias, para o período compreendido entre agosto de 1989 e abril de 1990. Dessa forma, foi possível caracterizar o Sistema de Monções da América do Sul em 5 fases:

- a) Fase I: Pré monção, que compreende o período de 1 de outubro à 19 de novembro de 1989.

Esta fase é caracterizada por um escoamento divergente em altitude e convergente em baixos níveis. Esse acoplamento observado entre altos e baixos níveis é fruto de um intenso aquecimento convectivo que atua sobre a bacia amazônica em superfície e conseqüentemente, gera um movimento subsidente compensatório sobre o Oceano Atlântico e Oceano Pacífico. Assim, verifica-se um significativo aquecimento desde a superfície até níveis médios sobre a região do Platô, assim como o aquecimento troposférico sobre a região central dos Andes no final de outubro. Isso se deve à influência exercida pela intensa turbulência gerada pelo calor sensível, proveniente do aquecimento radiativo da superfície. Ocorre também intenso cisalhamento vertical do vento, no qual indica a existência de um contraste térmico entre a região tropical e extratropical.

- b) Fase II: Desenvolvimento da monção, que compreende o período de 20 de novembro à 29 de dezembro de 1989.

Neste caso ocorre o desenvolvimento de um sistema de baixa pressão, em 850 hPa, a sudoeste do Altiplano. Ao longo da bacia amazônica surge, em superfície, um escoamento de noroeste para sudeste, como consequência dos ventos do oceano Atlântico Norte que cruzam a região equatorial e atingem a Cordilheira dos Andes. Nas latitudes médias, em torno de 46°S, ocorre uma intensificação dos ventos de oeste, que conseqüentemente gera mudança na posição do escoamento, em meados de novembro. Com a ativação da convecção associada à ZCAS, as tempestades severas se desenvolvem predominantemente sobre a região sudeste do Brasil. Além disso, observa-se o aumento da precipitação sobre a região central da Cordilheira dos Andes, como função do intenso aquecimento em superfície. Sobre a região a leste do nordeste brasileiro ocorre intensificação do escoamento meridional, em função do aumento do contraste térmico entre a região central do continente sul americano e o oeste do Oceano Atlântico Sul.

- c) Fase III: Maturação da monção, compreende o período de 30 de dezembro de 1989 à 7 fevereiro de 1990.

Esta fase é caracterizada pelo deslocamento para sul da ZCAS, bem como da elevada precipitação associada a este sistema. Em termos de circulação, observa-se em altos níveis, o deslocamento do anticiclone para o sul da bacia amazônica, assim como a formação dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) a leste da região Nordeste do Brasil. O forte aquecimento diabático sobre o continente é intensificado. O aquecimento adiabático causado pela intensa subsidência de ar sobre os oceanos pode resultar na amplificação da extensão zonal da área de aquecimento.

- d) Fase IV: Enfraquecimento da monção, compreende o período de 8 de fevereiro à 19 de março de 1990.

A partir de fevereiro, o jato de altos níveis retorna a configuração de dois núcleos (Jato Subtropical e Jato Polar) e a precipitação começa a diminuir. O deslocamento para leste do anticiclone semi-permanente do Atlântico Sul promove o enfraquecimento do fluxo equatorial e com isso observa-se que o fluxo continental adquire características zonais. Devido à redução do fornecimento de umidade para os trópicos, o principal centro de precipitação recua dos subtropicais para o nordeste. Com a redução do gradiente de temperatura, entre o continente subtropical e o oceano adjacente, percebe-se o enfraquecimento do cisalhamento vertical do vento na região monçônica, logo ao final de abril, o aquecimento do ar é reduzido sobre o Platô e a circulação ganha característica de inverno.

- e) Fase V: Pós-monção, compreende o período de 20 de março à 28 de abril de 1990.

O regime de monção perde sua configuração, apresentando uma corrente de jato simples, posicionada em torno de 35°- 40°S. A precipitação retorna aos trópicos influenciada pela convergência de umidade em baixos níveis decorrente da mudança na direção dos ventos.

2.4 Características do período chuvoso sobre a América do Sul.

Para Raia e Cavalcanti (2008), a área compreendida na região entre a Amazônia até o sudeste do Brasil apresenta um ciclo de precipitação bem definido no sentido noroeste-sudeste (cruzando o Brasil central), com máximo de precipitação observado durante os meses de dezembro, janeiro e fevereiro, e mínimos de precipitação nos meses de junho, julho e agosto, concordando com o estudo realizado por Gan et al. (2004). Nesta área no sentido noroeste-sudeste do Brasil, que cruza o Brasil-Central, observa-se a presença de convecção de grande variabilidade temporal e espacial durante o ano, em função da incidência de radiação solar e da quantidade de umidade advectada da Amazônia e do oceano Atlântico Sul. Alguns pesquisadores como, por exemplo, Kodama (1992) e Gan et al. (2004) realizaram estudos climatológicos utilizando dados de radiação de onda longa e verificaram a relação existente entre a climatologia dos dados de radiação de longa e a convecção observada sobre a região central do Brasil, no sentido noroeste/sudeste da América do Sul. Mediante estes estudos foi possível constatar que os valores de radiação de onda longa começam a diminuir a partir da segunda quinzena de setembro, resultado da formação de nuvens convectivas e o aumento da precipitação, caracterizando o início da estação chuvosa sobre a área estudada (GAN et al., 2004). Logo, observa-se que estes baixos valores de radiação de onda longa estão associados à presença da ZCAS que incentiva a convecção na região, assim como, à passagem dos sistemas frontais que tornam-se quase-estacionários em torno da região sudeste do Brasil (KODAMA, 1992). A associação entre ZCAS, sistemas frontais quase-estacionários nos subtropicais e a convecção profunda (KOUSKY, 1979; LIEBMANN et al., 1999) gera elevação dos registros pluviométricos, umidade no solo e dos FCL sobre a

região central do Brasil e noroeste do lado oriental da Cordilheira dos Andes (RAIA e CAVALCANTI, 2008).

Uma das definições de estação chuvosa e seca encontradas na literatura para a região central do Brasil encontra-se no estudo climatológico realizado por Gan et al. (2004), no qual usou dados de precipitação para o período de 1979-1995. Ao avaliar a região foi possível observar que o período chuvoso das monções tem duração aproximada de sete meses, com início em torno do mês de setembro e pico de precipitação durante o verão (dezembro, janeiro e fevereiro), atingindo valores superiores a 900 mm. Enquanto, durante os 5 meses restantes do ano, o padrão de precipitação observado era representado apenas por 100 mm, caracterizando a fase seca das monções. Outra característica interessante observada é que durante o início da estação chuvosa observa-se um ligeiro aumento tanto da precipitação, quanto da umidade específica, entre os meses de setembro à novembro (Figura 2.6),(GAN et al., 2004; RAIA e CAVALCANTI, 2008).

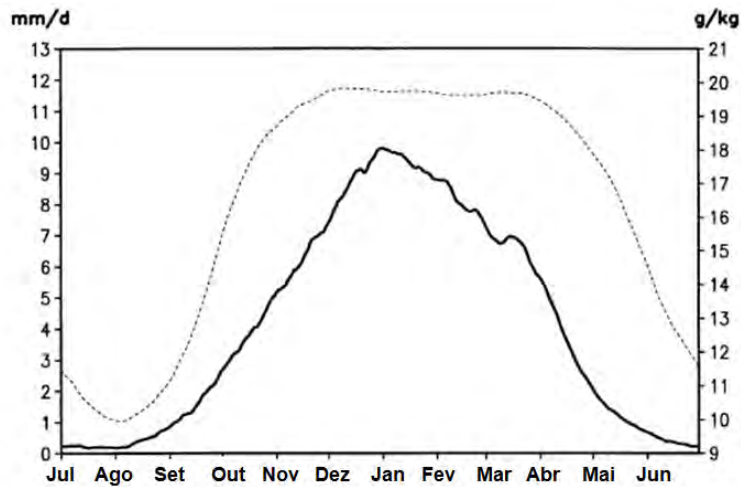


Figura 2.6 - Média de precipitação (mm, linha sólida) e média de umidade específica (g/kg, linha tracejada) em 925 hPa, para o período de 1979 a 1995, sobre a região central do Brasil (10°- 20°S e 50° - 60°W).
 Fonte: Adaptada de Gan et al. (2004).

A desestabilização da atmosfera observada com o início da estação chuvosa pode ser influenciada por alguns fatores, tais como: o aquecimento da superfície, a passagem de sistemas frontais (GAN et al., 2004) e a quantidade de FCL em superfície, que é responsável em aumentar a umidade em baixos níveis da atmosfera (LI e FU, 2004), conseqüentemente incentivando o aumento da precipitação. A transição observada entre do fluxo horizontal de umidade divergente para convergente provavelmente é orientada pelo FCL em superfície, em vez das mudanças de circulação em grande escala, (LI e FU, 2004). Segundo, Zhou e Lau (1998), o calor sensível desempenha um importante papel sobre a região do Altiplano do Platô no início do aquecimento da média troposfera e conseqüente desenvolvimento do sistema de monção, assim como, pela liberação de calor latente devido à intensa precipitação convectiva depois da formação do Sistema de Monção da América do Sul. Logo, o aumento dos fluxos de superfície, especialmente do FCL, respondendo

ao aumento de radiação solar em superfície, são contribuidores para o aumento da energia potencial e da quantidade de vapor de água durante o início da fase de transição, (LI e FU, 2004).

Com o início da estação chuvosa, percebe-se o desenvolvimento da Alta da Bolívia que ocorre por indução térmica em função da liberação do calor latente proveniente das tempestades convectivas, que ocorrem sobre a região amazônica (SILVA DIAS et al.,1983; COOK e LENTERS, 1997). O desenvolvimento da Alta da Bolívia pode estar associado também, ao aumento do CAPE de 0,7 até 1kJ/Kg e uma redução do CINE de 0,07 a 0,04kJ/Kg, assim como, com aquecimento convectivo verificado sobre a Amazônia (LI e FU, 2004). Dessa forma, tanto a intensificação do anticiclone de altos níveis quanto o aprofundamento do cavado, característico da estação de verão sobre o nordeste do Brasil, são verificados principalmente devido a liberação de calor latente realizada pela convecção da região amazônica, (SILVA DIAS et al., 1983; COOK e LENTERS, 1997).

O trabalho desenvolvido por Gan et al. (2004) mostra uma análise da estrutura vertical do vento zonal para o Brasil central, ele indica que mesmo antes do início da estação chuvosa, os ventos permanecem de leste em superfície e de oeste em altos níveis. A reversão dos ventos de leste-oeste ocorre a partir da baixa atmosfera estendendo-se progressivamente até os níveis médios (600 hPa) entre os meses de outubro e novembro. Porém a reversão total dos ventos de oeste para ventos de leste ocorre em altitude apenas no mês de dezembro.

O estudo de Chen (2003) mostra que a convecção observada sobre a região tropical sofre influência dos fenômenos fruto da interação oceano-atmosfera: El

Niño e La Niña. Em tempos de El Niño ocorre um aumento da convecção sobre o Pacífico Tropical Leste e um aumento no fluxo subsidente sobre a América do Sul equatorial e conseqüentemente, o desfavorecimento da convecção sobre o continente sul-americano. Logo, no estudo de Marengo et al. (2001), realizado para a região da bacia amazônica, foi observado que o fenômeno El Niño pode causar o atraso do início da estação chuvosa sobre a região norte e central da bacia amazônica. Enquanto, por outro lado, Gan et al. (2004) e Ferreira e Gan (2010), ao estudarem a região central da América do Sul, não encontraram significativa relação entre os fenômenos El Niño/La Niña e o início da estação chuvosa ou períodos ativos e inativos, respectivamente. Portanto, estes resultados mostraram que os fenômenos El Niño/ La Niña não exercem influência sobre toda a região de monção da América do Sul.

O atraso da estação chuvosa pode ser previsto quando observa-se a ocorrência de fortes ventos de oeste em altitude antes da primavera austral, induzindo o atraso no desenvolvimento da alta da Bolívia na região subtropical da América do Sul, e conseqüentemente, comprometendo o início do período úmido (LI e FU, 2004).

Com o final da estação chuvosa, a convecção profunda sobre a região tropical da América do Sul se enfraquece e desloca-se para norte onde se conecta a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o oceano Atlântico, (KODAMA, 1992; GAN et al., 2004). Além disso, observa-se em altitude, o enfraquecimento do anticiclone que se fixa sobre o Platô, bem como, da circulação ciclônica que se estabelece a leste da região nordeste do Brasil (RAIA e CAVALCANTI, 2008).

2.5 Fluxos de calor na superfície

A radiação de onda curta que atinge a baixa atmosfera através dos raios solares aquece a superfície terrestre. Parte dessa energia é emitida para o espaço através de radiação de onda longa, e outra parte é transferida para atmosfera através do aquecimento do ar por contato e convecção. Existem diversas transformações de energia que ocorrem na atmosfera em função da quantidade de insolação, características peculiares de cobertura de solo e albedo, que compõem os processos de superfície que desempenham um importante papel no balanço de energia do planeta. O princípio de conservação de energia (saldo de radiação= R) que ocorre em superfície depende dos fluxos de calor latente (FCL), de calor sensível (FCS) e de calor no solo (FSO) (ARYA, 2001; WALLACE e HOBBS, 2006), como indicado na Equação 2.1 :

$$R = FCL + FCS + FSO \quad (2.1)$$

Destaca-se na literatura a definição proposta por Hartmann (1994) e Arya (2001), na qual afirmam que o FCS (unidade: $w \cdot m^{-2}$) é proporcional à diferença de temperatura entre a superfície terrestre e atmosfera, conforme mostrado na Equação 2.2, que segue abaixo:

$$FCS = C_p \rho C_{DH} U_r (T_s - T_a(Z_r)) \quad (2.2)$$

onde FCS é o fluxo de calor sensível, C_p representa o calor específico a pressão constante, ρ equivale a densidade do ar, C_{DH} é o coeficiente

aerodinâmico de transferência de temperatura, U_r é proporcional a média do vento em um nível padrão, T_s é a temperatura em superfície, T_a é a temperatura do ar em um ponto fixo em um nível de pressão (Z_r).

Enquanto o FCL (unidade: $w \cdot m^{-2}$) está relacionado com a diferença de umidade específica entre a superfície e um nível de pressão, e pode ser representado através da Equação 2.3:

$$FCL = L \rho C_{DE} U_r (q_s - q_a(Z_r)) \quad (2.3)$$

onde tem-se que: FCL = fluxo de calor latente, L equivalente ao calor latente de vaporização, ρ equivale a densidade do ar, C_{DE} é o coeficiente aerodinâmico de transferência de umidade da atmosfera, U_r é proporcional a média do vento em um nível padrão, q_s é a umidade específica em superfície e q_a é a umidade específica da atmosfera em um ponto fixo em um nível de pressão (Z_r).

O comportamento diário do saldo de radiação e dos fluxos de calor sensível, latente e no solo estão representados na Figura 2.7. Logo, a análise dessa figura sugere que:

- a) Partindo do princípio de que o FCS está intimamente relacionado com o aquecimento do ar nas adjacências da superfície terrestre, os maiores valores de FCS são observados no início da tarde, próximo às 14 horas, quando ocorrem os maiores valores de temperatura do ar. Logo, durante à noite, quando verifica-se os menores valores de

temperatura do ar, fruto do resfriamento radiativo da superfície da Terra, percebe-se valores negativos do FCS (HARTMANN, 1994). Além disso, devido a superfície terrestre se resfriar mais rápido que o ar atmosférico nas adjacências, durante à noite, percebe-se que a direção de propagação de calor se faz da atmosfera para o solo.

- b) O fluxo de calor latente, ou fluxo de vapor de água, é resultado dos processos de evaporação, evapotranspiração e condensação que liberam uma determinada taxa de calor latente nas proximidades da superfície terrestre. Os valores positivos do FCL são observados durante o dia, quando há o favorecimento do aquecimento de regiões em que observa-se elevada umidade específica (sobre água, solo úmido ou superfícies vegetativas), ou seja, o ar mais seco nas adjacências das superfícies citadas favorece o processo de evaporação e conseqüente FCL (ARYA, 2001).
- c) O saldo de radiação (R) tem o sinal positivo durante o período diurno (WALLACE E HOBBS, 2006).
- d) Segundo Wallace e Hobbs (2006), o fluxo de calor no solo (FSO) é negativo durante o período diurno e neutro à noite, este padrão é apresentado para um determinado dia.

Estes fluxos de calor ocorrem próximos a superfície terrestre e exercem grande influência nos processos atmosféricos de ascensão da parcela de ar, formação de convecção e conseqüente geração de intensa precipitação (TAO e SIMPSON; 1991).

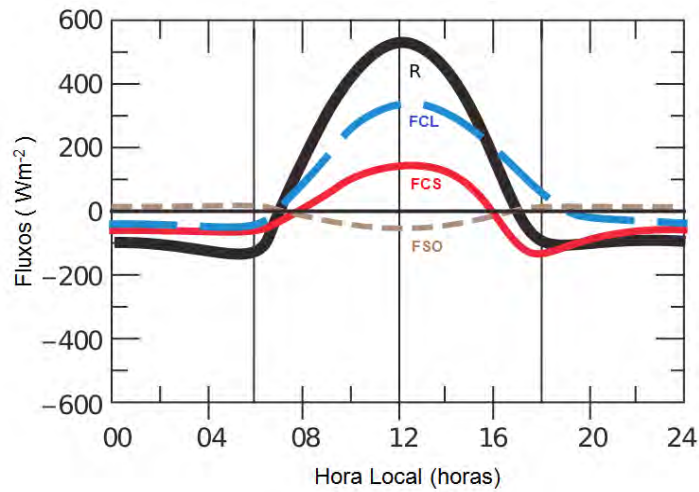


Figura 2.7 - Variação dos fluxos de superfície durante o período de 24 horas, onde R equivale a saldo de radiação (contorno preenchido preto), FCL é o fluxo de calor latente (contorno tracejado azul), FCS é o fluxo de calor sensível (contorno preenchido vermelho) e FSO é o fluxo de calor no solo (contorno tracejado marrom).

Fonte: Adaptada de Wallace e Hobbs (2006).

Fontaine e Philippon (2000) em estudo climatológico realizado para o período de 1968 a 1998 para a região oeste da África, observaram a influência do FCL nos processos físicos que ocorrem na camada limite planetária. Durante os meses de julho a setembro, quando há uma intensificação da circulação relacionada à monção e aumento da umidade em superfície sobre a região ocorre um aumento nos FCL. Com isso há um predomínio da participação do calor latente nos processos de transferência de calor em superfície, gerando o resfriamento da superfície terrestre, e conseqüentemente do ar nas baixas camadas da atmosférica na parte ocidental da África.

No trabalho de Xue et al. (2006) é avaliado o impacto dos processos de superfície no sistema de monção da América do Sul, através dos experimentos realizados no Modelo de Circulação Geral (MCG) do NCEP, com representação

explícita de vegetação e dos processos de superfície, enquanto em um outro experimento omitiu-se esses parâmetros. Os resultados desse estudo mostram que o experimento que apresentava vegetação explícita simulou melhor a circulação em escala regional, assim como o gradiente de temperatura e o transporte de umidade em superfície referente à monção. Além disso, foi encontrado que diferentes particionamentos dos FCL e FCS causam um gradiente térmico em superfície, no sentido latitudinal e longitudinal e isso, contribuiu para o surgimento de uma brisa gigante, associada ao sistema de monção (GADGIL, 2003).

Os resultados, apresentados por Wen et al. (2010), mostram uma forte correlação entre a quantidade de FCS em superfície e a precipitação gerada pela circulação de monção sobre a Ásia, ou seja, foi encontrado que a quantidade de FCS estimula a convecção sobre o Tibet, e conseqüentemente, gera precipitação sobre a região. Além disso, eles afirmaram que é possível prever a precipitação relacionada à monção que ocorrerá sobre a região leste do Platô tibetano, tendo em posse apenas informações de FCS sobre a região central do Platô tibetano durante o mês de maio. Eles também sugerem que o calor sensível é um incentivador do aumento da profundidade da convecção na camada limite superficial, isso significa que quanto maior for a quantidade do FCS em superfície, mais intensa será a convecção associada, gerando uma expansão da camada limite superficial.

3 DADOS E METODOLOGIA

O período de estudo é de 20 anos (1989 a 2008) e a região analisada neste trabalho é a área compreendida em 20°-10°S de latitude e 60°-50°W de longitude, na qual se encontram os estados: do Mato Grosso, extremo sudoeste do Tocantins, metade oeste de Goiás, metade norte do Mato Grosso do Sul e o extremo leste da Bolívia. O interesse inicial em estudar esta região fixa-se no princípio de que a área (20°-10°S e 60°-50°W) sofre influência direta do sistema de monção da América do Sul. Frente à grande variabilidade de precipitação anual causada pelo sistema, é necessário que se conheça as características físicas e termodinâmicas atuantes na região. Visando assim, alertar os governantes à necessidade de se realizar um planejamento de protecionismo político-econômico, que busque contornar os problemas causados pelo excesso ou escassez de precipitação na economia da região que depende basicamente da atividade agropecuária e abriga importantes rios como: Araguaia, Juruena, Piqueri, Cuiabá, Teles Pires e Xingu, onde serão instaladas hidrelétricas que desempenharão função fundamental no cenário nacional de geração de energia hidrelétrica, como: Usina Hidrelétrica de São Manoel e Teles Pires.

3.1 Dados

Neste estudo foram utilizados dados de precipitação de 3 fontes:

- a) dados diários em ponto de grade com resolução espacial de 1° latitude x 1° longitude, obtidos no National Centers for Environmental Prediction/ National Oceanic and Atmospheric Administration

(NCEP/NOAA) com Brant Liebmann and Dave Allured, através do website:http://www.esrl.noaa.gov/psd/people/brant.liebmann/south_america_precip.html; Além disso, é importante ressaltar que este conjunto de dados são fruto da interpolação dos dados de precipitação coletados em estações meteorológicas das seguintes instituições distribuídas sobre a América do Sul: Agência Nacional de Águas (ANA) (Brasil); Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEL) (Brasil); Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (Brasil); Usinas y Terminales Eléctricas do Uruguai; Comision Técnica Mixta de Salto Grande; Servicio Meteorologico Nacional de Argentina; Dirección Nacional de Aeronautica Civil (Paraguai); Administración de Aeropuertos y Servicios Auxiliares de la Navegación Aérea (Bolívia); Servicio Meteorologico Nacional de Uruguay; Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME) (Ceará, Brasil); Sistema Meteorológico do Paraná e Instituto Agrônômico do Paraná (Paraná, Brasil); Departamento de Águas e Energia Elétrica (São Paulo, Brasil); Administración Provincial de Agua (Chaco Province, Argentina); Ministerio del Ambiente y los Recursos Naturales (Venezuela); Meteorologische Dienst Suriname; METEO-France; e o National Climatic Data Center (EUA). Com distribuição de aproximadamente 7900 estações sobre o continente sulamericano durante o período de 1940 até 2003, sem homogeneidade espacial e temporal (LIEBMANN e ALLURED, 2005).

- b) dados de reanálise era-interim para variável de precipitação gerada pelo European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), com resolução espacial de 1,5° latitude x 1,5° longitude;

- c) dados de reanálise do tipo Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) desenvolvido pelo NCEP. Estes dados de reanálise possuem resolução horizontal espectral T382L64, ou seja, apresenta resolução horizontal de 38 Km e 64 níveis de pressão na vertical, nos quais foram armazenados na forma de taxa de precipitação média a cada 6 horas;
- d) Além dos dados de precipitação foram utilizados dados de: FCL e FCS em superfície, componente meridional do vento (v) em 200 hPa e 850 hPa e umidade específica deste o nível de 925 hPa até 300 hPa. Também utilizou-se as variáveis: ômega, vento zonal (u), temperatura e divergência deste o nível de 200 hPa até 925 hPa. Se faz importante adiantar que o conjunto dos dados de reanálise utilizado nesta etapa do estudo foi a reanálise Era-Interim, que vai ao encontro dos testes expostos posteriormente na metodologia, item: 3.2.1 Validação temporal das séries de reanálise para a variável precipitação.

Além disso, segundo (ECMWF, 2012) o cálculo dos fluxos de calor em superfície foram implementados dentro do modelo numérico Era-Interim a partir do esquema de parametrização conhecido como TESSEL (Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land). Este esquema consiste na interação entre atmosfera e superfície realizada a partir de divisão da grade do modelo em caixas subdivididas em 8 frações cada: vegetação baixa e alta sem neve, solo nu, neve sem vegetação, vegetação rasteira com neve por baixo, vegetação alta com gelo marinho, mar e lagos, tomando cuidado de não misturar continente com oceano nas subcaixas. Nesse caso o objetivo é simular as variações de absorção e refletividade de energia pelos principais

materiais observados no meio natural. Assim, o cálculo dos fluxos é processado separadamente, ou seja, para cada subárea (caixinha) serão calculados os fluxos de calor em superfície, conduzindo a uma solução separada da equação de equilíbrio de energia e temperatura da superfície para cada subdivisão da grade. Logo, os valores dos fluxos de calor em superfície são fruto de uma média da área ponderada sobre as subáreas, formando um mosaico. Além disso, após a formação dos mosaicos para os níveis atmosféricos próximos a atmosfera, é realizada a diferença entre um nível Z e a camada atmosférica mais próxima da superfície. Outra informação importante é os fluxos de calor após calculados para cada subgrade foram ser integrados no tempo com objetivo de possibilitarem uma estimativa da profundidade da camada limite planetária.

3.2 Metodologia

3.2.1 Validação temporal das séries de reanálise para precipitação.

Em um primeiro instante foi realizada uma validação temporal dos dados de precipitação, citados no item 3.1. Esta validação consistiu em comparar as séries de precipitação para o período de estudo em 9 sub-regiões distribuídas sobre a América do Sul, dando enfoque especial, à região centro-oeste do Brasil (20°-10°S e 60°-50°W). Dessa forma, é importante esclarecer que sobre todas as sub-regiões foram fixadas caixinhas com resolução espacial de 10°latitude x10°longitude, nas quais foram obedecidos os seguintes critérios:

- a) Evitou-se misturar regiões que apresentem regime de precipitação anual diferente;

- b) Procurou-se contornar a Cordilheira dos Andes, pois a maioria dos modelos superestimam a real precipitação observada sobre a região, tal como avaliado por Bustamante et al. (2005) e Moura et al. (2008). Essa super-estimativa, pode gerar uma conseqüente alteração nos campos do produto final.

- c) Deu-se preferência ao deslocamento das caixinhas para o interior do continente, visando não misturar região continental com oceano.

Estas ressalvas podem ser percebidas através da Figura 3.1, onde está ilustrada a subdivisão da América do Sul em 9 sub-regiões, nas quais serão denominadas neste estudo como:

- a) Região 1 ou VEN: representada pela caixinha em verde, situada em 0°-10°N e 70°-60°W, equivalente a região da Venezuela, norte da Amazônia e sudeste da Colômbia.

- b) Região 2 ou OAM: representada pela caixinha em amarelo, situada em 0°-10°S e 70°-60°W, onde encontra-se a metade Oeste da Amazônia.

- c) Região 3 ou LAM: representada pela caixinha em azul escuro, situada em 0°-10°S e 60°-50°W, correspondente a metade Leste da Amazônia.

- d) Região 4 ou SERTÃO: representada pela caixinha em preto, situada em 15°-5°S e 50°-40°W, contém predominantemente o Sertão nordestino.

- e) Região 5 ou CENTRO-OESTE: representada pela caixinha em vermelho, situada em 20° - 10° S e 60° - 50° W, corresponde a região Centro-Oeste do Brasil, foco do estudo. Por facilidade, esta região será chamada de Região CENTRAL no restante deste estudo.

- f) Região 6 ou SUDESTE: representada pela caixinha em azul claro, situada em 25° - 15° S e 50° - 40° W, onde encontra-se predominantemente os estados da região Sudeste do Brasil.

- g) Região 7 ou SUL: representada pela caixinha em laranja, situada em 33° - 23° S e 60° - 50° W, equivalente a região do Sul do Brasil, sul do Paraguai e extremo nordeste da Argentina.

- h) Região 8 ou CAR: representada pela caixinha em rosa, situada em 40° - 30° S e 70° - 60° W, correspondente a região Central da Argentina.

- i) Região 9 ou SAR: representada pela caixinha em verde água, situada em 50° - 40° S e 75° - 65° W, onde encontra-se a região Sul da Argentina.

O objetivo geral de expandir esta validação temporal das séries de reanálise para a precipitação sobre as regiões elencadas anteriormente é encontrar a reanálise que melhor representa o regime de precipitação característico de determinada região, de acordo com um padrão climatológico.

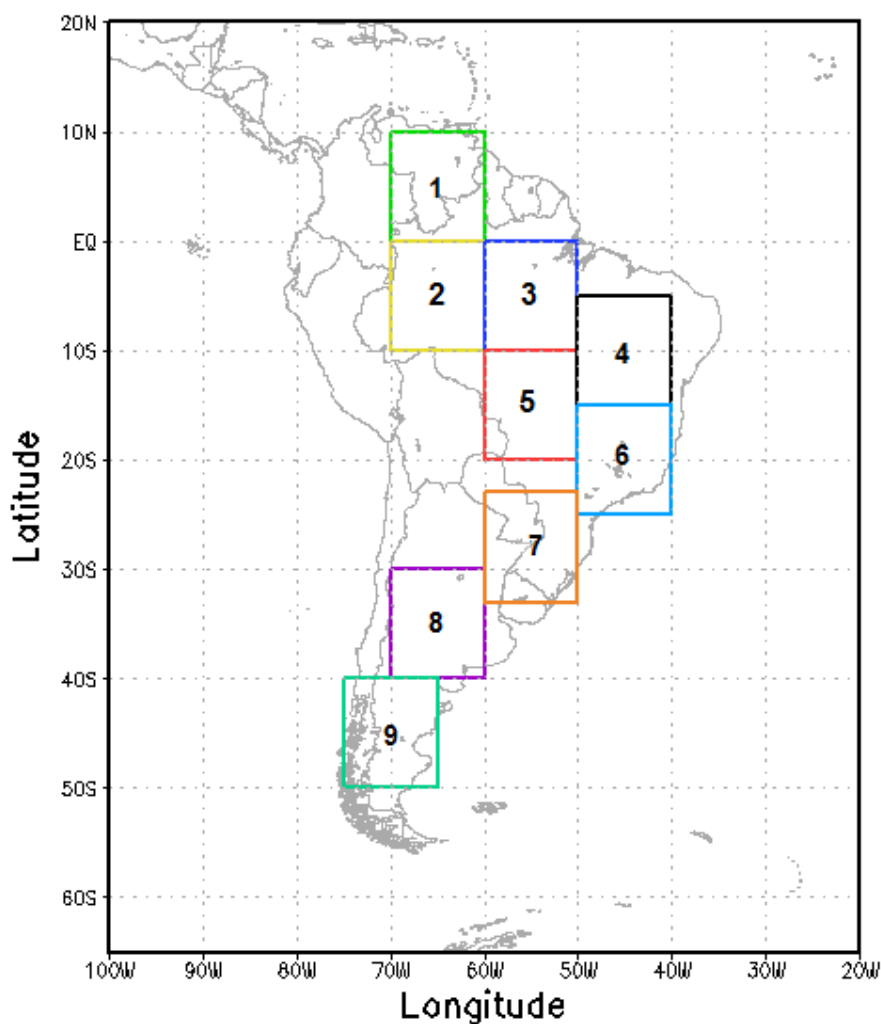


Figura 3.1 - Representação da área de domínio maior correspondente à América do Sul (20°N - 65°S ; 20°W - 100°W), com ênfase nas subáreas de resolução espacial de 10° latitude X 10° longitude e que representam as regiões: VEN (verde), OAM (amarelo), LAM (azul escuro), SERTÃO (preto), CENTRAL (vermelho), SUDESTE (azul claro), SUL (laranja), CAR (rosa) e SAR (verde água).

Uma vez fixada as áreas dispostas acima, calculou-se a média espacial da precipitação para cada subárea, diariamente durante as duas décadas. Dessa

forma foi obtido um ponto que representa uma determinada subárea, correspondente a cada dia das séries de dados. Esta técnica foi aplicada para os 2 conjuntos de reanálises e para os dados do Liebmann, constituídos basicamente de dados interpolados de precipitação coletados pela ANA, ANEL e FUNCEME sobre o território brasileiro, citados no item 3.1. A partir deste momento, com a eliminação do problema da diferença entre a resolução de grade das reanálises, realizou-se a aplicação de dois métodos estatísticos, que auxiliaram na avaliação de qual das reanálises melhor representa os dados do Liebmann, que consistem:

- a) no cálculo do Viés que equivale a diferença média entre o simulado e o observado, segundo Wilks (2006). Neste caso, foi realizada a diferença entre o ponto que representa a área da reanálise teste (Era-Interim ou CFSR) e o ponto que representa a reanálise adotada como representativa dos dados observacionais (Liebmann), para cada uma das 9 subáreas de resolução espacial de 10° latitude X 10° longitude, mencionadas anteriormente.

- b) e no teste do Erro Médio Quadrático (EMQ), que segundo a definição de Wilks (2006), é a diferença média quadrática entre o ponto da reanálise teste e o ponto do Liebmann (observado), conforme segue na Equação 3.1. Em outras palavras trata-se da estimativa da magnitude do erro das análises.

$$EMQ = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - X_o)^2}{n}} \quad (3.1)$$

onde:

- a) n é o tempo total;
- b) X_i é um ponto da reanálise em teste;
- c) X_o é um ponto da série de dados do Liebmann;

Uma vez aplicado os dois métodos dispostos acima, obteve-se para cada subárea 2 valores diários de Viés e EMQ durante o período de 20 anos. Dessa forma, para melhor visualização do erro entre a reanálise e os dados do Liebmann, foram aplicados os métodos estatísticos: Viés e EMQ para acumulados de precipitação: anual, trimestral (jan./fev./mar.; abr./mai./jun.; jul./ago./set.; out./nov./dez.) e mensal (incluindo climatologia mensal). Além disso, foi realizado um estudo climatológico a partir de acumulados mensais de precipitação média espacial que previa a identificação do período chuvoso em cada uma das 9 sub-regiões. Com isso, foi determinado período chuvoso para aquelas regiões onde percebeu-se valores de precipitação acima da média anual climatológica de Liebmann em contraposição a um período com precipitação abaixo da média climatológica anual (estação seca). Após cumprir este critério, calculou-se os acumulados de precipitação para a estação chuvosa de cada região durante os anos analisados, e logo em seguida,

aplicou-se os métodos estatísticos mencionados anteriormente. Por outro lado, nas regiões onde não foram registradas estação chuvosa por apresentarem regime de precipitação bem distribuído durante o ano, o Viés e o EMQ foram calculados para acumulados de precipitação anual.

O objetivo é verificar qual das reanálises apresenta o menor erro, e assim definir qual é a série de reanálise que melhor representa a estação chuvosa, tendo como referencial os dados de análise de Liebmann. Dessa forma, a reanálise que melhor representar a estação chuvosa para a região CENTRAL, será adota como reanálise padrão para os outros dados utilizados no restante do estudo.

3.2.2 Estimativa do início e término da estação chuvosa.

De acordo com o trabalho de Gan et al. (2004), realizado para a região Centro-Oeste do Brasil, foi verificada a predominância do vento zonal em baixos níveis na direção leste durante a estação seca, enquanto durante a estação chuvosa o vento apresenta-se de oeste. A reversão da direção do vento zonal em baixos níveis da atmosfera (leste-oeste) é verificada durante a fase de transição da estação seca para chuvosa (no início da monção). Logo, considerando a existência de variações da circulação atmosférica em baixos níveis durante o início e o final da estação chuvosa, Gan et al. (2004), elaborou um índice que avalia o escoamento atmosférico em baixos níveis relacionando pântadas de precipitação com pântadas de vento zonal, chamado Índice do vento zonal em 850 hPa. Este Índice sugere que a estação chuvosa terá início com a primeira ocorrência de vento de oeste sobre a longitude de 60°W com variação latitudinal de 10°S-20°S, em associação à ocorrência de valores de

precipitação superiores a 4 mm/dia, este padrão deve se manter por no mínimo 75% das 8 pântadas seguintes (GAN et al. 2004).

Logo, neste trabalho foi proposto inicialmente, adotar o Índice do vento zonal em 850 hPa e da precipitação, desenvolvida por Gan et al. (2004) para o estabelecimento do início e término da estação chuvosa para o Brasil Central durante os últimos 22 anos (1989-2010). O motivo que incentivou a escolha destes índices reside no fato de que eles apresentaram alta capacidade em representar com coerência o início e o final da estação chuvosa, durante o período de 1979 a 1997 (GAN et al., 2004). No entanto, como a série de dados (reanálise) utilizada neste estudo era diferente daquela adotada no artigo de Gan et al. (2004), todos os cálculos foram re-processados, ou seja, o método de média temporal de 5 dias consecutivos (pântadas) foi aplicado nas variáveis: precipitação e vento zonal em 850 hPa. Após o re-processamento percebeu-se que o campo do vento zonal no nível de 850 hPa não apresentava um comportamento satisfatório, de modo a possibilitar a fixação do início e término do período chuvoso sobre o Brasil Central. Isso porque a direção do vento em 850 hPa apresentava grande oscilação no sentido leste-oeste e vice-versa, assim, o campo não preenchia a condição mínima de permanência de vento de oeste sobre 60°W por pelo menos 6 pântadas de um conjunto de 8 pântadas consecutivas, como proposto por Gan et al. (2004). Isso pode ser analisado através da Figura 3.2, que apresenta os campos médios espaciais de precipitação e vento zonal em 850 hPa para o ano de 1989, um comportamento similar a este foi observado em praticamente todos os anos analisados. Com relação ao campo de precipitação, tanto o padrão climatológico pentadal (Figura 3.3) como o anual, indicavam um acentuado atraso do início e antecipação do término do período chuvoso, levando em conta o limiar de 4 mm/dia utilizado por Gan et al. (2004). Dessa forma, o valor

limiar de precipitação média climatológica foi recalculado para a série de dados utilizada neste estudo, assim adotou-se como valor referência o limiar de 2 mm/dia durante 75% das 8 pênadas seguintes.

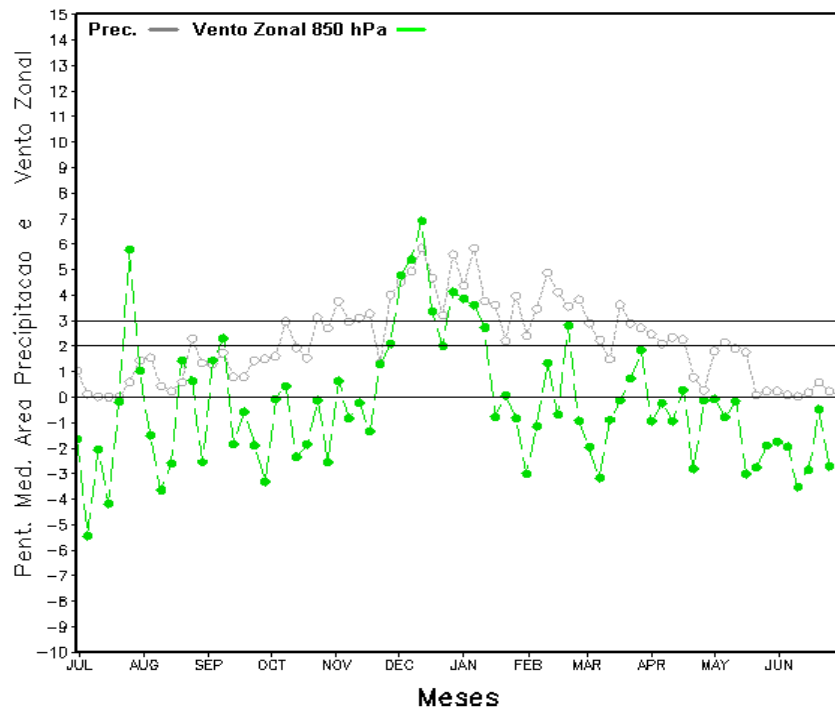


Figura 3.2 - Representação do padrão pentadal anual do vento zonal em 850 hPa (linha verde) e da precipitação média espacial para a região Central do Brasil (60-50°W e 10-20°S) durante o ano de 1989.

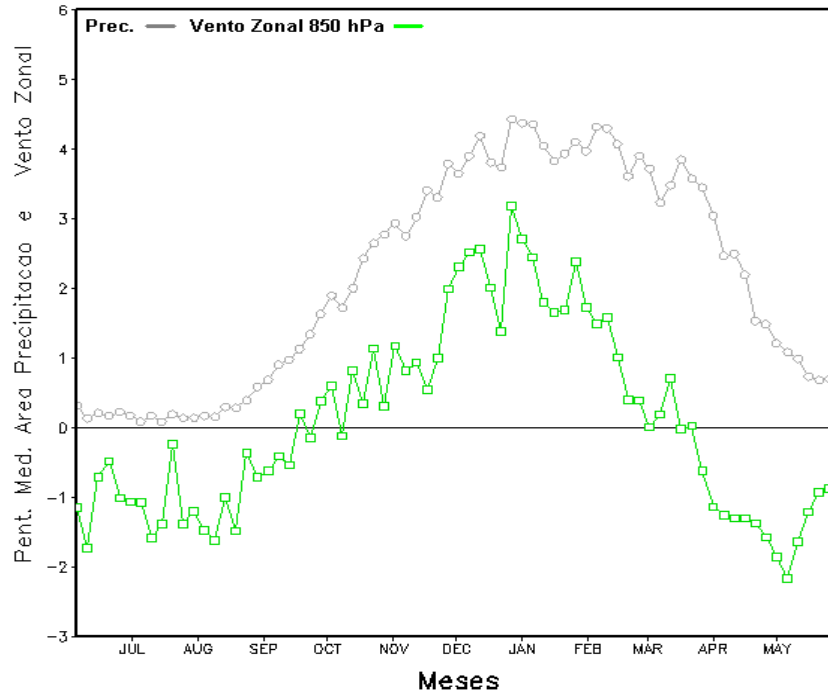


Figura 3.3 - Representação do padrão climatológico pentadal do vento zonal em 850 hPa (linha verde) e da precipitação média espacial para a região Central do Brasil (60-50°W e 10-20°S) para o período de 1989 a 2010.

É importante ressaltar ainda que, o método de pântadas utilizado para fixar o início e final da estação chuvosa, foi aplicado nas demais variáveis utilizadas neste trabalho, por exemplo: FCL e FCS em superfície, temperatura, Ômega, Umidade Específica e divergência. Esta técnica foi expandida no restante do trabalho para fins de padronizar o método em estudo, e assim permitir a comparação e inter-relação das variáveis.

3.2.2.1 Climatologia Pentadal

Para fins de visualização do comportamento médio das variáveis: precipitação, FCL, FCS, temperatura em 925 hPa, umidade específica em 925hPa e ômega em 500 hPa, verificado nos últimos 22 anos na região central do Brasil, foram calculadas: a média espacial para a região situada em 10°-20°S e 50°-60°W e as pântadas para cada uma das variáveis. Isso possibilitou a construção de figuras que contêm a climatologia mensal dos 22 anos de dados (1989 a 2010), que objetivam mostram uma inter-relação climatológica para as variáveis mencionadas anteriormente, bem como a justificativa de alguns processos físicos relacionados à monção da América do Sul.

3.2.2.2 Compostos para início e final da estação Chuvosa.

Após a fixação da pântada (data) correspondente ao início e ao final da estação chuvosa para os 22 anos de estudo e extensão do método de pântadas às demais variáveis utilizadas neste estudo, foi possível elaborar compostos de precipitação, FCL e FCS em superfície, temperatura, umidade específica, ômega, vento zonal (u) e divergência para os níveis: 925, 850, 700, 500, 300, e 200 hPa, sobre o domínio: 0 - 30°S e 85° - 30° W. Com a determinação do início (final) da estação chuvosa, a pântada que representa o início do período chuvoso é denominada: pântada central ou pântada zero. Logo, em torno da pântada central, foram elaborados compostos que consistem em avaliar o comportamento e relação interativa entre as variáveis destacadas anteriormente, durante 12 pântadas anteriores e posteriores (com intervalo de 3 pântadas entre cada composto) ao início (final) da estação chuvosa sobre o Brasil Central. Além disso, ainda sobre a região anteriormente citada foram

calculados os compostos de pântadas para o início e final da estação chuvosa, para o vento zonal (u) e meridional (v), tendo como prioridade de estudo os níveis: 850 e 200 hPa. A partir deste cálculo foram feitas sobreposições dos campos de compostos de pântadas dos fluxos de calor em superfície (latente e sensível). Objetivando desta forma, encontrar uma relação entre os fluxos de calor e a configuração da Alta da Bolívia em altitude e da Baixa do Chaco na Argentina em superfície. Buscando, com isso, investigar os possíveis fatores que atuam como gatilho para o disparo convectivo, bem como a relação destes, com a configuração de circulação de altos e baixos níveis, característica da circulação de verão sobre a América do Sul.

Com o intuito de tentar documentar o processo de formação da brisa-continental sobre a América do Sul em termos de movimento zonal e vertical durante o início e final da estação chuvosa, foi realizado cortes verticais no domínio: 15°S de latitude e longitude oscilando entre 80°W – 20°W. Após o estabelecimento da região de estudo e dos níveis de pressão avaliados, foram calculados no perfil vertical: os compostos das anomalias de pântadas de temperatura e umidade específica, campos de divergência, bem como compostos de pântadas de vento zonal (u) e velocidade vertical (w), para o início e término da estação chuvosa, com enfoque principal na região central do Brasil.

4 RESULTADOS

4.1 Estudo Preliminar: Climatologia mensal para determinação da estação chuvosa a partir de acumulados de precipitação média espacial.

Conforme explicado na metodologia, abaixo seguem os respectivos períodos de estação chuvosa, determinado para cada região estudada. Os resultados apresentados neste item darão subsídios à aplicação dos Métodos estatísticos: Viés e EMQ para estação chuvosa de cada região, quando ela existir. Além disso, é importante destacar que as figuras que serão dispostas posteriormente, representam os acumulados climatológicos mensais de precipitação média espacial para os 3 conjuntos de dados utilizados neste estudo (Liebmann, Era-Interim e CFSR).

4.1.1 Região 1 ou VEN

Dessa forma, iniciando pela Região 1 ou VEN, através da Figura 4.1 é possível observar segundo o padrão de precipitação disposto, que tal região apresenta estação chuvosa definida entre os meses de abril a setembro, pois seus maiores valores de precipitação são observados acima da média climatológica anual de precipitação de Liebmann, durante este período. Além disso, pode-se acrescentar, que a reanálise Era-Interim, embora esteja subestimando os valores de precipitação média espacial em praticamente todo o período chuvoso (maio, junho e julho) frente aos dados de análise de Liebmann, tal conjunto de dados consegue reproduzir o ciclo anual da precipitação de Liebmann de forma satisfatória. Enquanto que a reanálise CFSR, não consegue reproduzir o ciclo anual de precipitação de Liebmann em termos de

padrão e intensidade (superestima).

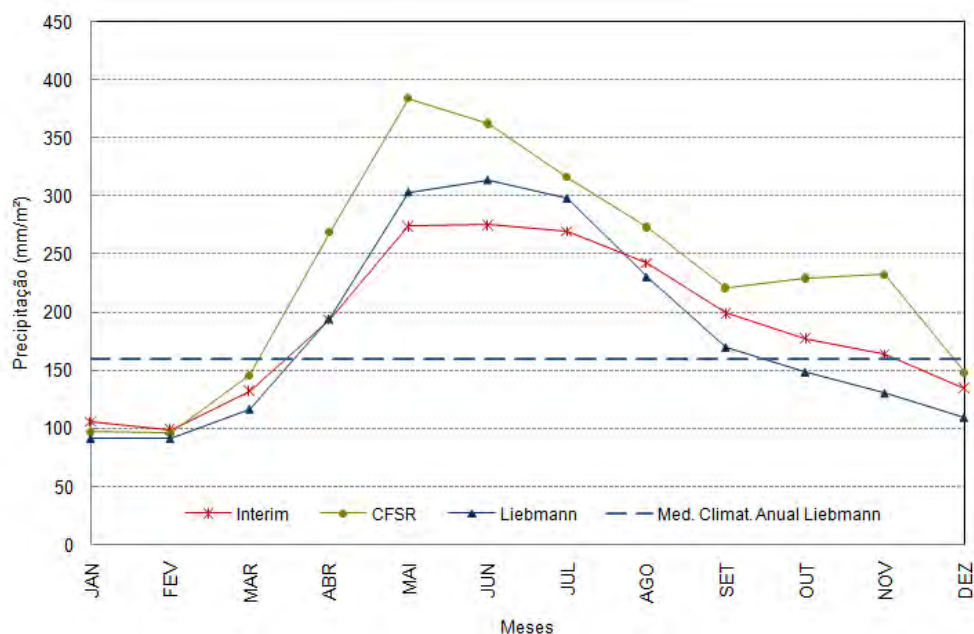


Figura 4.1 - Climatologia Mensal para acumulados de precipitação média espacial para os conjuntos de dados: Liebmann (azul), Era-Interim (vermelho) e CFSR (verde) na região VEN para o período de 1989 a 2008. A linha horizontal tracejada (azul) equivale à média climatológica anual para a análise de Liebmann.

4.1.2 Região 2 ou OAM

Para a Região 2 ou OAM, correspondente a região oeste da Amazônia observou-se que seu período chuvoso está compreendido entre os meses de novembro a maio (Figura 4.2), já que seus maiores acumulados de precipitação média espacial superam a média climatológica anual de Liebmann (linha

horizontal tracejada) durante estes meses. Outra informação importante é que a reanálise Era-Interim, nesta região também apresentou valores mais próximos da análise de Liebmann no período chuvoso (novembro a maio), mas este comportamento não é válido para o período seco. Além disso, percebeu-se também que a reanálise CFSR apresenta o ciclo anual com maior amplitude que a reanálise Era-Interim e a análise de Liebmann.

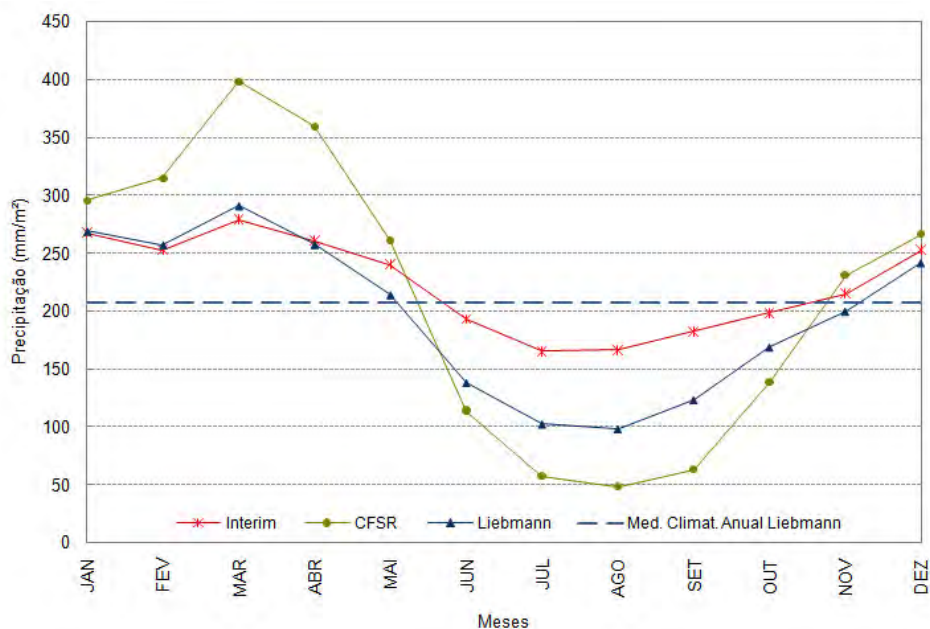


Figura 4.2 - Idem à Figura 4.1 para a Região OAM.

4.1.3 Região 3 ou LAM

A região 3 ou LAM (Figura 4.3), possui estação chuvosa entre os meses de dezembro a maio, uma vez que os maiores valores de precipitação média espacial superam a média climatológica anual (Liebmann) para este período. Assim como na região OAM, as duas reanálises (Era-Interim e CFSR)

simularam satisfatoriamente o padrão de precipitação da análise de Liebmann, embora a reanálise CFSR apresente maior amplitude ao simular o ciclo anual de precipitação. Além disso, é importante ressaltar também, que durante o período caracterizado como chuvoso, a reanálise Era-Interim obteve os melhores resultados em termos de aproximação dos valores da análise de Liebmann. Porém, durante o período seco (junho a novembro), a reanálise do centro norte americano (CFSR), embora tenha subestimado os valores de precipitação, aproxima-se mais da análise de Liebmann do que a reanálise Era-Interim.

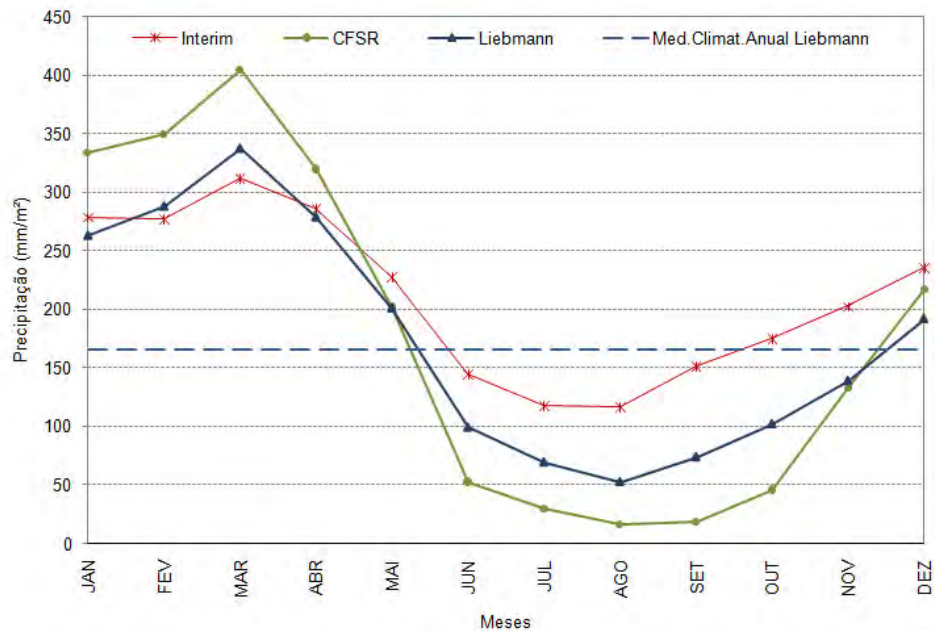


Figura 4.3 - Idem à Figura 4.1 para a Região LAM

4.1.4 Região 4 ou SERTÃO

Na região sertaneja os acumulados climatológicos mensais de precipitação média espacial, para a análise de precipitação de Liebmann e as duas reanálises (Figura 4.4), superam o limiar médio climatológico anual de Liebmann entre os meses de novembro a abril, caracterizando assim o período chuvoso para a região sertaneja, o que concorda com os resultados propostos por Moscati e Gan (2007). Ambas as reanálises preencheram as expectativas no sentido de simular o padrão e intensidade dos acumulados de precipitação da análise de Liebmann, principalmente durante o período chuvoso. A melhor simulação em termos de intensidade de valores foi realizado pelo centro norte-americano (CFSR), visto que ambas as reanálises superestimaram os valores de precipitação durante os meses em que há os maiores acumulados de precipitação (novembro a abril).

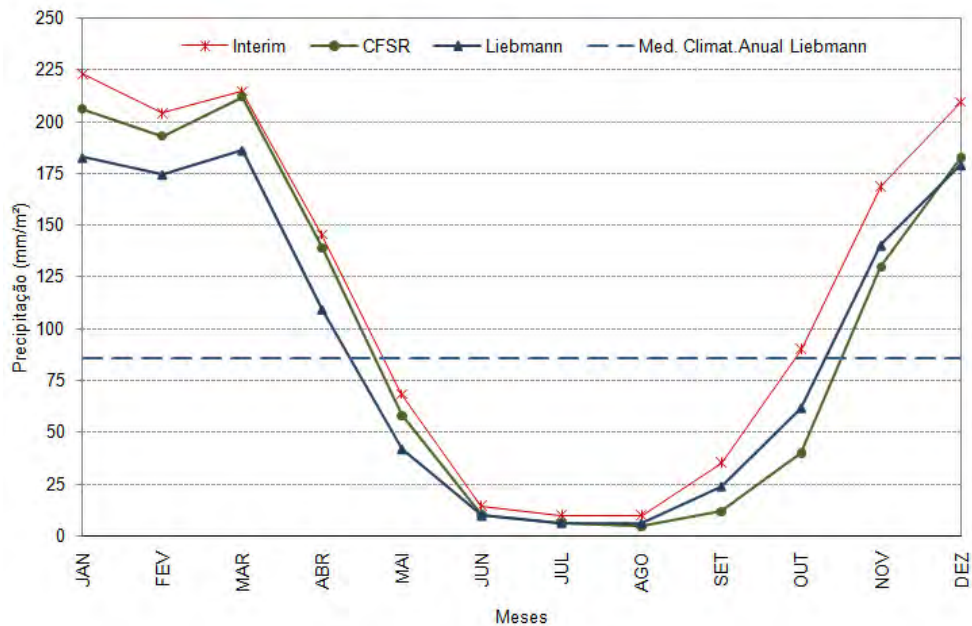


Figura 4.4 - Idem à Figura 4.1 para a Região SERTÃO.

4.1.5 Região 5 ou CENTRAL

Para a Figura 4.5, a qual representa a Região 5 ou CENTRAL, percebe-se através dos valores de acumulados climatológicos mensais de precipitação média espacial que tal região possui estação chuvosa bem definida no período compreendido entre os meses de outubro a abril, assim como sugerido por Gan et al. (2004) e Quadro et al. (1996). Vale ressaltar que este período foi escolhido tendo como referencial os meses em que os valores de precipitação estavam acima da média climatológica anual de Liebmann.

Com relação ao comportamento das análises na simulação dos campos tomados como “reais” (análise de Liebmann), tanto o modelo norte-americano quanto o europeu representaram bem o regime de precipitação climatológico.

Além disso, nota-se que a reanálise Era-Interim destaca-se por apresentar valores mais próximos da análise de Liebmann do que o conjunto CFSR, em termos climatológicos, durante todos os meses estudados.

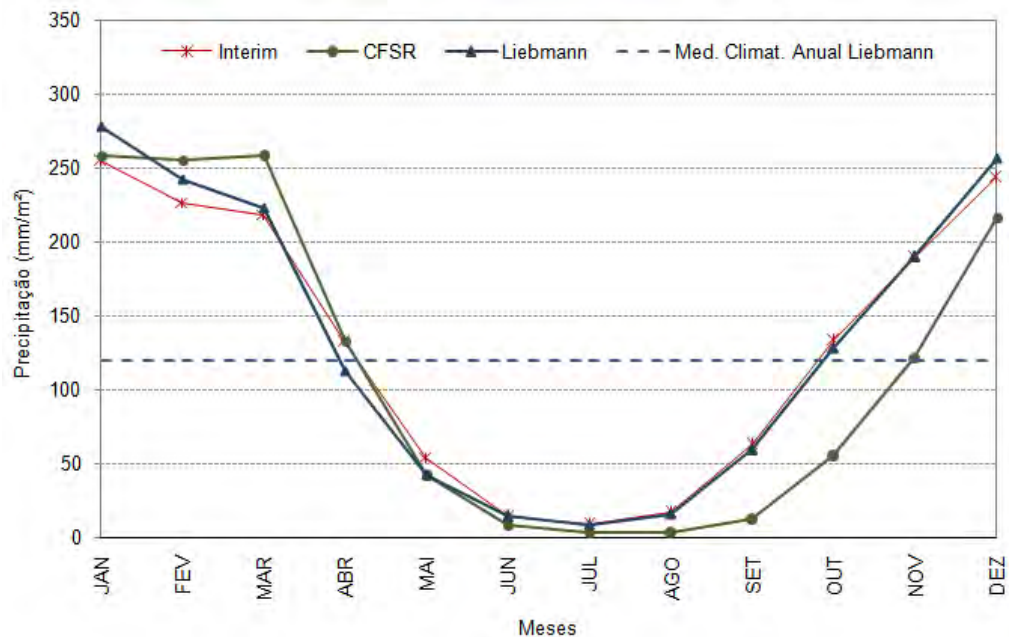


Figura 4.5 - Idem à Figura 4.1 para a Região CENTRAL.

4.1.6 Região 6 ou SUDESTE

Na Região 6 ou SUDESTE, representada pela Figura 4.6 que contém informações sobre acumulados climatológicos mensais de precipitação média espacial, observou-se que ela possui o período chuvoso, compreendido no período de outubro a março concordando com Minuzzi et al. (2007) e Alves et al. (2005) que estudou apenas o início da estação chuvosa. Por outro lado, Veiga et al. (2000) ao analisar a região 40°-50°W e 10°-20°S, cujo domínio tem

variação de apenas 5° à norte da região fixada como SUDESTE (neste estudo), a partir de dados climatológicos de precipitação foi sugerido que o período chuvoso ocorreria entre os meses de setembro e fevereiro. Acredita-se que os resultados não coincidiram, pois a área analisada não foi a mesma adotada neste estudo. Como pode-se notar, tanto o ciclo de precipitação anual, como o período chuvoso da região sudeste são muito similares ao da região Central do Brasil, pois ambas áreas sobrem influência ZCAS (QUADRO, 1994). Com relação à simulação de ciclo anual de precipitação, tanto o conjunto de dados CFSR como Era-Interim, apresentam valores próximos a curva de precipitação de Liebmann, porém a reanálise CFSR apresenta valores sutilmente mais próximos à análise de Liebmann, durante alguns meses

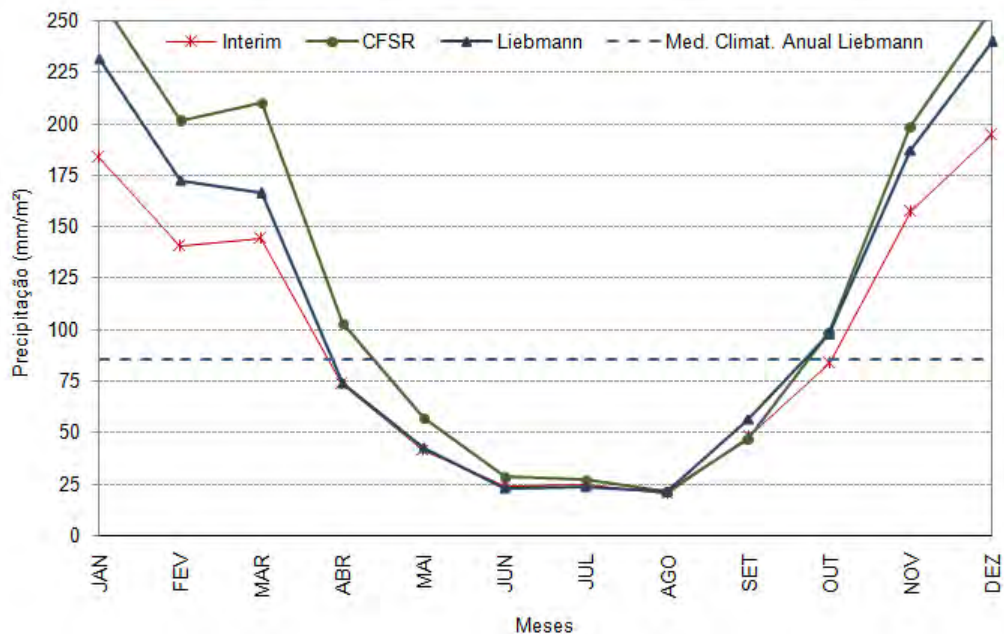


Figura 4.6 - Idem à Figura 4.1 para a Região SUDESTE.

4.1.7 Região 7 ou SUL

Para a Região 7 ou SUL, o ciclo de precipitação anual identificado através dos acumulados climatológicos mensais de precipitação média espacial (Figura 4.7) não apresenta estação chuvosa definida, assim como proposto por Barbieri (2005). Isso porque o ciclo de precipitação anual é bem distribuído em torno da média climatológica anual de Liebmann, apresentando apenas três picos pouco acima da média de precipitação climatológica, nos meses de janeiro, abril e outubro. Nota-se ainda, tomando como referencial a curva de precipitação da análise de Liebmann, a presença de pico de precipitação abaixo da média climatológica anual, entre os meses de: maio, junho, julho, agosto e setembro, denotando a presença de um período seco relativo, uma vez que não existe uma acentuada discrepância entre estes valores e a média climatológica anual.

Com relação a representação das reanálises, o conjunto CFSR subestima os valores da análise de Liebmann, enquanto a reanálise Era-Interim superestima a análise de Liebmann na maior parte dos meses. Em termos de padrão de precipitação, ambos os modelos de reanálise reproduziram satisfatoriamente os valores da análise de precipitação de Liebmann.

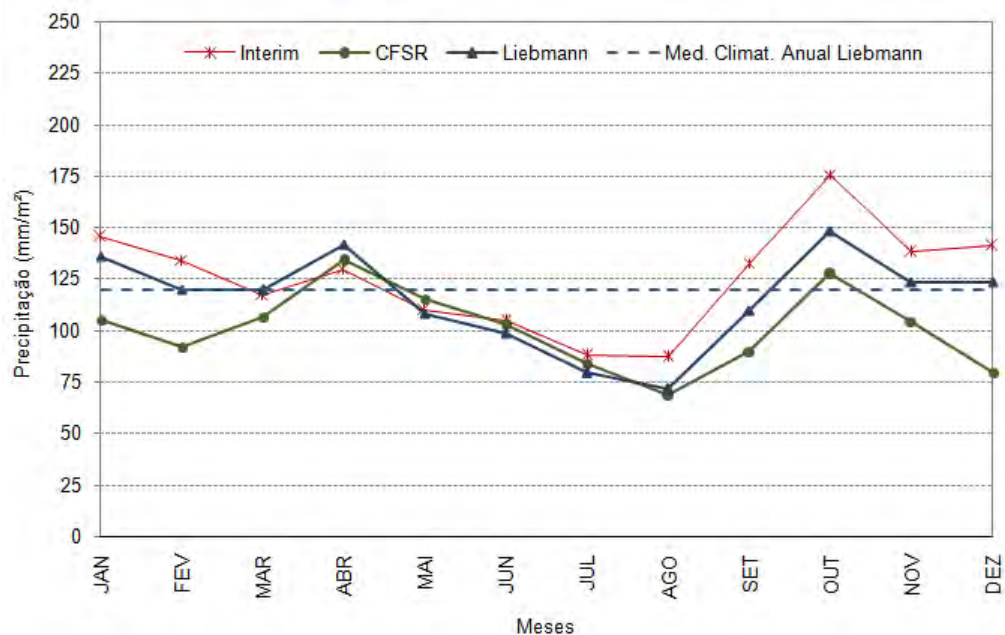


Figura 4.7 - Idem à Figura 4.1 para a Região SUL.

4.1.8 Região 8 ou CAR

O ciclo de precipitação anual representado pelos acumulados climatológicos mensais de precipitação média espacial, correspondente a Região 8 ou CAR (Figura 4.8), apresenta estação chuvosa definida entre os meses de outubro a abril. Este período equivale aos meses nos quais observou-se que os valores de acumulados de precipitação dos 3 conjuntos de dados observados superaram o valor médio climatológico anual para a análise de Liebmann (linha horizontal). Em termos de representatividade das reanálises, quando comparadas a análise de precipitação de Liebmann, ambas as reanálises não apresentaram um comportamento satisfatório, pois nenhum dos conjuntos mostraram valores de precipitação acumulada próximos a análise, embora tenham conseguido simular o padrão geral de acumulados. Frente a estes

resultados, acredita-se que a reanálise que representou os acumulados de precipitação de Liebmann para a estação chuvosa, de forma mais coerente em termos de intensidade, foi o conjunto norte-americano (CFSR).

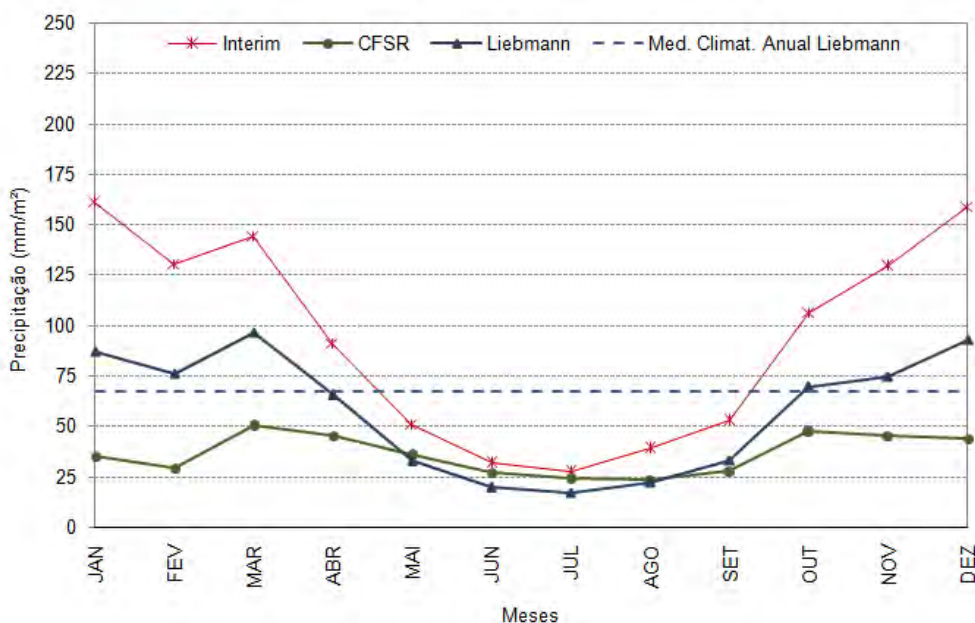


Figura 4.8 - Idem à Figura 4.1 para a Região CAR.

4.1.9 Região 9 ou SAR

Na Região 9 ou SAR, correspondente ao Sul da Argentina, nota-se através da Figura 4.9, na qual representa ciclo de precipitação anual representado pelos acumulados climatológicos mensais de precipitação média espacial, que não há expressiva diferença nos valores entre acumulados mensais climatológicos durante o ano, com isso, acredita-se que não exista estação chuvosa definida nesta região. Isso porque, embora exista uma área maior acima da linha que equivale à média climatológica anual (linha horizontal) da análise de Liebmann,

a diferença entre o valor máximo de acumulado de precipitação e os valores abaixo da média climatológica anual não é muito significativa. Com relação à representatividade das reanálises, em termos de ciclo anual, ambos os conjuntos de dados simularam o padrão de precipitação da análise satisfatoriamente, embora tenham superestimado (CFSR superestimou mais) os campos de Liebmann em todos os meses.

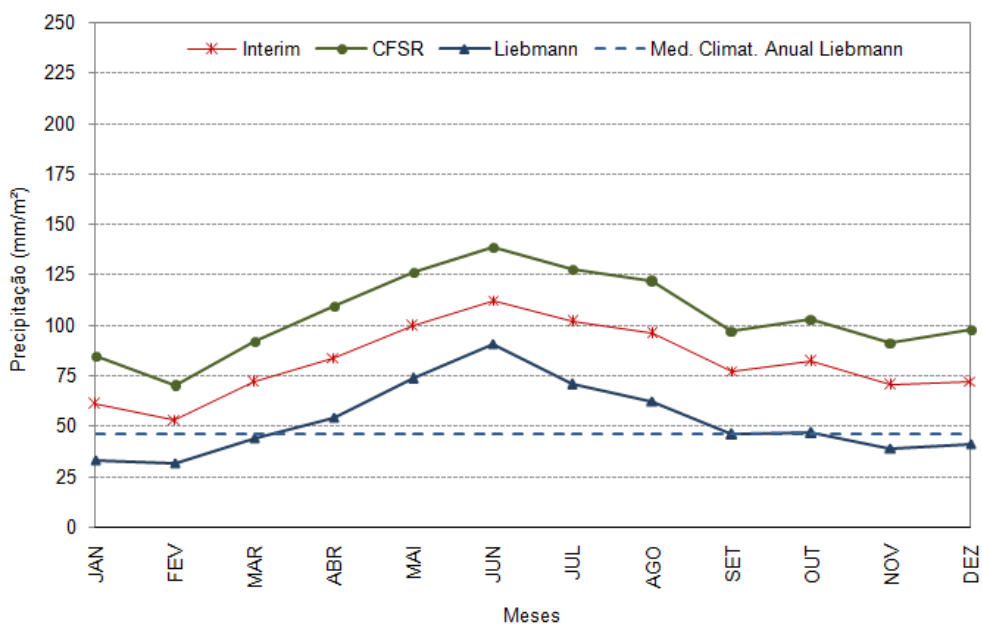


Figura 4.9 - Idem à Figura 4.1 para a Região SAR.

4.2 Validação temporal das séries de reanálise CFSR, Era-Interim e Análise de precipitação do Liebmann.

De acordo com o descrito no item 3.2.1 na metodologia, os resultados referentes à validação dos dados de reanálise para a precipitação serão apresentados neste capítulo seguindo a distribuição das 9 sub-regiões

mencionadas no item citado anteriormente. Porém, será dado enfoque especial a Região 5: Região Central do Brasil, responsável pela motivação inicial desta investigação.

4.2.1 Avaliação Estatística Viés e EMQ.

Conforme exposto na metodologia, o EMQ e o Viés tratam-se de testes estatísticos que objetivam estimar o erro e a dispersão presente em determinado conjunto de dados. Assim, possibilitando avaliar o quanto o conjunto de dados em prova desvia do conjunto de dados tomado como real, ou seja, tem-se em mãos uma ferramenta que permite quantificar a representatividade de uma determinada série de dados, quando confrontada a uma série de dados real. Logo, desta forma, é importante salientar que as figuras apresentadas em seguida, representam a aplicação dos testes estatísticos Viés e EMQ, nas quais as linhas em vermelho e azul representam, respectivamente:

- A) A diferença entre a reanálise de precipitação do CFSR e análise de precipitação do Liebmann;
- B) A diferença entre a reanálise Era-Interim com a análise de precipitação de Liebmann.

Sendo estas informações aclaradas, torna-se possível a apresentação dos resultados referentes a cada região citada brevemente na metodologia.

4.2.1.1 Região 1 ou VEN

Assim, de acordo com a Figura 4.10, na qual representa a Região 1 ou VEN, é possível observar que tanto para o Viés (Figura 4.10 a) quanto para o EMQ (Figura 4.10 b) em termos de acumulados anuais de precipitação, apresentaram menores valores de diferenças entre os conjuntos de dados do Era-Interim e Liebmann. Ambas as reanálises, CFSR e Era-Interim, apresentaram um padrão de precipitação similar em termos de aumento e decréscimo de chuva, porém a reanálise Era-Interim, quando comparada aos dados de análise de precipitação de Liebmann, mostra menores valores de Viés e EMQ. Com relação ao período chuvoso (abril a setembro), um padrão muito similar ao descrito anteriormente foi encontrado em termos de Viés e EMQ (Figura 4.11 a, b). Isso induz a interpretação de que a reanálise do centro europeu apresenta menor erro, bem como menor dispersão dos dados, portanto, é mais representativa do padrão real de precipitação nos últimos 20 anos, sobre a Região 1.

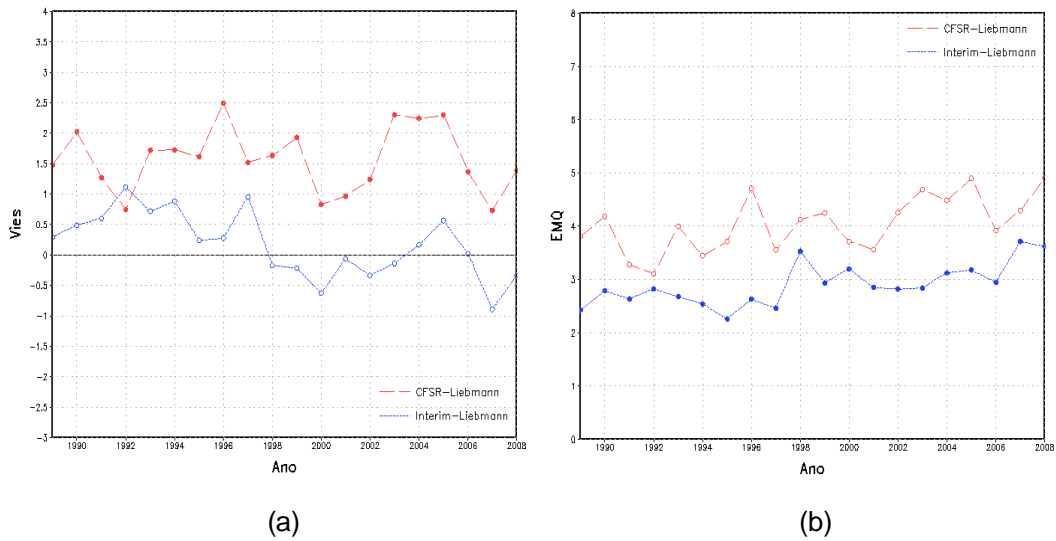


Figura 4.10 - Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação anual, no período de 1989 a 2008.

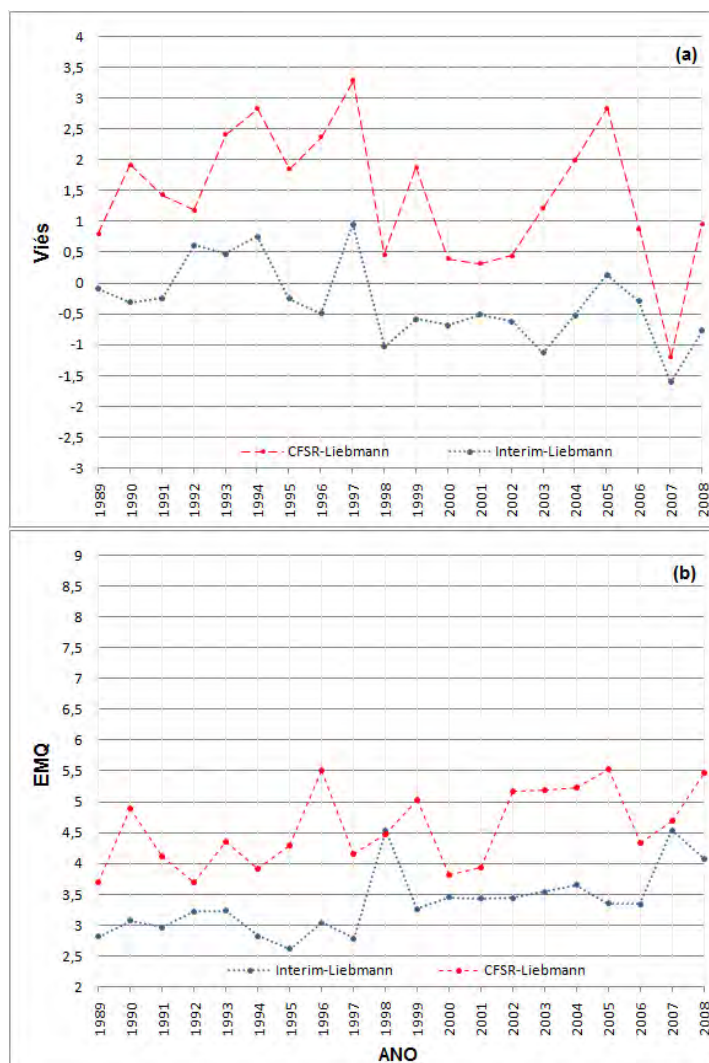


Figura 4.11 - Representação do Viés (acima) e EMQ (abaixo) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), acumulada para o período chuvoso (abril a setembro), no período de 1989 a 2008 sobre a região VEN.

Quando a mesma análise é estendida para os períodos: mensais e trimestrais de acumulados de precipitação durante o período de 1989 a 2008, o mesmo resultado é obtido, ou seja, a reanálise Era-Interim apresenta valores menores

de Viés e EMQ (Apêndice A1 e A2). Porém, as curvas dos campos que representam as diferenças dos acumulados trimestrais de precipitação são mais suavizados, quando comparados aos campos de Viés e EMQ para acumulados mensais de precipitação.

Por outro lado, quando analisa-se a climatologia mensal de Viés (Figura 4.12 a) e EMQ (Figura 4.12 b) durante os 20 anos de dados, é possível reafirmar a hipótese sugerida ao expor os resultados anteriores. Ou seja, de um modo geral, a reanálise Era-Interim destaca-se por apresentar menor erro, bem como, menor dispersão dos dados do que a reanálise CFSR, durante todos os meses do ano. Além disso, pôde-se observar que entre os meses de abril e julho evidencia-se valores negativos de Viés, o que indica que a reanálise do centro europeu possa estar subestimando os campos de precipitação quando comparados aos dados tomados como reais, a análise de precipitação de Liebmann. Por outro lado, para maior parte do ano, a partir do mês de março até dezembro, a reanálise CFSR apresenta valores de Viés muito superiores (positivos) aos observados na reanálise do Era-Interim. Com relação ao EMQ, ainda relativo ao estudo climatológico mensal, a reanálise Era-Interim apresenta menor dispersão dos dados do que a reanálise CFSR para todos os meses do ano.

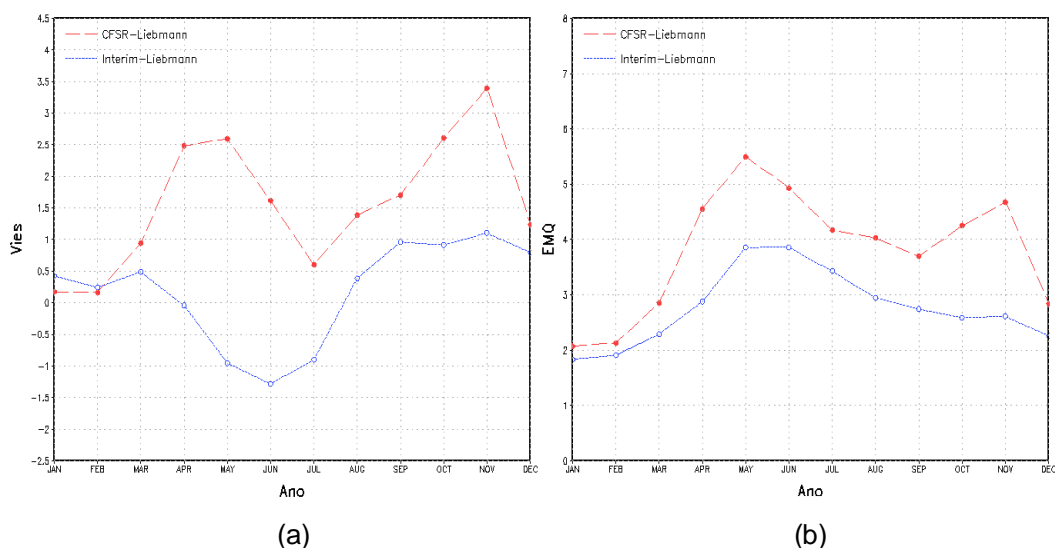


Figura 4.12 - Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de climatologia de precipitação acumulada mensal, no período de 1989 a 2008.

4.2.1.2 Região 2 ou OAM –Região 3 ou LAM – Região 5 ou CENTRAL – Região 6 ou SUDESTE.

Para as regiões OAM, LAM, CENTRAL e SUDESTE, decidiu-se realizar uma discussão em conjunto, devido as reanálises terem apresentado um comportamento muito similar. Dessa forma, abaixo serão apresentadas as figuras correspondentes ao Viés e EMQ, para o período de acumulados anuais de precipitação. Assim, os valores de Viés calculados a partir de acumulados anuais de precipitação sobre a região OAM mostram que a reanálise CFSR apresenta valores mais oscilantes quando comparada ao conjunto de dados Era-Interim (Figura 4.13 a). Porém, assim como na região LAM, em maior parte do período analisado, os valores de Viés do conjunto de dados CFSR é menor, indicando menor erro (Figura 4.13 e 4.14 a). Com relação às regiões:

CENTRAL e SUDESTE, em termos de valores de Viés, a reanálise Era-Interim apresenta os melhores resultados (Figura 4.15 e 4.16 a). Isso porque sobre a região CENTRAL verifica-se que os valores de Viés da reanálise Era-Interim encontram-se mais próximos da linha do zero e menos oscilantes que os campos do conjunto norte-americano (Figura 4.15 a). Além disso, a partir do ano de 2004, ambos os modelos simulam um aumento nos valores de Viés, mas o conjunto de dados Era-Interim mantém-se com os menores valores de erro (Figura 4.15 a). Sobre a região SUDESTE, notou-se que embora a reanálise Era-Interim esteja subestimando os valores de precipitação tomados como reais e representativos, seus valores de Viés são menos oscilantes que os da reanálise CFSR (Figura 4.16 a). Com relação aos valores de EMQ para as regiões: LAM, OAM, CENTRAL e SUDESTE, os menores valores de EMQ e menos oscilantes são apresentados pela Era-Interim (Figuras 4.13, 4.14, 4.15 e 4.16 b). Este resultado indica que em termos de precisão, a reanálise Era-Interim possui melhor representatividade do que a reanálise CFSR, logo, indicando que o conjunto de dados europeu possui menor dispersão. Visto estes resultados, sugere-se a utilização da reanálise Era-Interim para as regiões mencionadas anteriormente, pois em termos de ajuste, é mais fácil corrigir dados menos dispersos do que menos precisos.

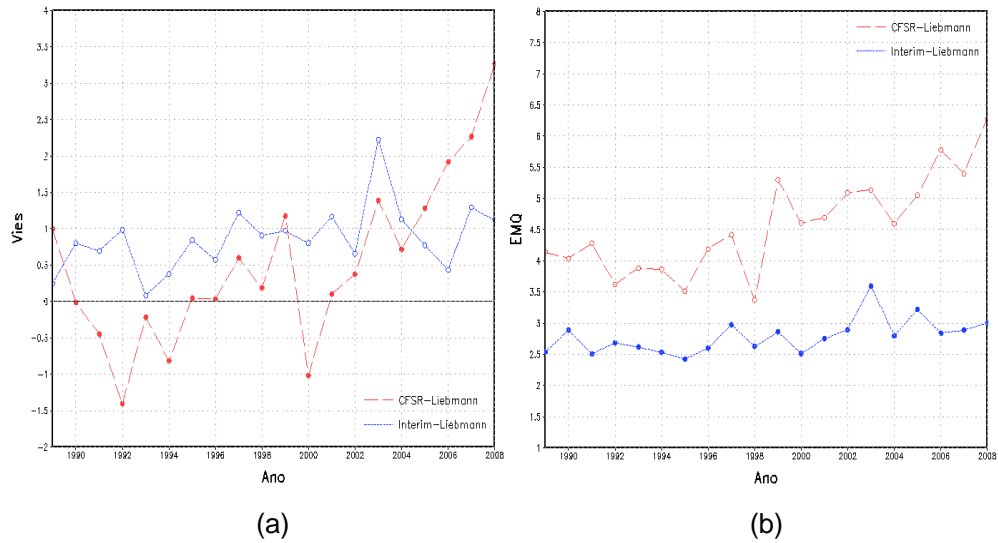


Figura 4.13 - Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de precipitação acumulada anual, no período de 1989 a 2008 sobre a região OAM.

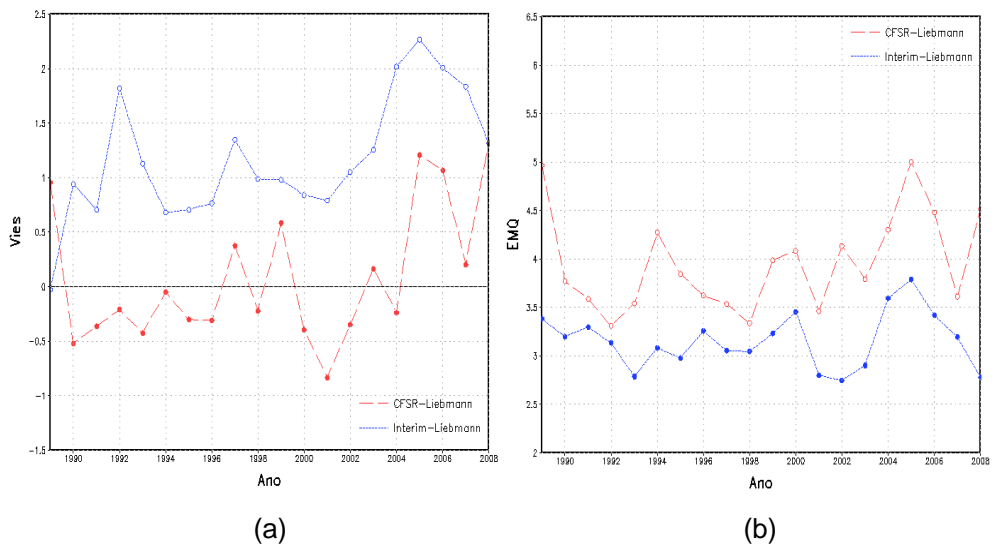
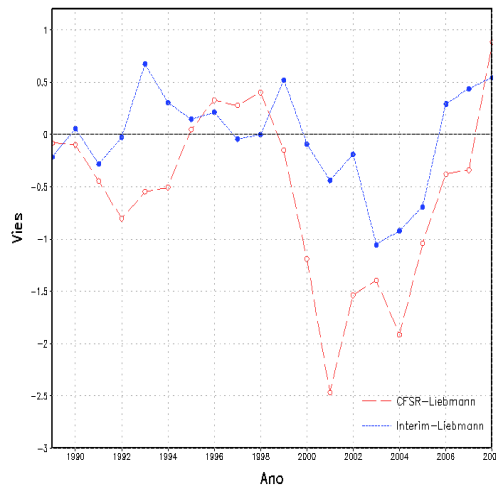
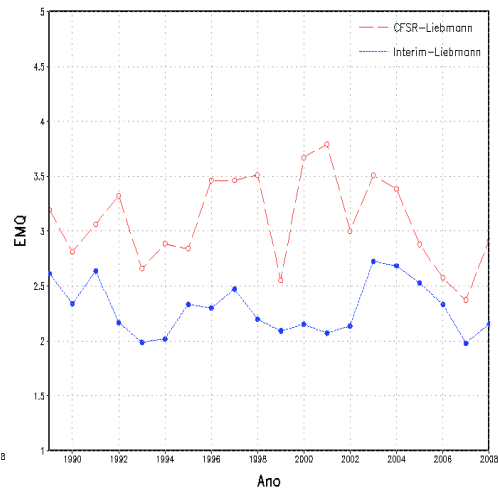


Figura 4.14 - Idem à Figura 4.13, para região LAM.

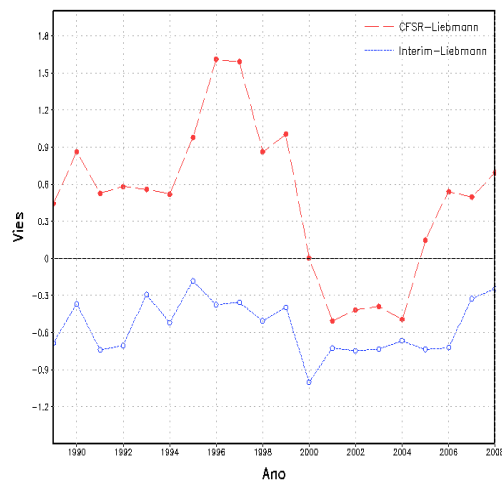


(a)

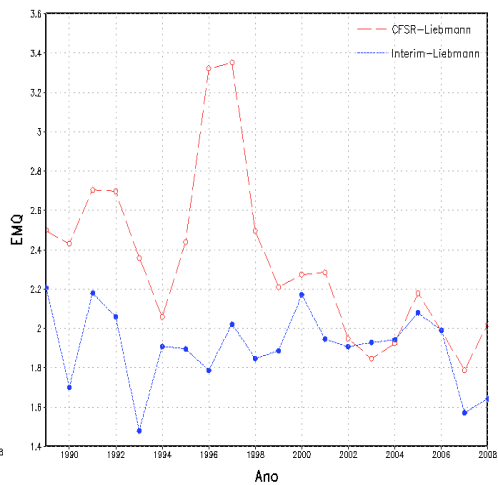


(b)

Figura 4.15 - Idem à Figura 4.13, para região CENTRAL.



(a)



(b)

Figura 4.16 - Idem à Figura 4.13, para região SUDESTE.

Os métodos estatísticos Viés e EMQ foram aplicados aos períodos chuvosos: novembro a maio, dezembro a maio, outubro a abril e outubro a março, característicos das regiões: OAM, LAM, CENTRAL e SUDESTE,

respectivamente, conforme estudo mostrado no item anterior. É importante destacar que os períodos chuvosos utilizados nesta etapa foram baseados no estudo realizado no item anterior. Assim, a partir dos valores de Viés para os acumulados de precipitação correspondentes a estação chuvosa sobre as regiões OAM, LAM e CENTRAL (Figura 4.17, 4.18 e 4.19 a), nota-se que os valores de Viés da reanálise Era-Interim apresentam-se menores, menos oscilantes e mais próximos dos dados reais, portanto mais precisos que a reanálise CFSR. Para a região SUDESTE (Figura 4.20 a), o mesmo padrão descrito anteriormente é observado, porém é importante frisar que a reanálise Era-Interim tem a tendência de subestimar em todo o período os dados tomados como reais. Com relação ao EMQ, a reanálise Era-Interim destaca-se em apresentar os menores valores para o período chuvoso em todas as regiões (Figura 4.17, 4.18, 4.19 e 4.20 b), indicando que estes dados são menos dispersos ao simular os campos de precipitação reais. Fazendo um adentro em especial às regiões OAM e SUDESTE (Figura 4.17 e 4.20 b), nota-se que os valores de EMQ sobre a região OAM apresentam pouquíssima oscilação, com variação de no máximo uma unidade, em 20 anos de estações chuvosas analisadas. Já a região SUDESTE (4.20 b), mostra uma proximidade nos valores de EMQ correspondentes às reanálises: Era-Interim e CFSR, a partir de meados do ano 2000, logo acredita-se que isso ocorra devido a incursão de mais dados de estações meteorológicas de superfície e altitude sobre a região.

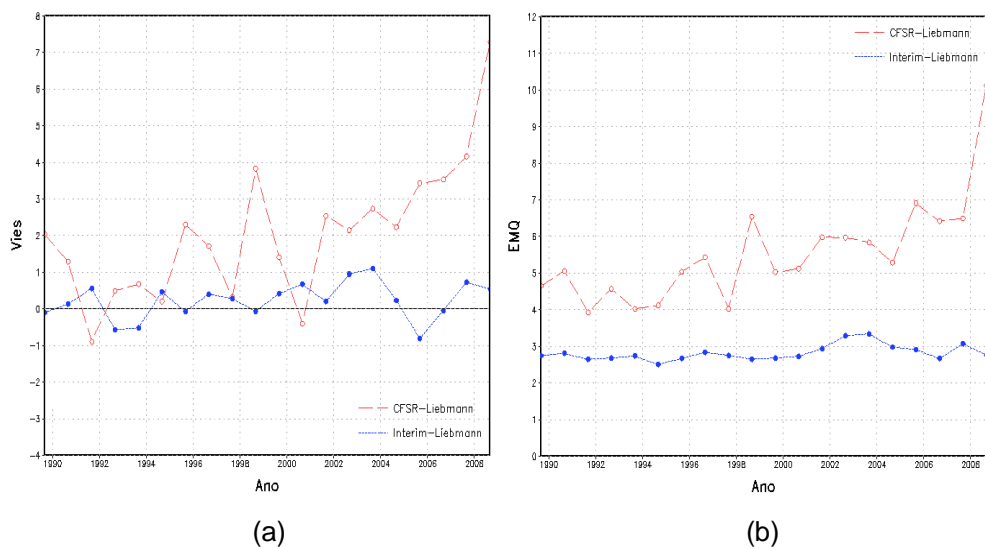


Figura 4.17 - Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de precipitação acumulada para o período chuvoso (novembro a maio), no período de 1989 a 2008 sobre a região OAM.

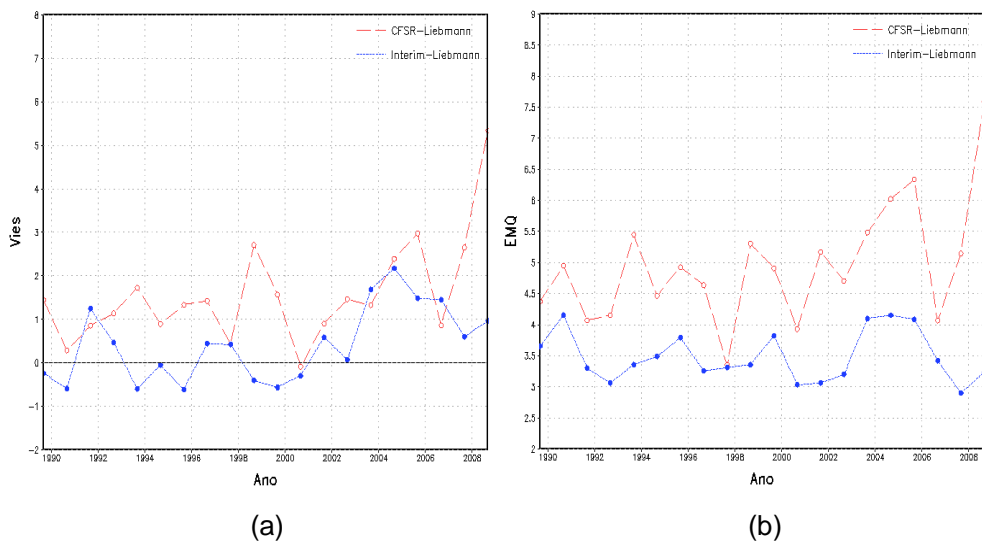
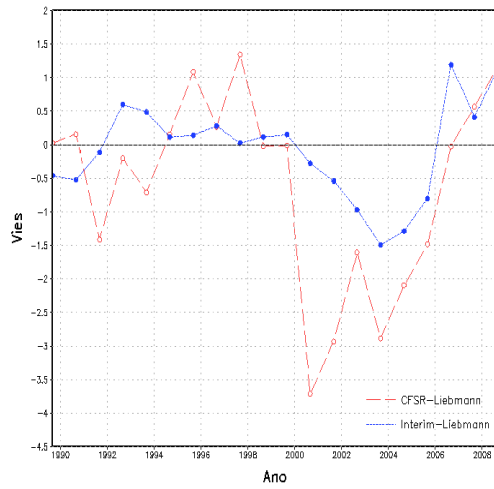
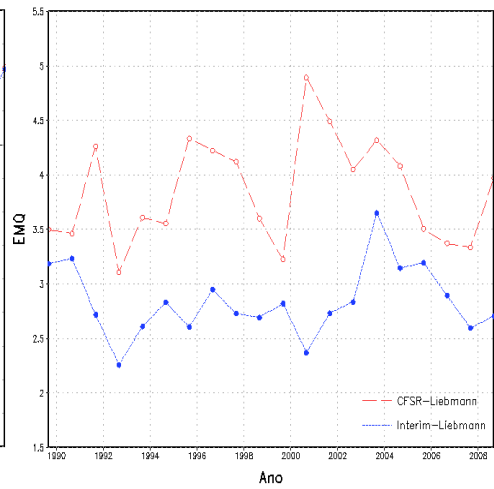


Figura 4.18 - Idem à Figura 4.17, para região LAM.

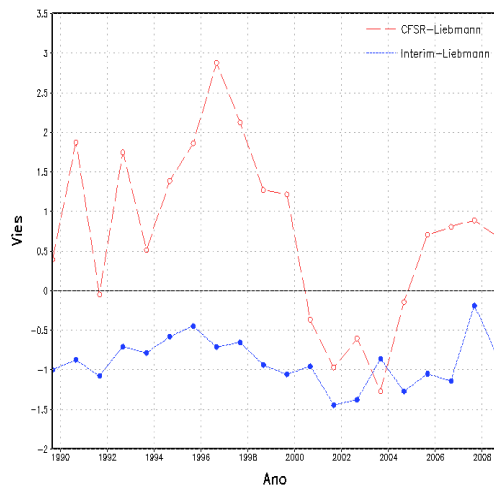


(a)

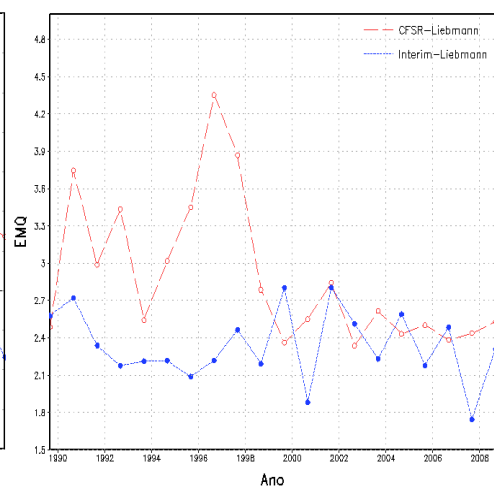


(b)

Figura 4.19 - Idem à Figura 4.17, para região CENTRAL.



(a)

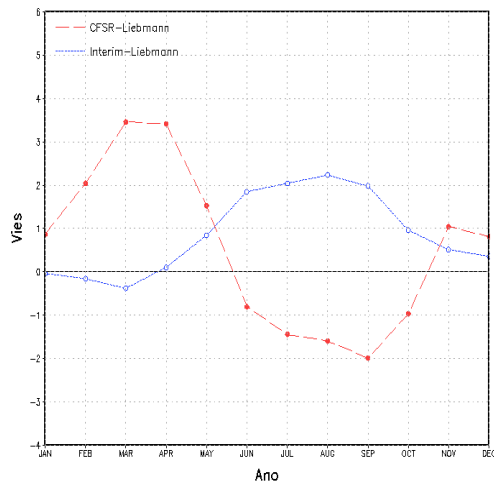


(b)

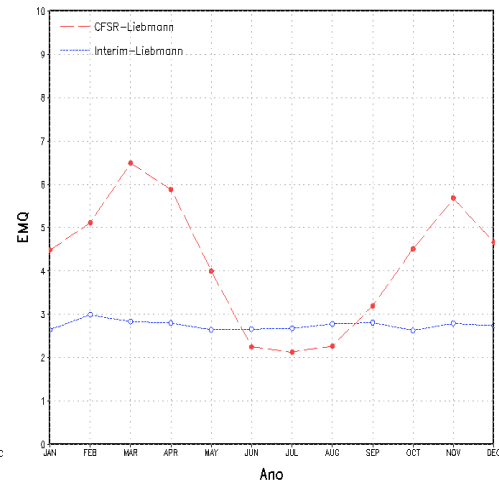
Figura 4.20 - Idem à Figura 4.17, para região SUDESTE.

Assim, como para os demais períodos citados anteriormente, também foram aplicados Viés e EMQ ao período de climatologia mensal sobre as 4 regiões citadas anteriormente. Logo ao analisar as Figuras 4.21, 4.22 e 4.23 a, para as

regiões: OAM (novembro a maio), LAM (dezembro a maio) e CENTRAL (outubro a abril), durante o período considerado como chuvoso, percebeu-se que os valores de Viés da reanálise Era-Interim são menores do que os valores que representam a reanálise CFSR, indicando maior exatidão da reanálise europeia. Já para a região SUDESTE (Figura 4.24 a), nota-se que a reanálise do centro europeu subestima os campos de precipitação entre os meses de agosto a abril, enquanto nos demais meses do ano, praticamente não apresenta erro, uma vez que os valores de Viés estão muito próximos de zero. Com relação aos valores de EMQ, em todas as regiões a reanálise Era-Interim apresenta menores valores, indicando menor dispersão dos dados simulados pelo modelo europeu (Figuras 4.21, 4.22, 4.23 e 4.24 b). Em especial sobre as regiões: CENTRAL e SUDESTE (Figuras 4.23 e 4.24 b), ambas as reanálises capturaram satisfatoriamente padrão de precipitação, apresentando campos muito similares. Já sobre a região OAM (Figura 4.21 b), nota-se novamente valores de EMQ muito pequenos e pouco oscilantes, denotando que sobre a região OAM a dispersão dos dados de reanálise do centro europeu é mínima.

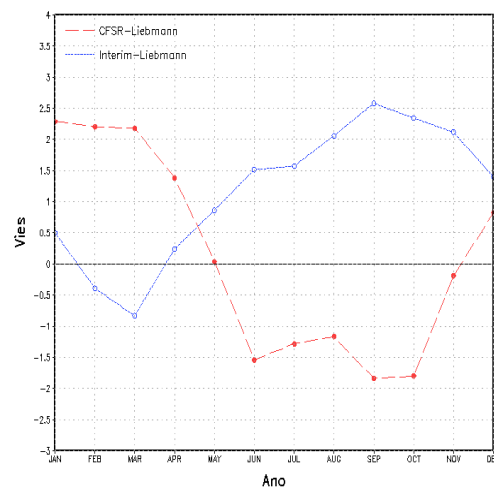


(a)

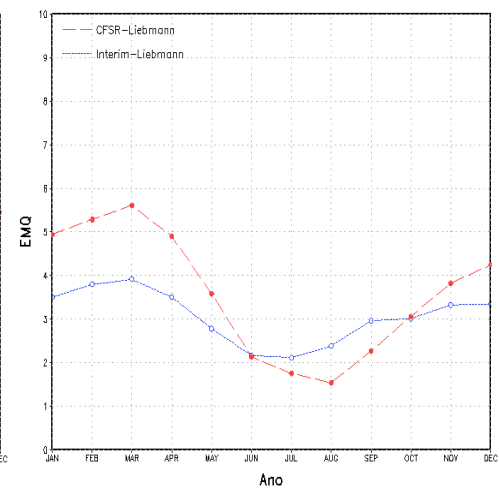


(b)

Figura 4.21 - Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de climatologia de precipitação acumulada mensal, no período de 1989 a 2008, sobre a região OAM.

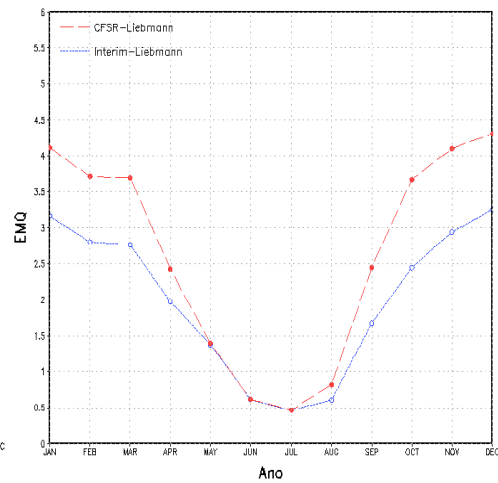
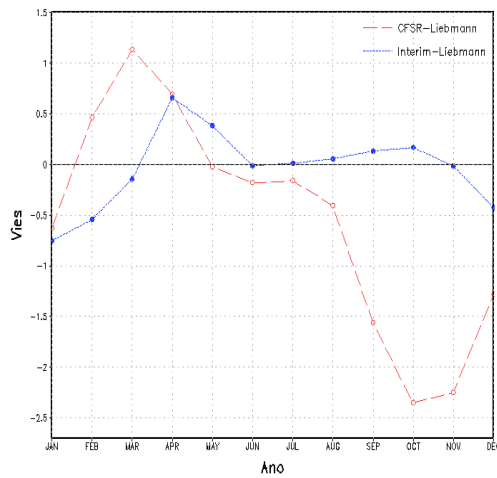


(a)



(b)

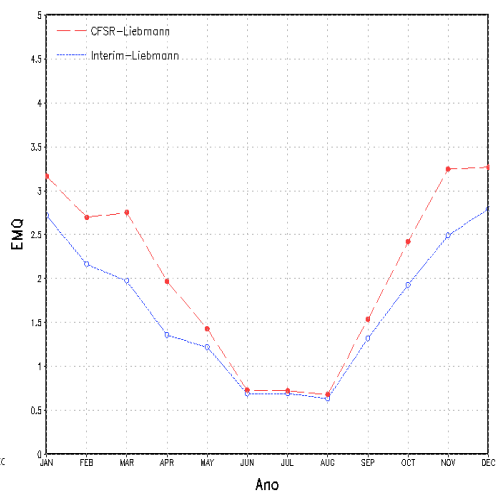
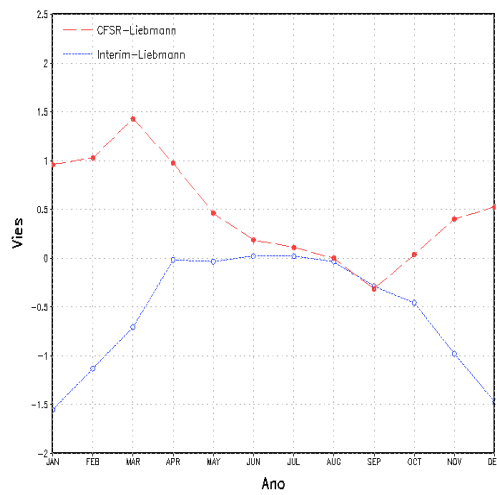
Figura 4.22 - Idem à Figura 4.21 para a região LAM.



(a)

(b)

Figura 4.23 - Idem à Figura 4.21 para a região CENTRAL.



(a)

(b)

Figura 4.24 - Idem à Figura 4.21 para a região SUDESTE.

Em todas as regiões analisadas (OAM, LAM, CENTRAL e SUDESTE), durante os períodos mensais e trimestrais, foram observados os mesmos padrões de

Viés e EMQ percebidos para o período anual de acumulados de precipitação (Apêndice A3 e A4, A5 e A6, A9 e A10, A11 e A12).

4.2.1.3 Região 4 ou SERTÃO

Para a Região 4 ou SERTÃO (15°-5°S e 50°-40°W), os valores do Viés para ambas as reanálises encontram-se muito próximos uns dos outros (pequena amplitude de erro), para os acumulados anuais de precipitação, a reanálise CFSR possui valores menores de Viés (Figura 4.25 a). Por outro lado, ao observar os valores de EMQ (Figura 4.25 b), percebe-se que a dispersão dos dados da reanálise CFSR é um pouco maior que a reanálise Era-Interim.

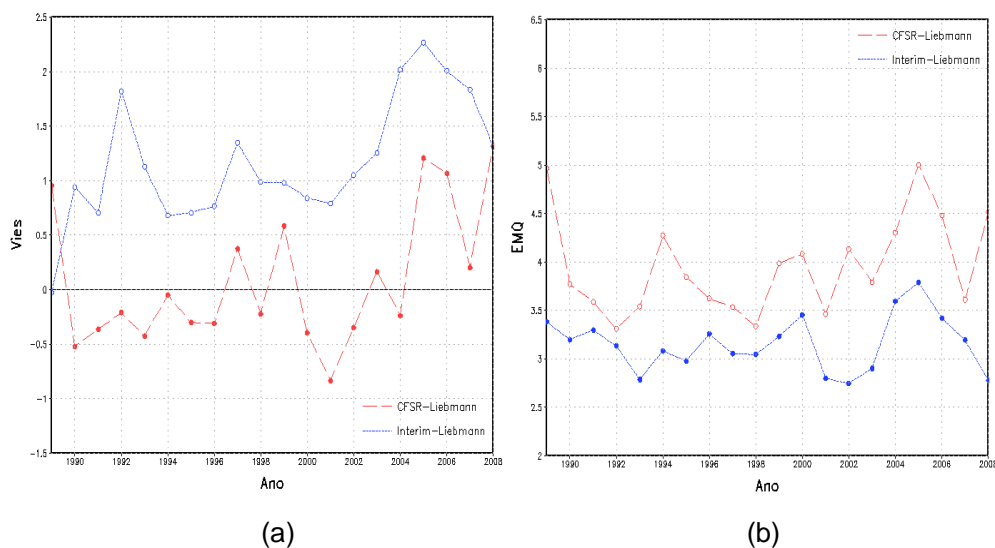


Figura 4.25 - Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de precipitação acumulada anual, no período de 1989 a 2008.

De acordo com a Figura 4.26, a qual apresenta os valores do Viés e do EMQ correspondentes à climatologia de acumulados de precipitação mensal na região sertaneja, nota-se a partir do Viés (Figura 4.26 a) que em grande parte da estação chuvosa (segunda quinzena de abril até dezembro), a reanálise Era-Interim superestima os valores de precipitação da análise de Liebmann, ou seja, os valores de Viés para o conjunto de dados europeu é maior do que o verificado na reanálise norte-americana. Por outro lado, quando analisa-se os valores de EMQ (Figura 4.26 b), nos quais relacionam-se à dispersão do conjunto de dados, observa-se que os valores de EMQ para a reanálise do centro europeu são menores do que do centro norte-americano. Ao analisar a Figura 4.27, correspondente ao Viés e EMQ aplicados a acumulados de precipitação para a estação chuvosa (novembro a abril), percebe-se que os resultados mencionados anteriormente na climatologia mensal de acumulados de precipitação são confirmados.

Logo, visto estes resultados, acredita-se que para fins de correção dos dados, sugere-se a utilização da reanálise Era-Interim, uma vez que este conjunto de dados é menos disperso que a reanálise CFSR, e a correção de magnitude de erro dos dados é mais simples de ser realizada. Este mesmo padrão mencionado anteriormente, se repetiu para o período de acumulados de precipitação referentes à climatologia mensal (item anterior).

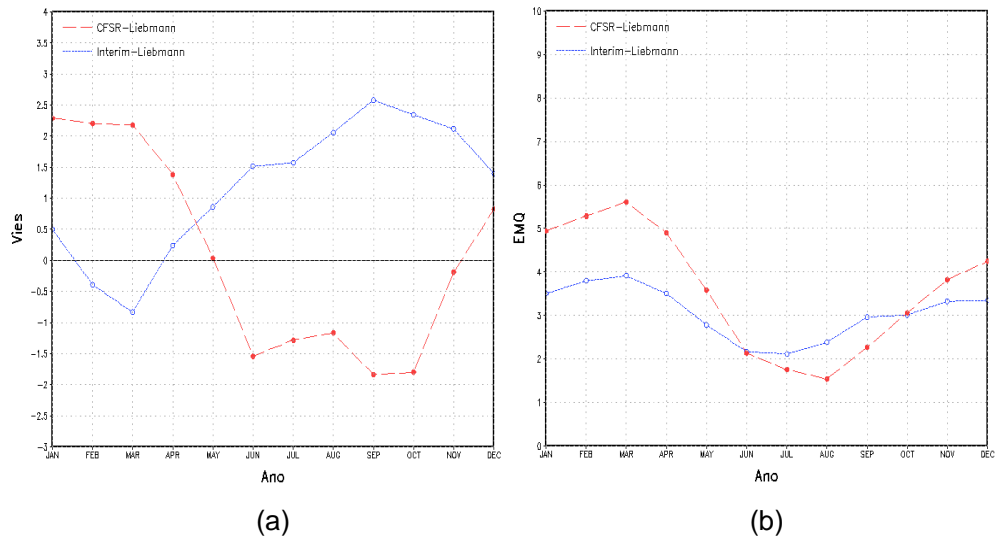


Figura 4.26 - Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de climatologia de precipitação acumulada mensal, no período de 1989 a 2008.

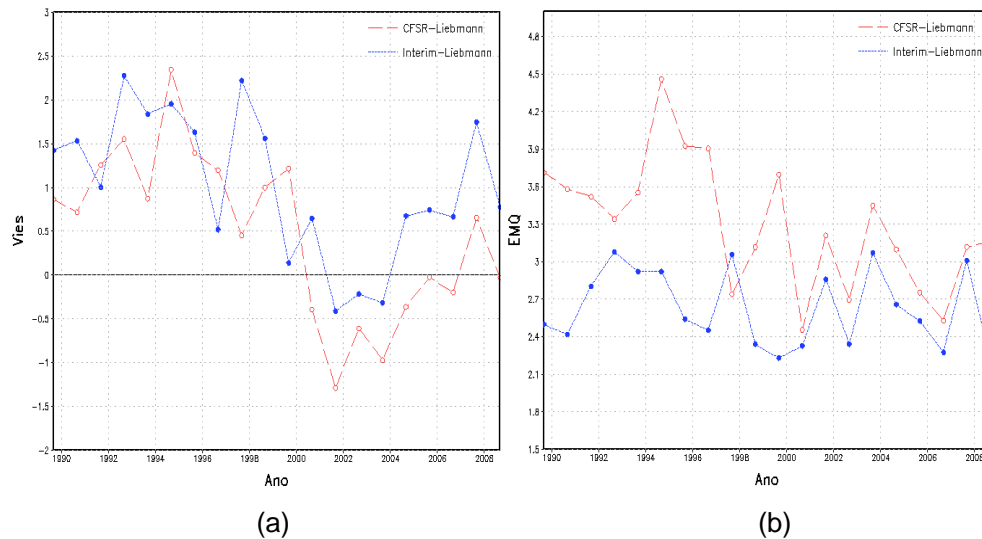


Figura 4.27 - Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de precipitação acumulada para o período chuvoso (novembro a abril), no período de 1989 a 2008.

Com relação à aplicação do Viés e EMQ para os períodos de acumulados mensais e trimestrais de precipitação, notou-se que os valores dos erros eram menores tanto o Viés quanto o EMQ para a reanálise Era-Interim (Apêndice A7 e A8). Isso indica que durante os 20 anos de dados de precipitação analisados, o sistema de simulação de precipitação do centro europeu está reproduzindo com maior eficiência os campos de precipitação, do que o centro norte-americano.

4.2.1.4 Região 7 ou SUL

Com relação ao Viés para acumulados anuais de precipitação para a Região 7 ou SUL, observa-se que o conjunto de dados Era-Interim, apresenta valores

cuja oscilação encontra-se em torno da linha do zero, enquanto a reanálise CFSR mostra valores com grande amplitude e alternando o sinal em alguns meses (Figura 4.28 a). Isso indica que a reanálise CFSR apresenta uma exatidão menor do que os dados de reanálise Era-Interim. Quando analisa-se o EMQ (Figura 4.28 b), observa-se que ambas as reanálises possuem um comportamento muito similar em termos de padrão, intensidade e amplitude, porém nota-se que a reanálise Era-Interim tem valores sensivelmente inferiores ao da reanálise CFSR em alguns meses, indicando menor dispersão.

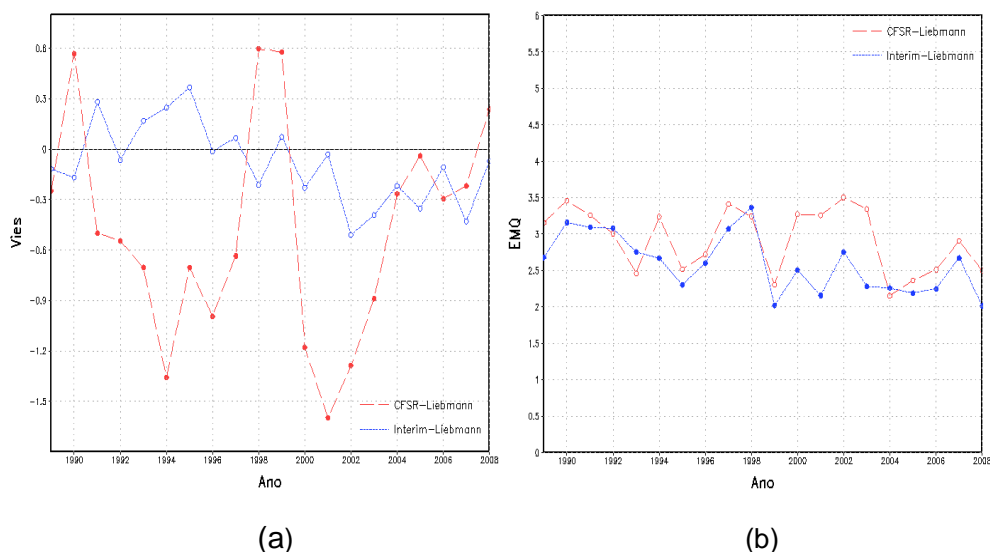


Figura 4.28 - Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de precipitação acumulada anual, no período de 1989 a 2008.

Para os períodos mensais e trimestrais os padrões de Viés e EMQ mencionados para o período anual se repetem, porém os campos tornam-se mais suavizados devido o menor número de pontos (Apêndice A13 e A14).

Por outro lado, quando analisa-se os valores de Viés e EMQ para acumulados de precipitação referentes a climatologia mensal (Figura 4.29), percebe-se que para os meses de: setembro a fevereiro, os valores de Viés (Figura 4.29 a) do modelo do Era-Interim estão menores, o que significa que são mais exatos que a reanálise CFSR. Já os valores de EMQ para o mesmo período, a reanálise Era-Interim apresenta valores maiores, o que indica maior dispersão dos dados.

Analisando o período: dezembro, janeiro, fevereiro e março, climatologicamente, tanto os valores de Viés quanto EMQ (Figura 4.29 b) da reanálise Era-Interim são menores que da reanálise CFSR, isso induz a interpretação de que a reanálise europeia é menos dispersa e mais exata que a reanálise norte-americana durante este período. Assim, embora a reanálise Era-Interim apresente valores de Viés menos oscilantes do que a reanálise CFSR na maior parte dos meses, indicando melhor exatidão dos valores (menor erro), o EMQ do conjunto Era-Interim tem valores maiores do que da reanálise CFSR, significando que tal reanálise possui maior dispersão dos dados. Dessa forma, visto que o conjunto Era-Interim apresenta valores mais dispersos do que a reanálise CFSR, sugere-se que para os meses a partir de abril, utilize-se a reanálise norte-americana, pois embora apresente maior erro, esta problemática é mais fácil de ser contornada nos cálculos feitos em um determinado estudo.

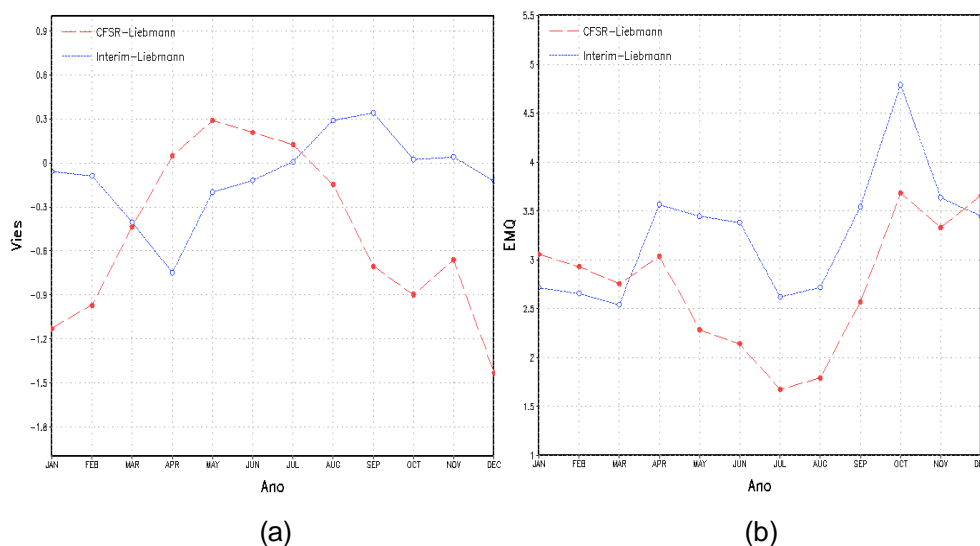


Figura 4.29 - Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de climatologia de precipitação acumulada mensal, no período de 1989 a 2008.

4.2.1.5 Região 8 ou CAR

Para a Região 8 ou CAR que se localiza no centro da Argentina, observou-se para acumulados de precipitação anual (Figura 4.30), que os valores de Viés (Figura 4.30 a) para a reanálise Era-Interim são positivos para todo o período analisado, enquanto a reanálise CFSR (Figura 4.30 b) apresentou valores negativos. Isso indica que a reanálise Era-Interim tem a tendência de superestimar os valores de precipitação tomados como “reais”, e que por outro lado o conjunto CFSR subestima os campos de precipitação, embora apresentem-se em módulo, valores menores, significando maior exatidão, bem como melhor representatividade dos dados reais. Quando analisa-se o EMQ para o mesmo período citado anteriormente, nota-se que ambas reanálises apresentam um comportamento similar em termos de padrão e amplitude dos

valores, porém percebe-se também que a reanálise do centro europeu apresenta valores de EMQ superiores aos valores da reanálise CFSR, explicitando dessa forma, maior dispersão dos dados desta reanálise. Visto este resultado, acredita-se que para o período de acumulados anuais, os valores de precipitação gerados pelo centro norte-americano através da reanálise CFSR são mais coerentes com os dados reais, em termos de exatidão e dispersão. Além disso, um comportamento muito similar aos resultados correspondentes ao período de acumulados anuais foi encontrado para o período chuvoso da região (outubro a abril), tanto para o Viés quanto para o EMQ (Figura 4.31), a partir de meados do ano de 1995.

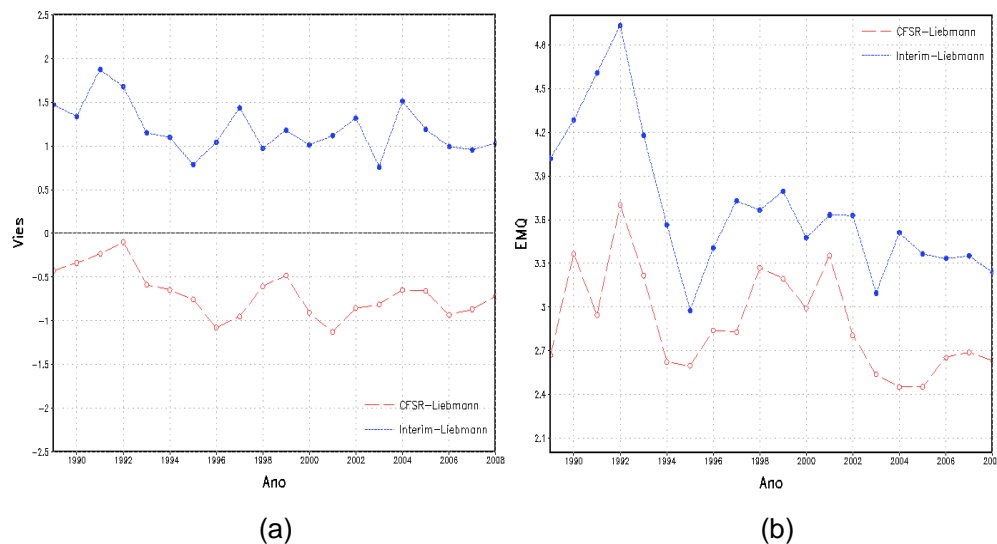


Figura 4.30 - Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de precipitação acumulada anual, no período de 1989 a 2008.

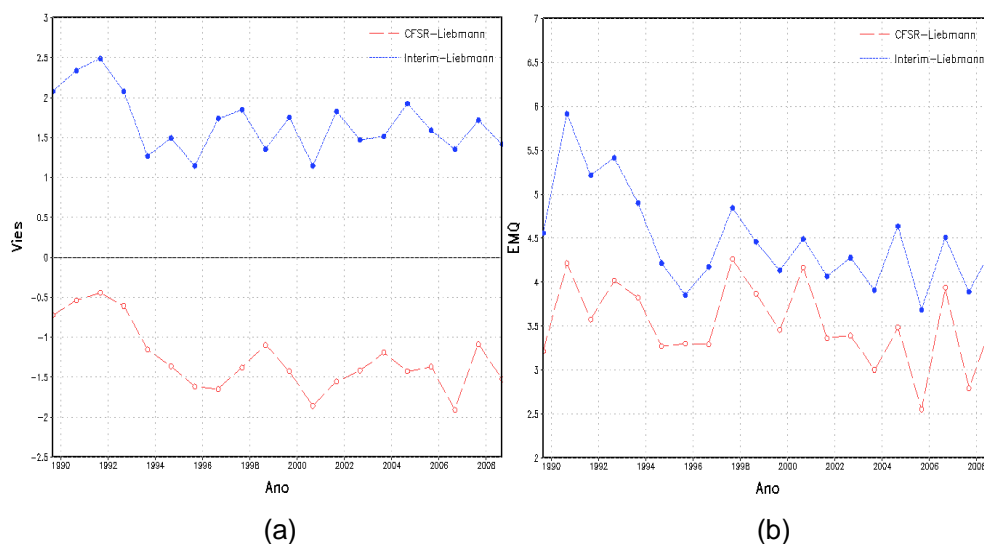


Figura 4.31 - Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de precipitação acumulada para o período chuvoso (outubro a abril), no período de 1989 a 2008.

Além disso, é importante ainda ressaltar que o mesmo resultado e padrão de precipitação para ambas as reanálises apresentados nos acumulados anuais é encontrado para os períodos de acumulados: mensais e trimestrais (Apêndice A15 e A16).

Em especial no período da climatologia mensal de precipitação (Figura 4.32), também destaca-se que a reanálise CFSR possui melhor exatidão (menores valores de Viés) e menor dispersão (menores valores de EQM), porém entre os meses de maio a agosto, percebe-se que os valores de Viés para ambas as reanálises encontram-se muito próximos. Nos demais meses, há uma divergência nos valores de Viés apresentados pelas reanálises.

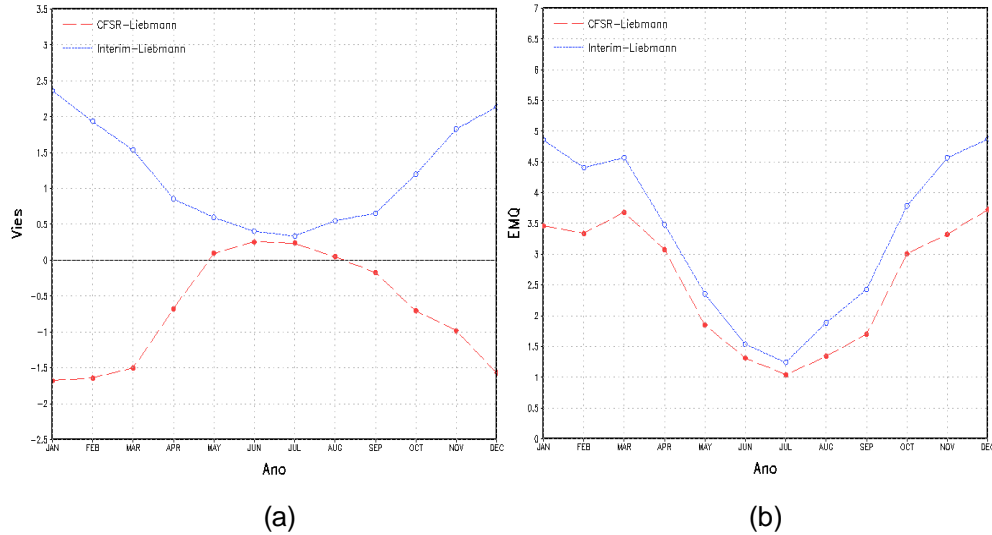


Figura 4.32 - Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de climatologia de precipitação acumulada mensal, no período de 1989 a 2008.

4.2.1.6 Região 9 ou SAR

Conforme a Figura 4.33, na qual representa o Viés e EMQ para acumulados de precipitação anual sobre a região ao sul da Argentina (Região 9 ou SAR), nota-se que tanto para valores de Viés quanto para EMQ, a reanálise Era-Interim apresenta menores valores, indicando melhor desempenho do modelo europeu na simulação dos dados tomados como reais (análise de Liebmann). Este resultado foi reproduzido novamente para todos os períodos de acumulados de precipitação analisados: mensal (Apêndice A17), trimestral (Apêndice A18) e climatologia mensal, tanto os valores de Viés como EMQ. Dessa forma, este resultado induz a interpretação de que o conjunto de dados do centro europeu possui melhor exatidão, bem como melhor precisão (menor dispersão dos

dados) ao simular os campos de precipitação do conjunto de dados tomado como real (análise do Liebmann). Portanto, sugere-se a utilização da reanálise Era-Interim para a região Sul da Argentina, tendo como referencial os períodos analisados.

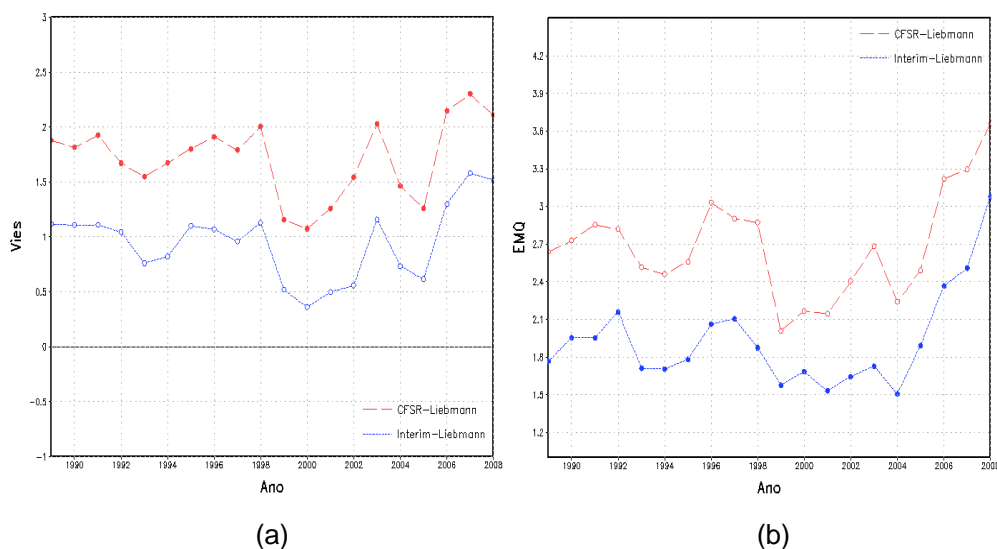


Figura 4.33 - Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de precipitação acumulada anual, no período de 1989 a 2008.

4.3 Determinação do início e final da estação chuvosa para o Brasil Central.

Segundo resultados encontrados no item anterior, a determinação do início e final da estação chuvosa, bem como avaliação dos fluxos de calor em superfície e demais variáveis, serão realizados utilizando a reanálise do Centro

Europeu: Era-Interim. A escolha deste conjunto de dados ocorreu porque percebeu-se que para a região Central do Brasil, foco deste estudo, o modelo europeu apresentou melhores resultados na simulação dos campos de precipitação testados. Dessa forma, de acordo com o exposto na metodologia (item 3.2.2) foi realizada a estimativa do início e final da estação chuvosa sobre o Brasil Central durante o período de 1989 a 2010. Sendo assim, primeiramente, calculou-se a média espacial da precipitação para a região central (50°-60°W e 10°-20°S), posteriormente aplicou-se a média temporal de 5 dias consecutivos, chamada de pântada. Assim, foi realizada a transformação dos dados diários correspondente ao período de 1989 a 2010, em dados pentadais. Isso equivale a dizer que um ano “normal” possui 365 dias ou 73 pântadas, já os anos bissextos que possuem 366 dias, houve a necessidade de realizar uma transformação para “eliminar” o dia excedente e conservar as 73 pântadas anuais verificadas em um ano “normal”. O ajuste aplicado nos anos bissextos consistiu em fazer uma média temporal entre os dias 28 e 29 de fevereiro, assim, na sequência foi aplicada a média temporal de 5 dias consecutivos para os dias 25/02, 26/02, 27/02, média dos dias 28 e 29/02, e 1° de março.

Assim, visto as condições expostas acima e na metodologia (item 3.2.2), são apresentados na Tabela 4.1, as datas do início e do fim dos períodos chuvosos analisados durante os 22 anos avaliados. Antes disso, é importante lembrar que no artigo de Gan et al. (2004) foram analisadas as estações chuvosas correspondentes ao período de 1979 a 1997 (Tabela 4.2) através da reanálise 1 do NCEP (National Centers for Environmental Prediction), e portanto, o conjunto de dados utilizado no presente estudo tem melhor resolução espacial e período de análise de 1989 a 2010. Embora as diferenças de resolução espacial e temporal, durante o período que os estudos coincidem, no qual

corresponde a 8 estações chuvosas de: 1989-1990;1990-1991;1991-1992;1992-1993;1993-1994;1994-1995;1995-1996;1996-1997, acredita-se que houve uma reprodução coerente dos resultados obtidos por Gan et al. (2004). Fazendo uma interpretação mais aprofundada durante o período coincidente entre os trabalhos, observou-se que, a reanálise Era-Interim subestimou em média 3,5 pântadas e 0,625 pântadas, a identificação de início e final da estação chuvosa, respectivamente. Acredita-se que a diferença encontrada entre os resultados apresentados neste estudo (Tabela 4.1) e no trabalho de Gan et al. (2004) (Tabela 4.2), deve-se a pelo menos dois motivos:

- a) O conjunto de reanálise utilizado neste estudo não foi o mesmo adotado por Gan et al. (2004). Tendo em vista isso, sugere-se que a técnica de assimilação de dados utilizada pelo centro europeu, não seja igual aquela utilizada pelo centro norte-americano, e isso possa resultar no adiantamento do início e final da estação chuvosa sugerida inicialmente por Gan et al. (2004).
- b) Outro fator importante, é que o limiar mínimo de precipitação média anual adotado por Gan et al. (2004) foi de 4 mm/dia. Neste estudo, observou-se que o limiar de 4 mm/dia era muito alto, então foi calculada a média anual para a precipitação média espacial que resultou no limiar mínimo de 2 mm/dia.

Nas Tabelas 4.1 e 4.2, nota-se alguns valores destacados em vermelho e azul, estas cores simbolizam períodos de mínima (azul) e máxima (vermelho) duração da estação chuvosa, bem como a pântada em que a estação chuvosa iniciou (terminou) mais cedo (azul) e mais tarde (vermelho). Esta simbologia objetiva auxiliar no confronto entre os resultados gerados neste estudo e no

trabalho de Gan et al. (2004), pois ao analisar a coluna denominada: duração, percebe-se muita proximidade entre a duração mínima e máxima das estações chuvosas analisadas nos dois trabalhos. Ou seja, em consonância aos resultados de Gan et al. (2004), que encontrou duração mínima de 30 pântadas e máxima de 44 pântadas, nesta dissertação obteve-se duração mínima de 28 pântadas (2003-2004) e máxima de 45 pântadas (1992-1993), portanto uma oscilação aceitável e coerente com o método indicado inicialmente.

Com relação à proposição de início e final da estação chuvosa adiantados, as tabelas 4.1 e 4.2 mostram resultados muito próximos, que se diferenciam em 1 ou 2 pântadas, tornando praticamente irrelevante a diferença entre os mesmos. Isso pode ser comprovado quando observa-se que os resultados gerados nesta dissertação indicam que o adiantamento (estação chuvosa iniciou/terminou mais cedo) do princípio da estação chuvosa ocorre na pântada 50 (azul) e do final da estação chuvosa, na pântada 18 (azul), o que concorda com os resultados de Gan et al. (2004) de que a antecipação da estação chuvosa ocorre na pântada 52 (azul) e do final da estação chuvosa na pântada 19 (azul). Quando analisa-se o retardo (estação chuvosa iniciou/terminou mais tarde) do início e final da estação chuvosa, nota-se que existe uma amplitude de 4 ou 5 pântadas entre os resultados encontrados neste estudo e no artigo de Gan et al. (2004). Assim, a estação chuvosa em 2003 iniciou mais tarde na pântada 68 (vermelho) e em 2006 o final ocorreu mais tarde na pântada 30 (vermelho), enquanto Gan et al. (2004) indicava que a estação chuvosa seria retardada em 4 pântadas no início da estação chuvosa, e em 5 pântadas no final do período chuvoso.

Analisando a média pentadal, em destaque ao final de ambas as tabelas citadas anteriormente, percebe-se que a diferença entre os valores médios

para o início e final da estação chuvosa gira em torno de meia pântada e uma pântada, respectivamente. Isso significa, que em média ambos os estudos prevêem o início da estação chuvosa aproximadamente na pântada 55, que equivale ao dia 30 de setembro; enquanto o final da estação chuvosa é adiantada em uma pântada (neste estudo), tendo como referencial o artigo de Gan et al. (2004), ou seja a previsão de final da estação chuvosa ocorre na pântada 20,5 \approx 21, equivalente ao dia 13 de abril.

Apesar de, em termos médios, os resultados gerados nesta dissertação serem próximos aos gerados por Gan et al. (2004), percebeu-se a partir de uma análise anual, que a reanálise Era-Interim adianta o início da estação chuvosa em todos os anos, em pelo menos uma pântada (durante o período coincidente entre os estudos). Dessa forma, vale destacar que os anos extremos de adiantamento da estação chuvosa, ocorrem em: 1991-1992 no qual o início do período chuvoso foi adiantado em 10 pântadas, 1992-1993 que a estação chuvosa foi adiantada em 4 pântadas, 1993 -1994 e 1994 -1995 foram anos que percebeu-se adiantamento de 5 pântadas e 1989-1990, 1990-1991, 1995-1996, cujo início da estação chuvosa foi adiantada em uma pântada, tendo como referencial o estudo de Gan et al. (2004). Por outro lado, ao avaliar o final da estação chuvosa, nota-se uma maior homogeneidade entre os resultados gerados nesta dissertação e o artigo de Gan et al. (2004), pois observou-se que em 2 anos houve coincidência entre as pântadas que marcaram o final da estação chuvosa: 1992-1993 e 1996-1997. Com relação ao extremo adiantamento do final da estação chuvosa, a reanálise Era-Interim adianta em 3 pântadas o final do período chuvoso no ano de 1991-1992.

Tabela 4.1 – Representação do início e final da estação chuvosa, mediante a pântada central, usando o limiar mínimo de 2 mm/dia de precipitação média e a reanálise Era-Interim.

Anos	Início	Final	Duração	Pântadas	
				Início	Final
1989-1990	5 out.	18 Abr.	40	56	22
1990-1991	25 set.	18 Abr.	42	54	22
1991-1992	15 set.	13 Abr.	43	52	21
1992-1993	5 set.	13 Abr.	45	50	21
1993-1994	25 set.	18 abr.	43	53	22
1994-1995	25 set.	18 abr.	42	54	22
1995-1996	5 out.	18 abr.	40	56	22
1996-1997	30 set.	28 abr.	43	55	24
1997-1998	15 out.	8 abr.	36	58	20
1998-1999	5 out.	13 abr.	39	56	21
1999-2000	15 out.	3 abr.	35	58	19
2000-2001	20 out.	3 abr.	34	59	19
2001-2002	5 out.	29 mar.	36	56	18
2002-2003	19 nov.	8 abr.	29	65	20
2003-2004	4 dez.	18 abr.	28	68	22
2004-2005	20 out.	3 abr.	34	59	19
2005-2006	25 out.	18 abr.	36	60	22
2006-2007	30 out.	28 maio	43	61	30
2007-2008	10 out.	28 abr.	41	57	24
2008-2009	25 set.	23 abr.	43	54	23
2009-2010	5 out.	3 abr.	37	56	19
			Total Pântadas	1197	452
			Média Pentadal	≈ 54,5	≈ 20,5

Tabela 4.2 – Representação do início e final da estação chuvosa, através do limiar mínimo de 4 mm/dia de precipitação média, duração da estação chuvosa, utilizando a Reanálise I (NCEP).

Anos	Início	Final	Duração	Pêntadas	
				Início	Final
1979-1980	4 nov.	18 abr.	34	62	22
1980-1981	30 out.	8 abr.	33	61	20
1981-1982	5 out.	23 abr.	41	56	23
1982-1983	15 set.	18 abr.	44	52	22
1983-1984	10 out.	13 abri.	38	57	21
1984-1985	15 out.	3 maio.	41	58	25
1985-1986	5 out.	3 abr.	37	56	19
1986-1987	14 nov.	8 abr.	30	64	20
1987-1988	25 out.	28 abr.	38	60	24
1988-1989	25 out.	23 abr.	37	60	23
1989-1990	10 out.	23 abr.	40	57	23
1990-1991	30 set.	8 abr.	39	55	20
1991-1992	4 nov.	28 abr.	38	62	24
1992-1993	25 set.	13 abr.	41	54	21
1993-1994	15 out.	23 abr.	39	58	23
1994-1995	20 out.	23 abr.	38	59	23
1995-1996	10 out.	23 abr.	40	57	23
1996-1997	10 out.	28 abr.	41	57	24
Total Pêntadas				1045	400
Média Pentadal				≈ 55	≈ 21,05

Fonte: Adaptada de Gan et al. (2004).

Através da fixação do início e final da estação chuvosa mediante a utilização da reanálise Era-Interim, tornou-se explícito que embora em alguns anos tenha se

percebido um adiantamento de até 10 pântadas para o início da estação chuvosa e 3 pântadas para o final do período chuvoso, em termos médios, os resultados gerados com a reanálise européia são coerentes com os resultados sugeridos por Gan et al.(2004). Uma vez que a precipitação trata-se de uma variável calculada, ou seja, não inclusa no processo de assimilação de dados.(ECMWF, 2012). Acredita-se que tal conjunto de dados tenha uma boa representatividade das demais variáveis utilizadas neste estudo, visto que a reanálise Era-Interim apresenta um comportamento satisfatório na representação do padrão de precipitação durante estações chuvosas, pois concorda com resultados expostos em estudos anteriores.

4.3.1 Climatologia pentadal da Precipitação, FCL, FCS, Temperatura e Ômega

De acordo com a metodologia descrita no item 3.2.2.1., a climatologia pentadal foi aplicada para o período de 1989 a 2010, utilizando a média espacial para a região central e média temporal de 5 dias consecutivos. Logo, pode-se observar na Figura 4.34, a climatologia pentadal para as variáveis precipitação, FCL, FCS, temperatura em 925 hPa e ômega em 500 hPa.

É importante lembrar, conforme mencionado na metodologia, que segundo informações repassadas pelos responsáveis técnicos do centro europeu, quanto mais afastados do zero (positivo) estiverem os valores dos FCS e FCL simboliza que a transferência de energia está ocorrendo do solo em direção a atmosfera. Assim, ao analisar a Figura 4.34, pode-se verificar que entre os meses de julho a outubro, há um aumento da temperatura do ar em baixos níveis (925 hPa), indicando que houve um aquecimento do ar próximo a superfície. Este aquecimento observado próximo à superfície pode ser devido à

condução de calor sensível da superfície à atmosfera, que posteriormente desestabiliza a mesma, incentivando o surgimento de movimentos verticais mais intensos em 500 hPa (Figura 4.34). Estes processos estão relacionados diretamente com a impulsão da atividade convectiva e conseqüentemente com o aumento do volume de precipitação, que estão atrelados ao início do período chuvoso (maiores valores climatológicos de precipitação). Ao mesmo tempo, quando a região próxima à superfície encontra-se com pouquíssima umidade específica (Figura 4.35) (período seco), verifica-se que o FCL para atmosfera é fraco.

À medida que observa-se o aumento gradual da precipitação, nota-se um aumento do FCL e da umidade específica (Figura 4.35), isso significa que o solo começa a umedecer devido a precipitação e assim aumenta a transmissão do FCL do solo em direção à atmosfera. Além disso, ainda durante o período chuvoso, verificam-se os maiores valores de precipitação, umidade específica e movimento vertical ascendente. Atrelado a isso, percebe-se o resfriamento do ar nas proximidades da superfície, uma estabilização e redução do FCS.

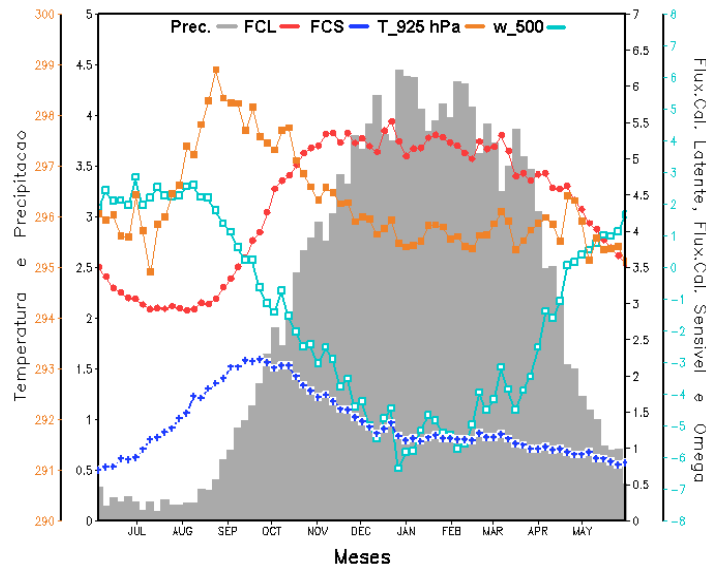


Figura 4.34 - Variação mensal pentadal da média integrada sobre o Brasil Central para as variáveis: precipitação (barras em cinza – mm/m²), fluxo de calor latente (linha vermelha – $W*s*m^{-2}*10^{-9}$), fluxo de calor sensível (linha azul - $W*s*m^{-2}*10^{-9}$), temperatura do ar em 925 hPa (linha laranja - K) e ômega em 500 hPa (linha ciano), para o período de 1989 a 2010.

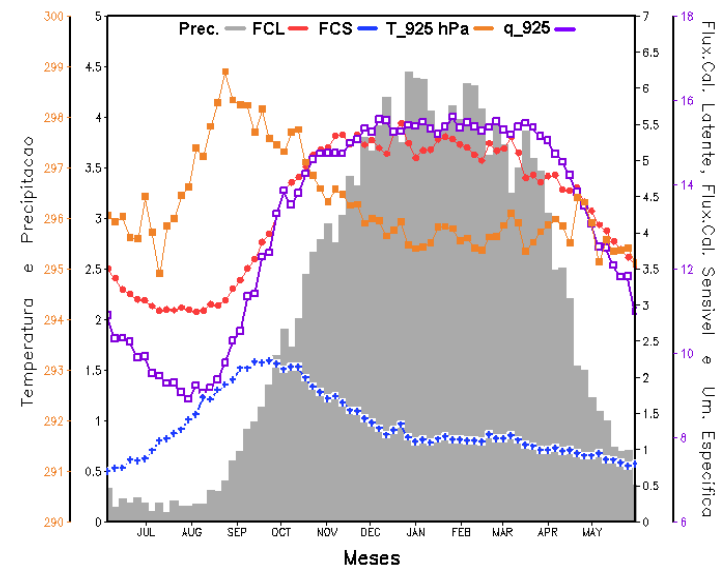


Figura 4.35 - Idem à Figura 4.34, com substituição da variável ômega em 500 hPa (linha ciano) pela umidade específica em 925 hPa (linha roxa – g/Kg).

4.3.2 Avaliação dos compostos pentadais para o início e final da estação chuvosa.

4.3.2.1 Compostos pentadais para o início da estação chuvosa.

Tendo em vista, a fixação do período chuvoso durante os 22 anos de dados, foram construídos compostos que referenciam o início e final da estação chuvosa. A aplicação deste método permitiu avaliar o comportamento do regime de precipitação e correlacioná-lo com outras variáveis, como por exemplo: umidade específica (925 hPa), fluxos de calor na superfície (latente/sensível), temperatura (925 hPa) e velocidade vertical (ω em 500 hPa), com uma precisão de 12 pântadas antes e depois da pântada central.

Através das Figuras 4.36 a, b c e d, que representam o período que antecede o início da estação chuvosa no Brasil Central, é possível acompanhar a incursão da precipitação observada sobre a região amazônica, cruzando o Brasil Central e atingindo o sudeste do país. Além disso, sobre a região mencionada anteriormente, nota-se à inversão de movimento vertical descendente (ω positivo) em ascendente (ω negativo) indicando presença de intensa atividade convectiva. Estes resultados concordam com os estudos de Kousky (1988), Marengo et al. (2001) e Gan et al. (2004), que verificaram que os menores valores de radiação de onda longa relacionam-se ao aumento de nuvens convectivas e precipitação que impulsiona o início da estação chuvosa. Assim, a partir da pântada ZERO (início da estação chuvosa), percebe-se a intensificação dos movimentos verticais ω (-8 hPa) e da precipitação que atingiu limiares de 10 mm, ambos em associação à faixa que se estende do noroeste da Amazônia até o Sudeste do Brasil, concordando com o estudo de Raia e Cavalcanti (2008). Além disso, acredita-se que este padrão esteja

relacionado à configuração de ZCAS intensamente associada à estacionariedade de sistemas frontais sobre a região que auxiliam na desestabilização atmosférica e organização da convecção (CUNNINGHAM e CAVALCANTI, 2006; STRETEN, 1973).

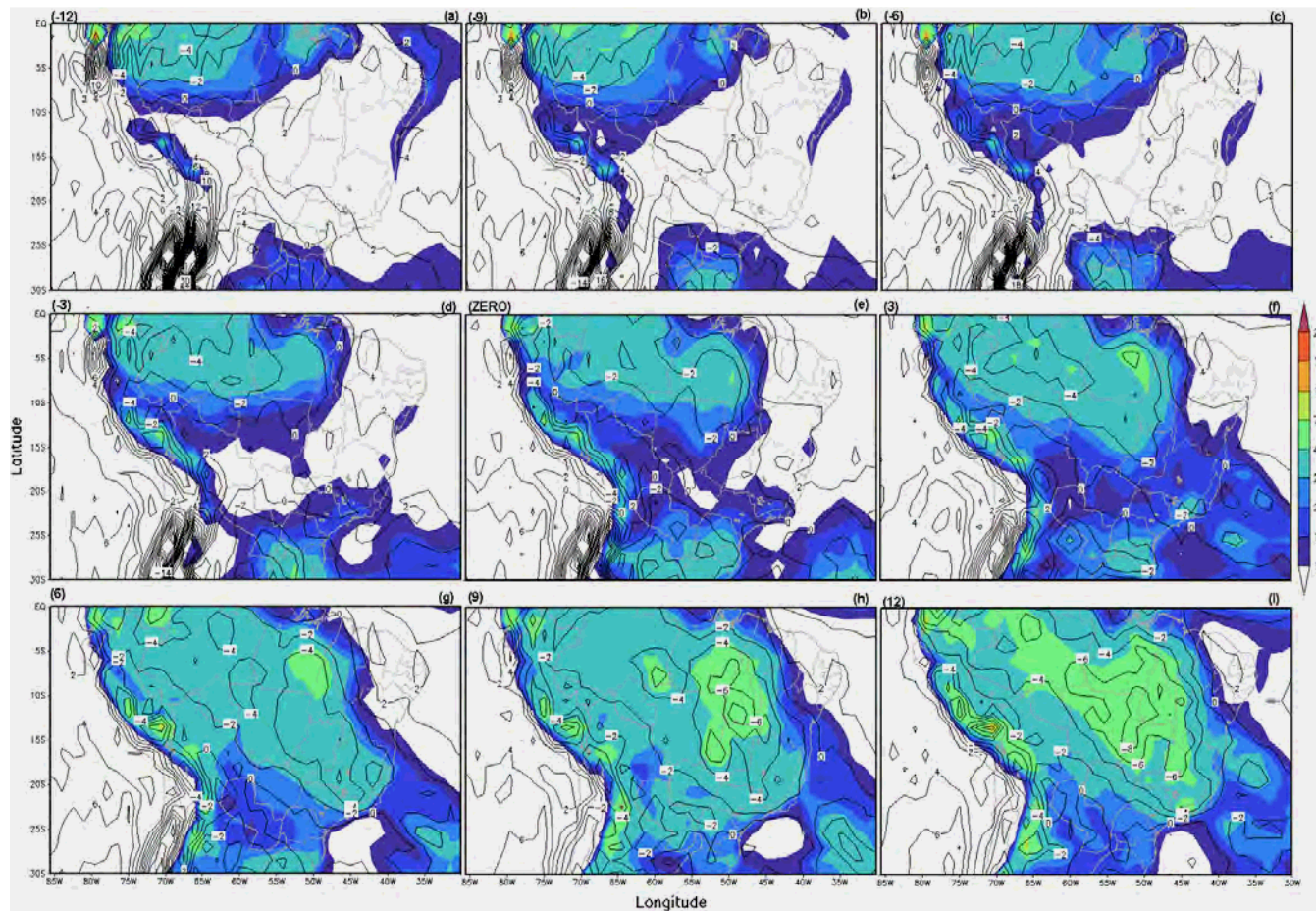


Figura 4.36 - Representação dos compostos de precipitação (mm) (preenchido) e ômega em 500 hPa (isolinhas), durante o início da estação chuvosa, através das figuras que representam as pêntadas: -12 (a), -9 (b), -6 (c), -3 (d), ZERO (e), 3 (f), 6 (g), 9 (h), 12 (i).

Conforme a Figura 4.37, que representa a relação entre o aquecimento do ar nas proximidades da superfície com o regime a precipitação ocorrida sobre a América do Sul, 12 pântadas antes e depois do início da estação chuvosa, observa-se que os maiores valores de temperatura ocorrem na região central do Brasil, atingindo valores próximos a 300 K, durante as pântadas que antecedem a pântada zero. Ou seja, este resultado sugere que durante as pântadas que antecedem o início da estação chuvosa, há um aquecimento da atmosfera em baixos níveis, assim como proposto por Garcia (2010). Logo, este padrão associado à presença de umidade na atmosfera, impulsiona o disparo dos processos convectivos e conseqüentemente o aumento dos registros de precipitação. À medida que a precipitação vai se propagando para o interior do continente, nota-se um “resfriamento” do ar na região central do Brasil, caracterizado por uma queda de 4 K no intervalo entre a 12ª pântada que antecede e procede o início da estação chuvosa, deve-se este padrão à intensificação da precipitação.

Concordando com o exposto na Figura 4.34, que apresenta a evolução temporal dos fluxos de calor em superfície, nota-se na Figura 4.38 maiores valores de FCS durante todo o período que antecede a pântada central nas áreas com precipitação inferior a 1 mm. Porém, à medida que a precipitação vai aumentando, percebe-se uma redução dos valores de FCS associados à banda precipitante. Isso concorda com os resultados de climatologia apresentados na Figura 4.34, na qual mostra que à medida que a precipitação aumenta, a transferência de calor sensível da superfície para a atmosfera é reduzida e a temperatura em 925 hPa (Figura 4.37 e, f, g) torna-se praticamente constante na região do Brasil Central.

Acoplado ao conjunto de informações expostas até o momento, através da Figura 4.39 que apresenta a relação da umidade específica em 925 hPa com a precipitação que avança sobre o Brasil Central, nota-se um expressivo aumento dos valores de umidade específica em toda a região precipitante, sendo coerente com os resultados de Gan et al.(2004). Este resultado também concorda com campos de umidade específica climatológica mostrados na Figura 4.34, e com a teoria de que à medida que registra-se aumento de precipitação em determinada região, há um impulso no aumento da umidade em baixos níveis da atmosfera, em função da evaporação da

água no solo. Isso pode ser provado através da Figura 4.40, na qual representa a contraposição do FCL e a precipitação durante 12 pântadas antes e depois do início do período chuvoso sobre a região centro-oeste do país. É possível notar nessa figura, durante maior parte do período que antecede a pântada zero, pequenos valores de FCL nas regiões onde não verifica-se precipitação superior a 1 mm. Por outro lado, a partir da pântada zero, quando maiores registros de precipitação são verificados sobre a região central do Brasil, observa-se o aumento dos valores de FCL. Isso equivale a dizer que à medida que a precipitação e umidade específica em baixos níveis da atmosfera (Figura 4.39) aumentam, promove um aumento do volume de água infiltrada no solo, e conseqüente saturação da mesma, ocasionando maiores valores de FCL devido o aumento de evaporação (LI e FU, 2004), durante o período chuvoso.

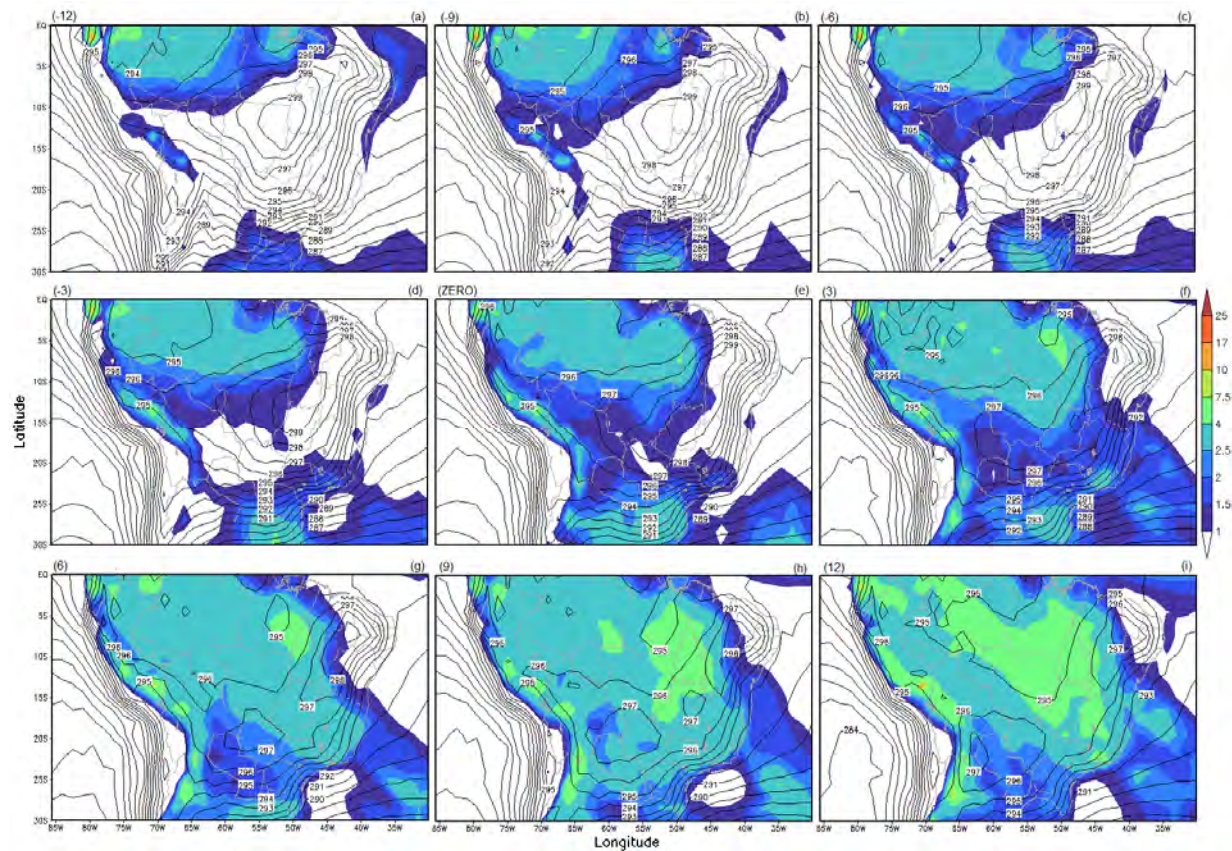


Figura 4.37 - Idem à Figura 4.36, para a temperatura em 925 hPa (K) (isolinhas).

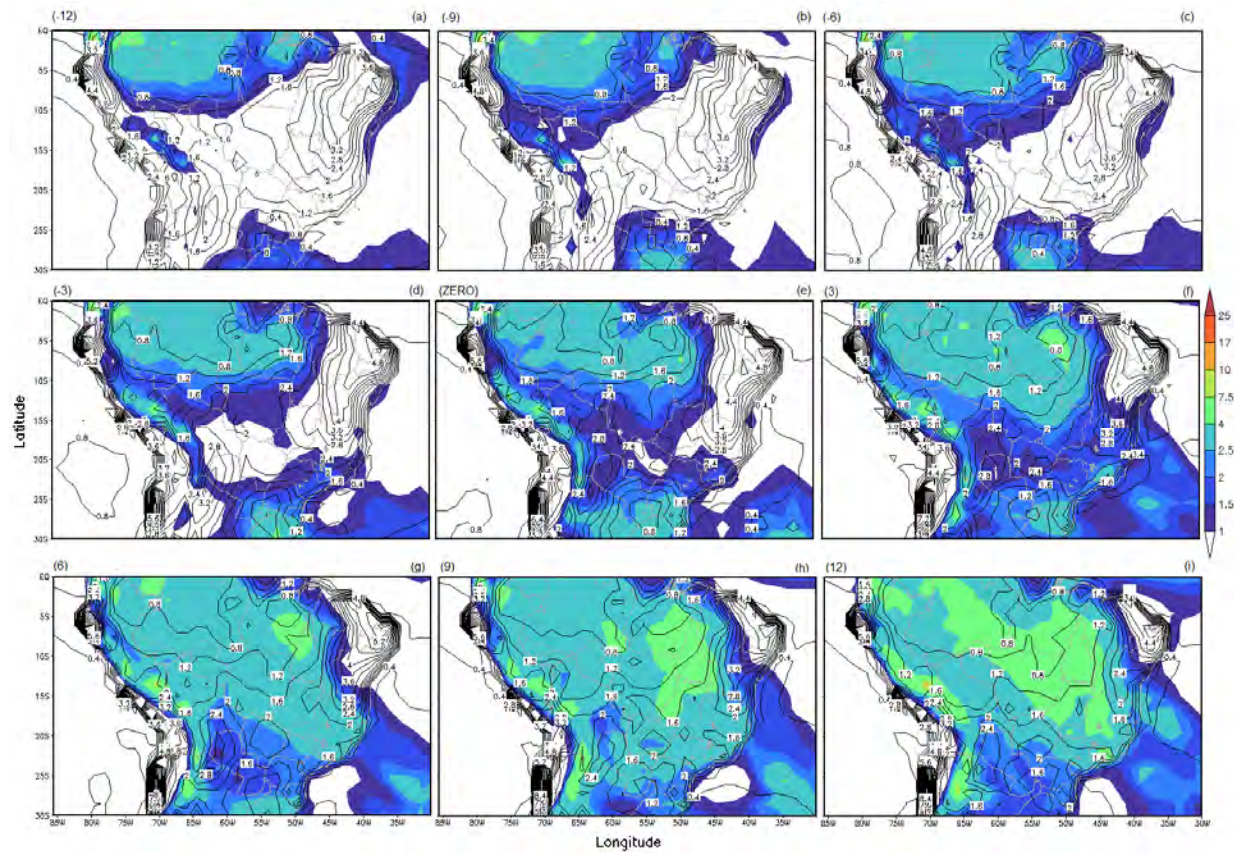


Figura 4.38 - Idem à Figura 4.36, para o fluxo de calor sensível em superfície ($W*s*m^{-2}*10^{-9}$) (isolinhas).

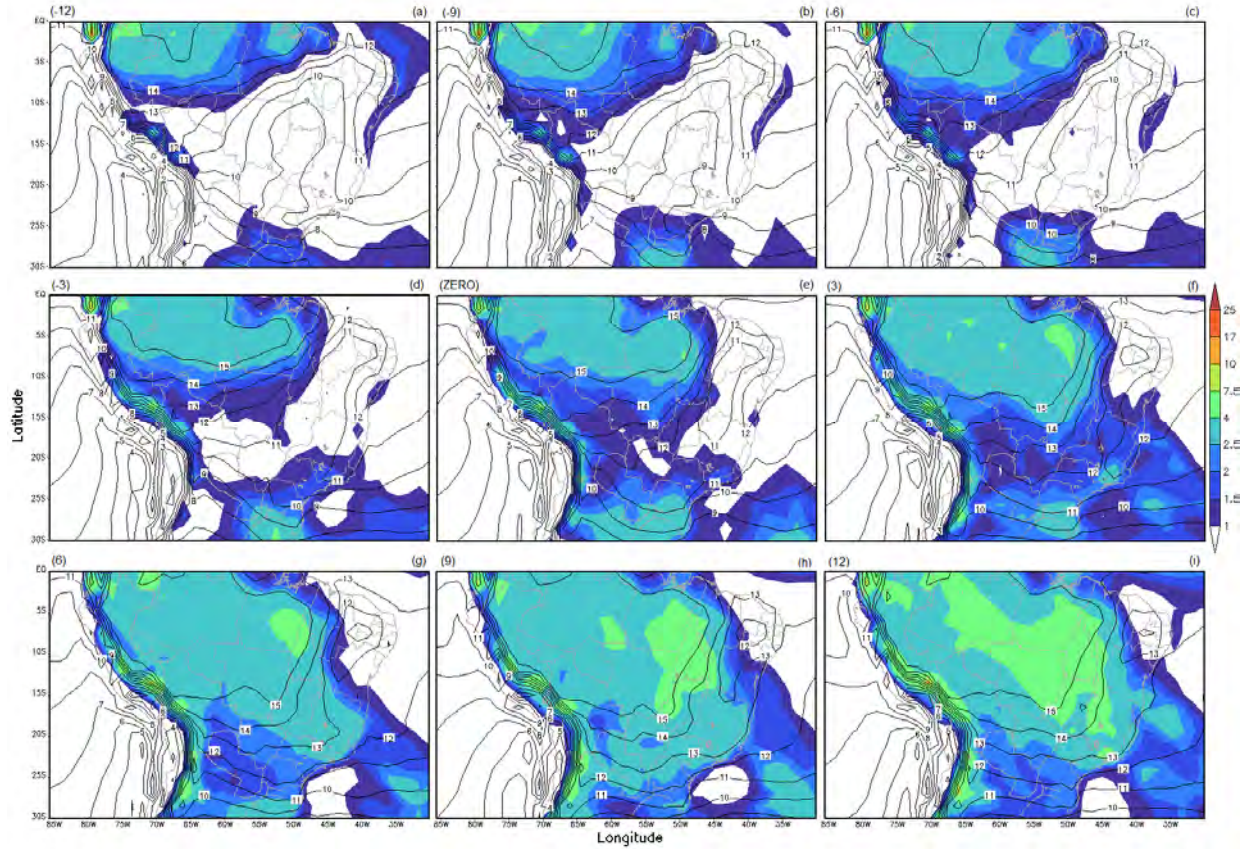


Figura 4.39 - Idem à Figura 4.36, para a umidade específica em 925 hPa (g/Kg) (isolinhas).

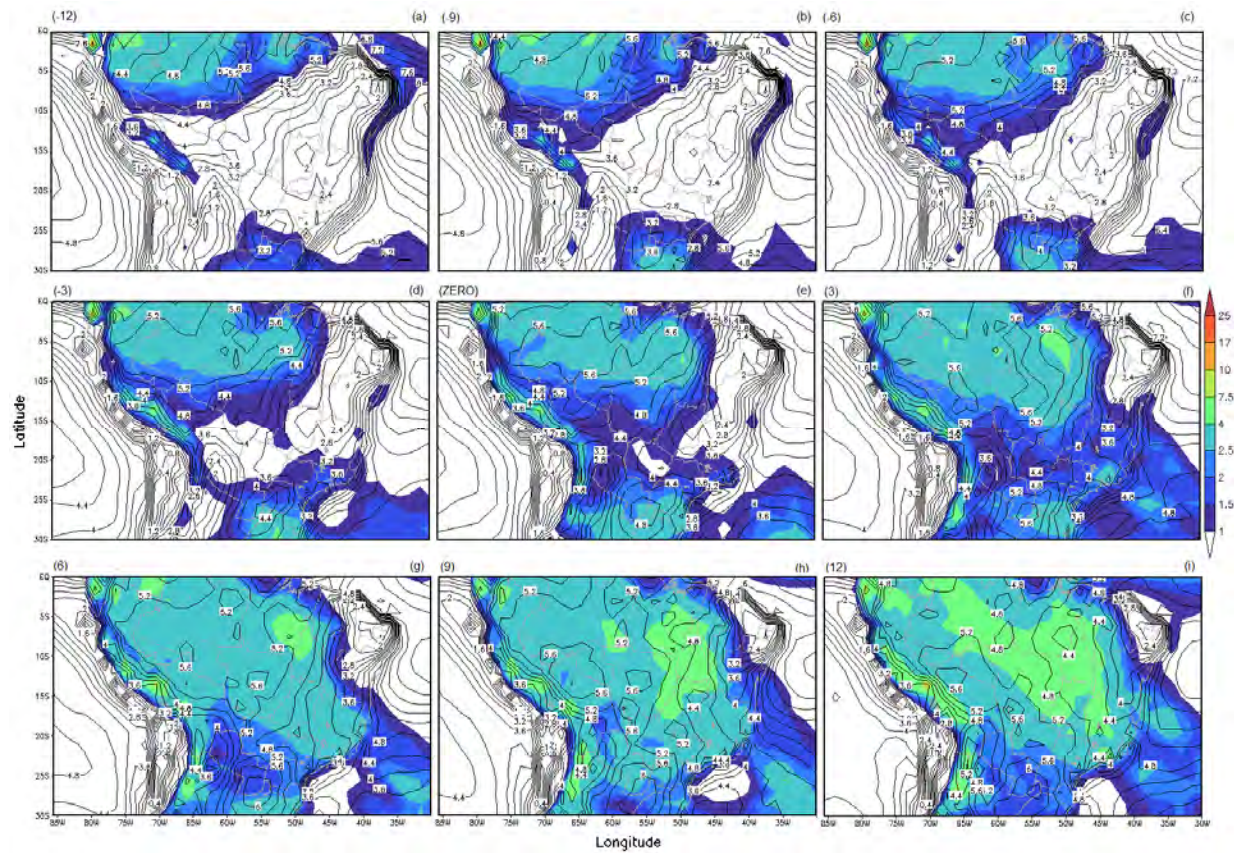


Figura 4.40 - Idem à Figura 4.36, para o fluxo de calor latente em superfície ($W*s*m^{-2}*10^{-9}$) (isolinhas).

4.3.2.1.1 Estudo de compostos que relacionam o início da estação chuvosa, fluxos de calor em superfície e a formação da Alta da Bolívia.

A investigação do comportamento e distribuição de FCL e FCS sobre a metade norte da América do Sul e sua inter-relação com a formação do sistema de alta pressão característico de verão, conhecido como Alta da Bolívia (VIRJI, 1981; ZOU e LAU, 1998), pode ser acompanhada através das Figuras 4.41 e 4.43. Tais figuras apresentam o composto da circulação dos ventos em 200 hPa, e a sobreposição dos FCL (Figura 4.41) e FCS (Figura 4.43) em superfície. Assim, analisando ambas as figuras citadas anteriormente e focando as 12 pântadas que antecedem o início da estação chuvosa no Brasil Central (a, b, c e d), foi possível notar a intensificação de uma crista sobre a região noroeste da América do Sul e consequente configuração e permanência da circulação anticiclônica sobre a região amazônica a partir da pântada zero, de acordo com Raia e Cavalcanti (2008). Associado a esta crista e configuração da circulação anticiclônica em 200 hPa, percebe-se:

- a) a presença de elevados valores de FCL, que induzem à transmissão de energia e umidade dos baixos níveis atmosféricos para altitude (Figura 4.41);
- b) baixos valores de FCS, indicando pouco aquecimento do ar atmosférico por contato com a superfície. Em termos físicos nota-se uma intensa banda de precipitação (Figura 4.40) associada ao núcleo de circulação anticiclônica em altos níveis (Figura 4.43), assim, em função da transformação do vapor d'água em água líquida (chuva), os valores de FCS são reduzidos.

Após a pântada ZERO, percebe-se o deslocamento para sul e intensificação da circulação anticiclônica que adentrou o continente sulamericano pela região

amazônica (GARCIA, 2010; LENTERS e COOK, 1997; LI e FU, 2004), circundada por elevados valores de FCL (Figura 4.41) e baixos valores de FCS (Figura 4.43). Este deslocamento do anticiclone em altos níveis da atmosfera para as proximidades da posição climatológica ($15^{\circ}\text{S} - 67,5^{\circ}\text{W}$) mencionada por Jones e Horel (1990), bem como dos FCL e FCS em superfície, relaciona-se diretamente ao disparo convectivo que ocorre na região central do Brasil e à propagação da precipitação que ocorre do sentido Amazônia para o centro e sudeste do continente (Figura 4.40). Com relação à circulação em baixos níveis da atmosfera durante o mesmo período avaliado anteriormente, a Figura 4.42 apresenta com clareza o escoamento atmosférico sobre o continente sulamericano relacionado à:

- a) presença da circulação de Alta Subtropical do Atlântico Sul;
- b) influência dos ventos alísios na região tropical;
- c) convergência do escoamento na região climatológica do jato de baixos níveis ($50^{\circ} - 60^{\circ}\text{W}$ e $18^{\circ} - 30^{\circ}\text{S}$);
- d) circulação ciclônica, a oeste do jato de baixos níveis, que espelha-se à circulação de alta pressão em 200 hPa.

Em termos dinâmicos, pode-se dizer que as características meteorológicas discutidas anteriormente, estão acopladas com o comportamento atmosférico nos altos níveis. Assim, observa-se divergência em altos níveis da atmosfera (evolução de crista à circulação de alta), e espera-se que haja nos baixos níveis (850 hPa) convergência de massa, como sugerido por Molion (1987). Logo, este escoamento que converge nas proximidades da Amazônia na baixa atmosfera, deve ascender transportando umidade e calor para níveis mais altos auxiliando nos processos convectivos observados principalmente sobre regiões

com elevados valores de FCL e baixos valores de FCS. Fazendo uma análise mais profunda da Figura 4.42 percebe-se uma relação entre os FCL em superfície e o escoamento atmosférico em 850 hPa. Isso porque durante as 12 pântadas que antecedem o início da estação chuvosa sobre o Brasil central, observa-se que tanto o escoamento de leste, relacionado aos ventos alísios presentes na região tropical, quanto o espalhamento do fluxo de calor encontram-se praticamente zonais.

A partir do início da estação chuvosa, percebe-se que o escoamento em baixos níveis adquire uma curvatura para sul, que se intensifica a partir da sexta pântada posterior a pântada zero e associa-se a circulação ciclônica (cavado em 65°-55°W e 15°-25°S), além de incentivar a propagação do FCL para a região centro-sul do continente. Por outro lado, de acordo com a Figura 4.44, os maiores valores de FCS são observados sobre as regiões em que não verifica-se precipitação presente (Figura 4.40), indicando que a transferência de energia está ocorrendo da superfície para a atmosfera. A redução da transmissão de energia ocorre à medida que registram-se os maiores valores de precipitação, pois o aumento da nebulosidade acarreta a diminuição da radiação solar incidente concordando com simulações numéricas baseadas na alteração cobertura vegetal sobre a Amazônia, realizada por Correia (2005) .

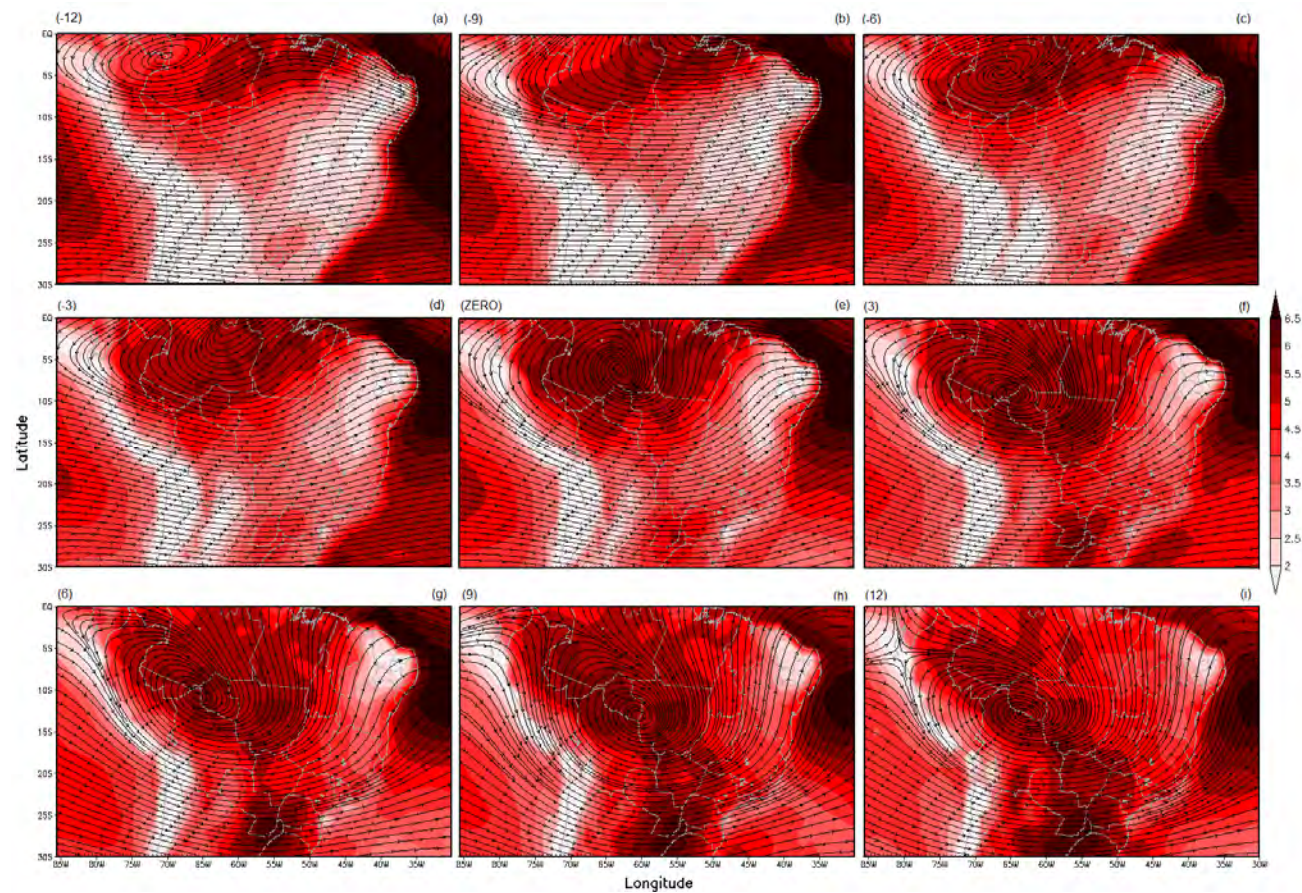


Figura 4.41 - Representação dos compostos de linhas de corrente em 200 hPa e fluxo de calor latente em superfície ($W*s*m^{-2}*10^{-9}$) durante o início da estação chuvosa, através das figuras que representam as pântadas: -12 (a), -9 (b), -6 (c), -3 (d), ZERO (e), 3 (f), 6 (g), 9 (h), 12 (i).

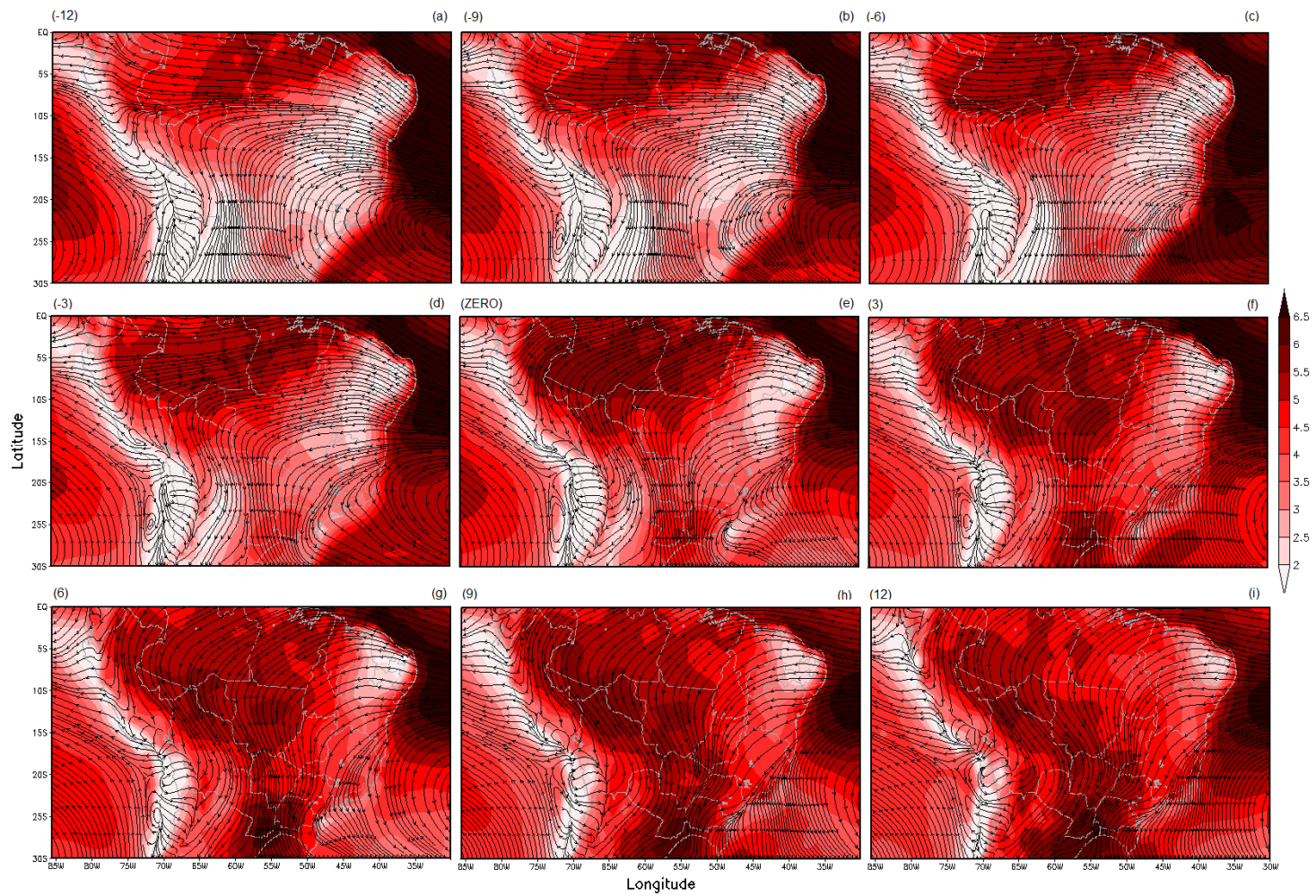


Figura 4.42- Idem à Figura 4.41, para o nível de 850 hPa (isolinhas).

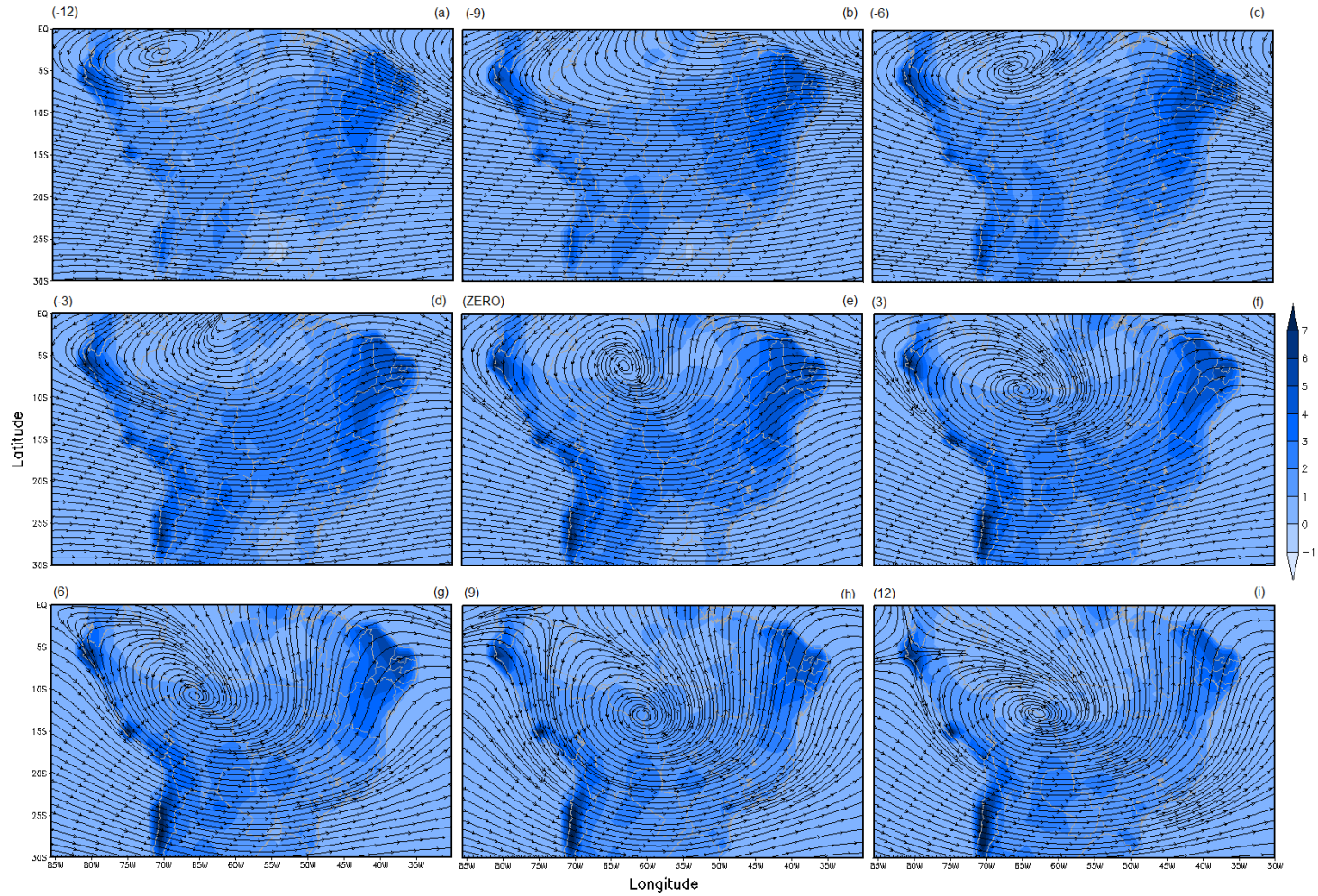


Figura 4.43 - Idem à Figura 4.41, para o nível de 200 hPa (isolinhas) e fluxo de calor sensível em superfície ($W*s*m^{-2}*10^{-9}$).

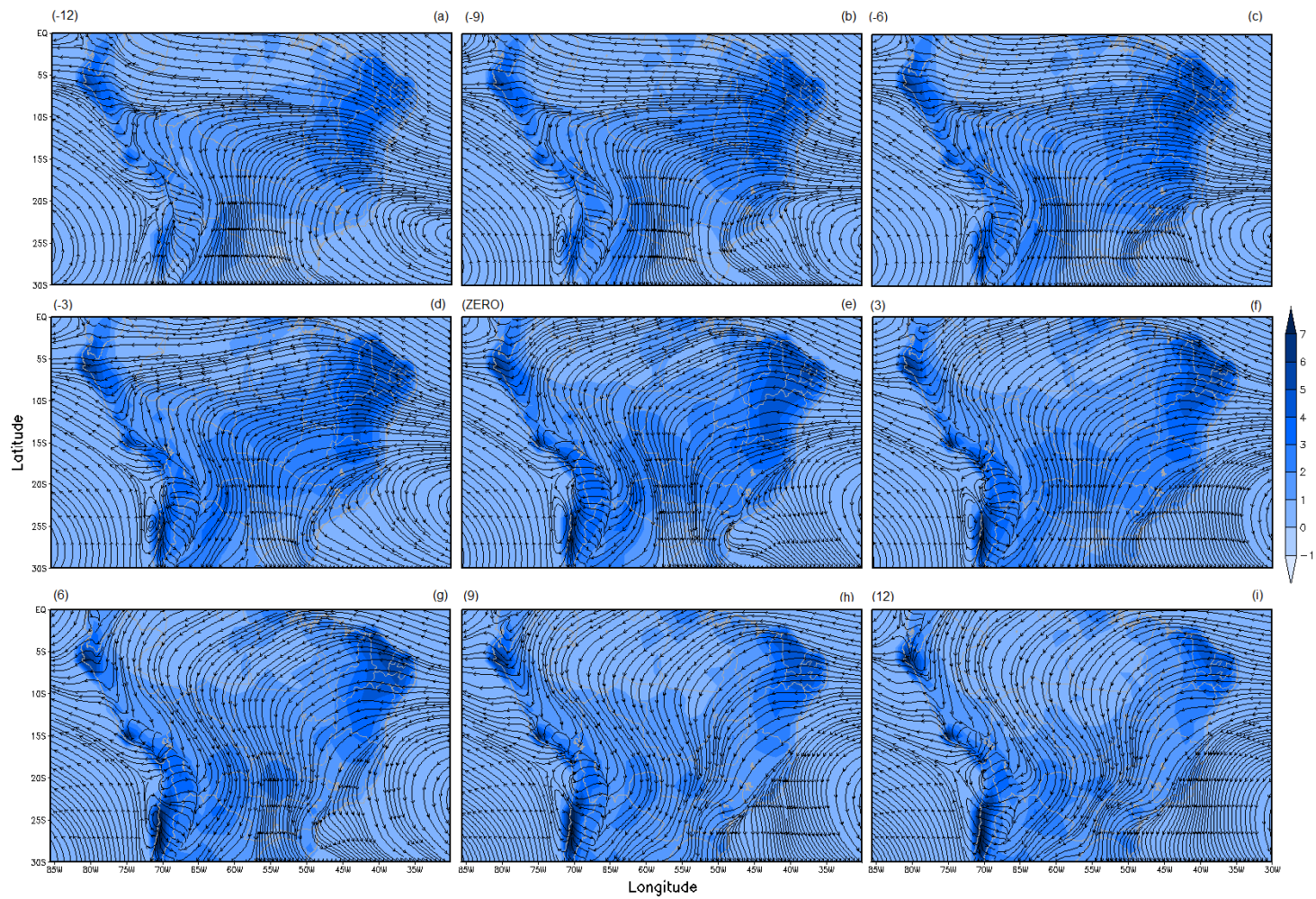


Figura 4.44 - Idem à Figura 4.43, para o nível de 850 hPa (isolinhas).

Além dos resultados apresentados acima, nos quais mostram a relação da formação da circulação de alta pressão em altitude com os fluxos de calor em superfície, abaixo são mostradas figuras que relacionam a brisa de monção, com anomalias zonais de temperatura, umidade específica e divergência, com fluxos de calor em superfície sobre a latitude de 15°S e a longitude de 20°W-80°W.

Alguns estudos, tais como: Nogués-Paegle e Mo (1997), Gadgil (2003) e Chen (2003), traçaram um paralelismo entre a circulação de monção e a circulação de brisa verificada entre continente e oceano, na qual caracteriza-se pelo aquecimento diurno diferencial entre os materiais (terra e água) (CAVALCANTI, 1982). A ideia de que a circulação de monção apresenta um comportamento similar à circulação de brisa continental em escala sazonal, é porque durante o verão, a temperatura dos oceanos adjacentes encontra-se inferior à temperatura observada no interior do continente (Sulamericano). A Figura 4.45, apresenta o corte vertical dos compostos da componente zonal (u) do vento e ω (setas), sobreposto pela anomalia zonal de temperatura (preenchido) para os níveis: 925, 850, 700, 500, 300 e 200 hPa, e FCL e FCS sobre a região situada em 15°S e 80°-20°W durante 12 pântadas antes e depois do início da estação chuvosa. A partir desta figura, é possível avaliar o comportamento intrasazonal da anomalia zonal de temperatura sobre a região continental e oceânica, e correlacioná-la com a intensificação dos movimentos verticais ascendentes e descendentes, respectivamente.

Em termos de pântadas, nota-se que durante as 12 pântadas que antecedem o início da estação chuvosa (Figura 4.45 a, b, c, d) sobre o Brasil Central há um intenso aquecimento atmosférico sobre a região continental nas proximidades da superfície, concordando com Garcia (2010). Associado a este gradiente

vertical de anomalia de temperatura dentre níveis médios e baixos da atmosfera, dotado de um núcleo de anomalia térmica positiva bem definido entre a longitude de 50°-60°W, percebe-se a conjugação de movimento vertical ascendente (45°-55°W) e pequeno núcleo de confluência de ar em superfície (Figura 4.47) (região central do Brasil). À leste deste núcleo de anomalia positiva de temperatura, nota-se um gradiente horizontal de temperatura entre continente e oceano, no qual associa-se a transferência de FCS da superfície em direção à atmosfera, visando assim, atingir o equilíbrio de energia. Enquanto isso, sobre o Oceano Atlântico Sul, percebe-se um intenso núcleo de anomalia térmica negativa presente entre médios e baixos níveis da atmosfera, associados aos movimentos verticais descendentes, baixos valores de FCS e divergência do ar em superfície (Figura 4.47).

Dessa forma, ainda analisando o mesmo período, fica evidente a presença de contraste térmico entre o ar atmosférico que circunda o continente e oceano, fruto da diferença de capacidade térmica existente entre água (oceano) e solo (areia) (Figura 4.45 a, b, c, d). Além disso, à medida que aproxima-se da pântada zero, percebe-se a propagação da anomalia zonal de temperatura positiva para os níveis mais elevados da atmosfera e persistência da transferência dos FCS do solo para atmosfera (Figura 4.45), assim como a intensificação dos movimentos verticais sobre a região continental nos arredores do Brasil Central e Cordilheira dos Andes, ambos atrelados ao aumento da convergência do ar em superfície (Figura 4.47). Estes processos descritos anteriormente ao acoplarem-se ao aumento de umidade proveniente da região amazônica fruto da reversão superficial dos ventos de leste para oeste que ocorre durante a transição de estação inverno-verão mencionado por alguns autores (GAN et al., 2004; RAIÁ e CAVALCANTI, 2008), alavancam o início do disparo convectivo que ocorre sobre a região central do Brasil durante

as pântadas que antecedem a ocorrência dos maiores valores de precipitação registrados na região.

A partir da terceira pântada que precede o início da estação chuvosa (Figura 4.45 f), verifica-se uma redução no gradiente de anomalia de temperatura entre continente e oceano, bem como do gradiente vertical de temperatura comparado com as pântadas que antecederiam o início da estação chuvosa e da transmissão de FCS para a atmosfera. Sugere-se que esta desintensificação do gradiente vertical de anomalia positiva de temperatura sobre a região continental, deve-se ao início da precipitação, pois à medida que as nuvens começam a precipitar, a atmosfera se “aquece” nos níveis médios em decorrência da liberação de calor latente. Além disso, percebe-se a intensificação dos movimentos verticais ascendentes, principalmente sobre a região continental e um maior espalhamento da anomalia de temperatura positiva em altos níveis atmosféricos (valores tênues comparados ao período anterior).

Ademais, nota-se a redução dos FCS da superfície à atmosfera (Figura 4.45 f, g, h, i), bem como a intensificação da convergência de massa em baixos e médios níveis e conseqüente aumento da divergência em altos níveis (Figura 4.47 f, g, h, i). Este processo de ascensão da parcela de ar quente e úmida sobre o continente até altos níveis da atmosfera faz com que a mesma resfrie-se ao ascender devido à redução da pressão. Após se resfriar, a parcela de ar torna-se relativamente mais densa que o ar nas adjacências, isso acarreta sua descendência até a superfície nas proximidades do oceano, por empuxo e forçante dinâmica (divergência em altitude), constituindo desta forma, uma célula de circulação de brisa-continental durante a estação chuvosa. Vale ainda destacar que o processo explicado acima vai ao encontro dos resultados

apresentados por Molion (1987), no qual traçava um paralelo entre o regime de precipitação e a posição do anticiclone de altos níveis atmosféricos (Alta da Bolívia), que domina a circulação da América do Sul durante o verão.

Através da Figura 4.46, é possível observar a circulação relacionada à brisa de monção, e a sobreposição da anomalia zonal de umidade específica sobre a mesma região e período mencionado para a Figura 4.45. Dessa forma, confrontando os resultados apresentados na Figura 4.45 com os resultados dispostos na Figura 4.46, nota-se que durante as pântadas que antecedem o início da estação chuvosa, há um núcleo seco (Figura 4.46 a, b, c, d) e quente (Figura 4.45 a, b, c, d), representado por valores de anomalia negativa de umidade específica, anomalia positiva de temperatura e menores valores de FCL que denotam que a transferência de energia está ocorrendo da atmosfera para o solo, nas proximidades da superfície sobre o Brasil central. Conforme aproxima-se da pântada zero, há uma redução do núcleo seco e aumento dos valores de FCL presente sobre a região central. Acredita-se que este processo ocorra em função do aumento da evaporação e advecção de umidade proveniente da região amazônica e das proximidades da Cordilheira dos Andes, realizada pelos ventos em superfície que reverteram à direção de leste (inverno) para oeste no verão conforme os resultados de Gan et al. (2004) e Raia e Cavalcanti (2008).

Principalmente após a pântada zero, nota-se a redução da área de abrangência horizontal da umidade em baixos níveis e aumento dos valores de FCL indicando maior saturação de umidade nas proximidades do solo em decorrência do início da precipitação. Portanto, a distribuição de umidade fica mais concentrada sobre a região continental e isso acentua o gradiente

horizontal de umidade entre continente e oceano, na região contida nos níveis médios e baixos da atmosfera.

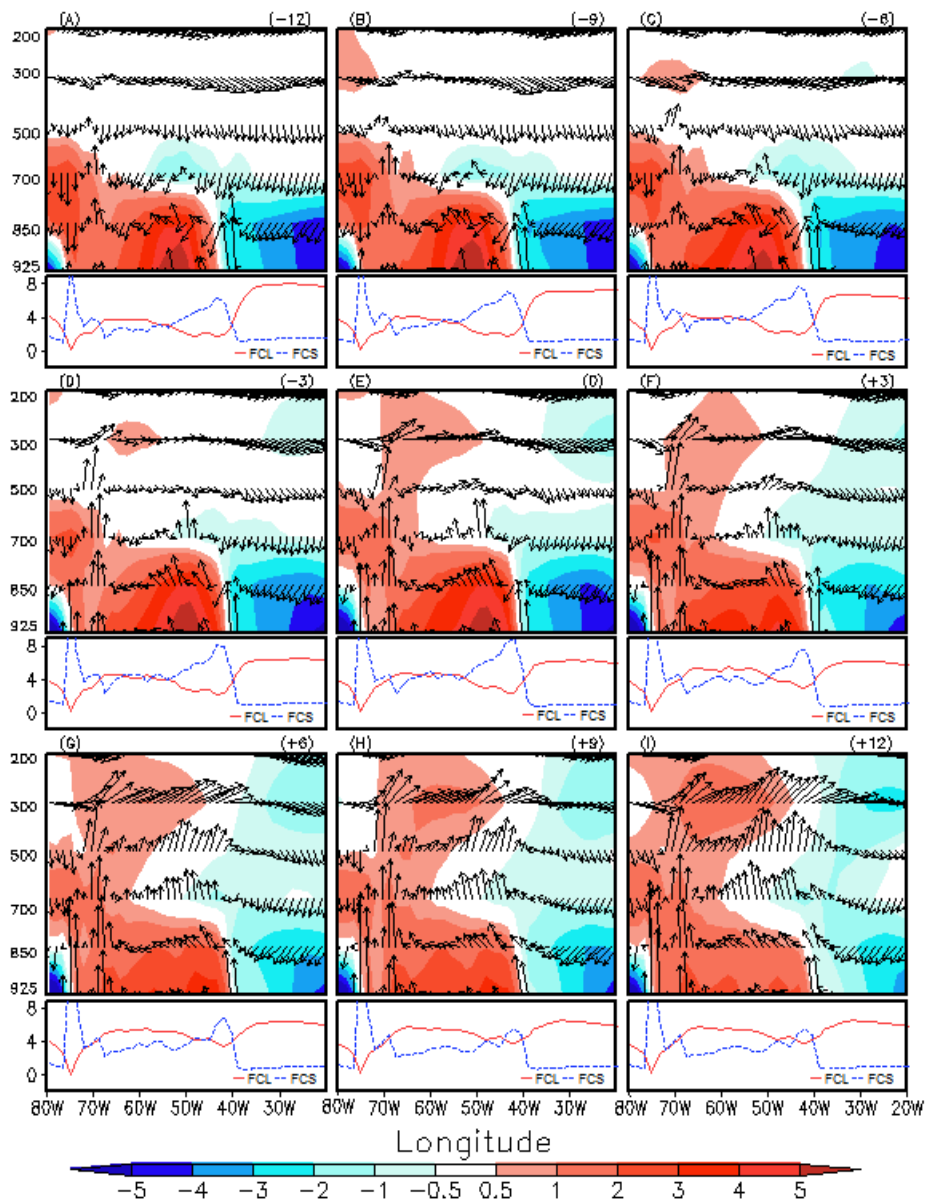


Figura 4.45 - Painel superior: Seção vertical do vetor vento (setas) e da anomalia zonal de temperatura (preenchido) sobre a região situada em 15°S e 80°-20°W. Painel inferior: Média espacial para os fluxos de calor latente e sensível (linhas). Ambos painéis correspondem ao início da estação chuvosa, através das figuras que representam as pêntadas: -12 (a), -9 (b), -6 (c), -3 (d), ZERO (e), 3 (f), 6 (g), 9 (h), 12 (i).

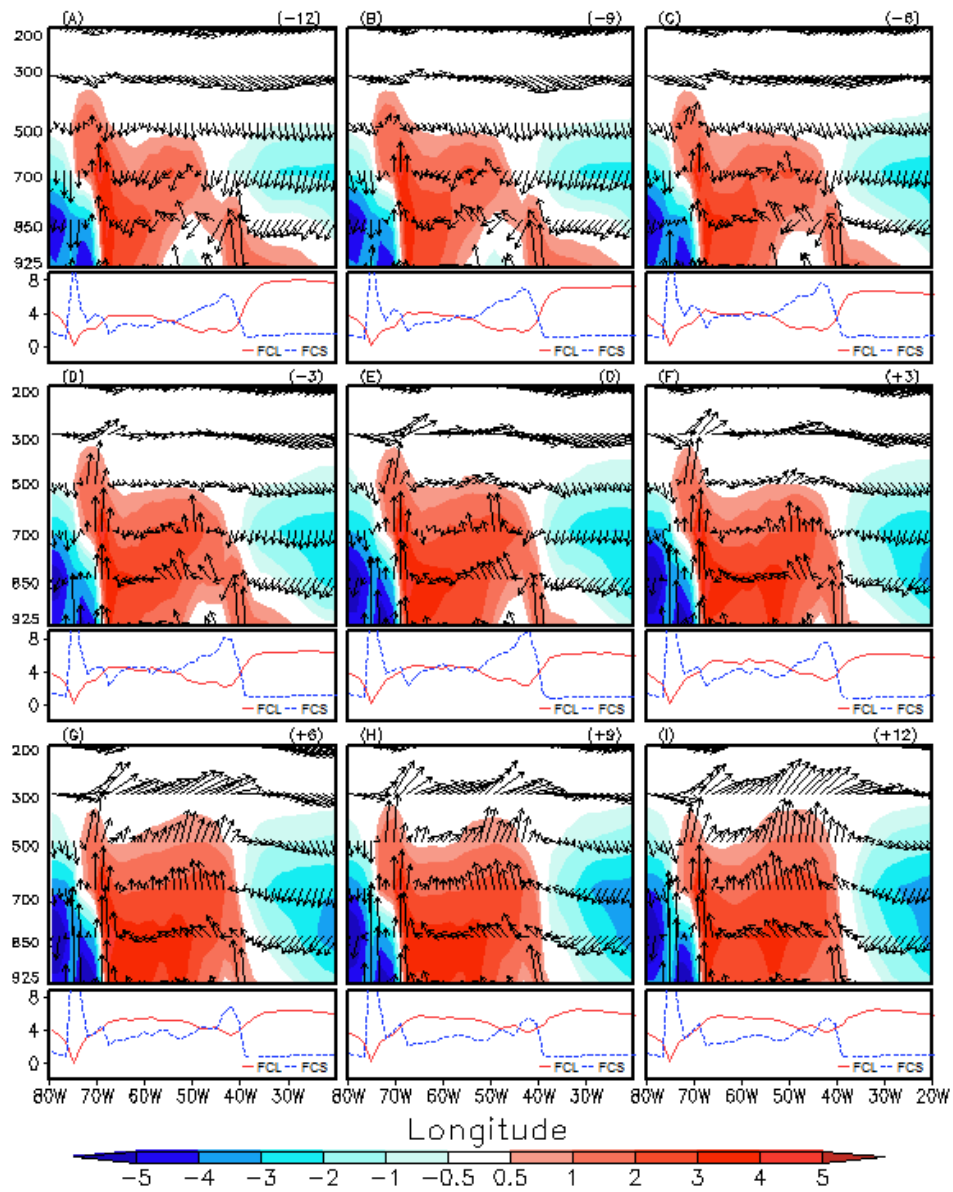


Figura 4.46 - Idem à Figura 4.45, para anomalia de umidade específica (preenchido).

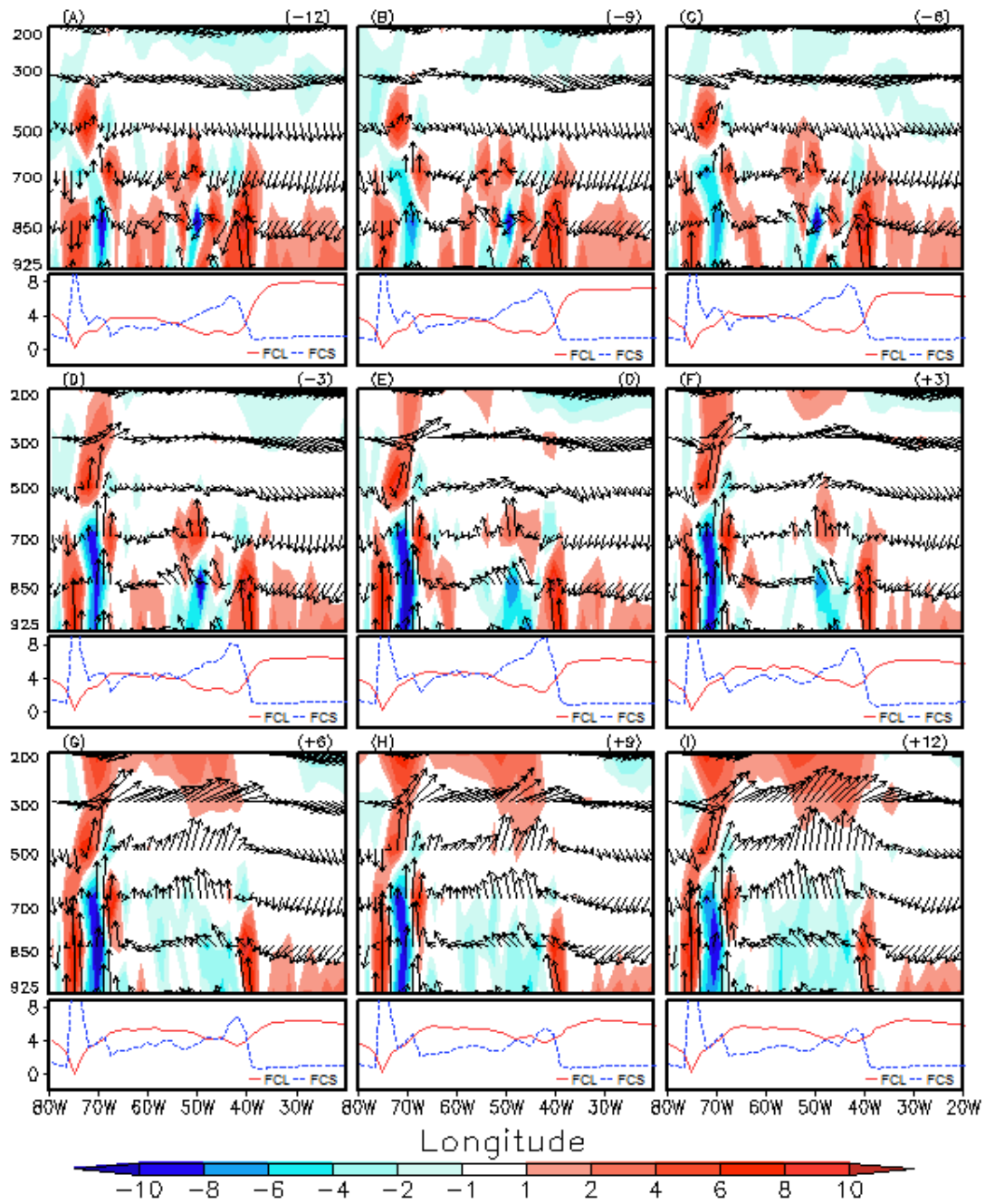


Figura 4.47 - Idem à Figura 4.45, para divergência (preenchido).

4.3.2.2 Compostos pentadais para o final da estação chuvosa.

Em contraposição aos resultados apresentados no item anterior, posteriormente serão mostradas a relação do final da estação chuvosa e redução da precipitação sobre a região central do Brasil com o comportamento da temperatura e umidade específica em 925 hPa, e fluxos de calor na superfície. Dessa forma, a Figura 4.48 apresenta a relação entre os compostos de precipitação e ω em 500 hPa sobre a metade norte da América do Sul. Logo, esta figura permite verificar que durante as 12 pântadas que antecedem o final da estação chuvosa, praticamente toda a área continental está coberta por precipitação, sendo que seus maiores valores estão situados sobre a região centro-norte do Brasil, em associação a um intenso movimento vertical, marcado por valores superiores ao verificado durante o início da estação chuvosa (ω negativo).

Ao contrário do início da estação chuvosa, que o maior volume de precipitação sobre o Brasil Central inicia a partir na pântada zero, no final da estação chuvosa, a redução e recuo da banda precipitante em direção a região equatorial ocorre de forma gradativa (mais lenta), a partir da 3ª pântada após a pântada zero. Este recuo mais lento da precipitação em direção a região tropical durante o final da estação chuvosa foi observado anteriormente por outros pesquisadores através de campos de radiação de onda longa (KOUSKY, 1988; HOREL et al., 1989; GAN et al., 2004; GARCIA, 2010). Em função da lentidão para diminuição dos valores de precipitação sobre o Brasil central, a região somente é atingida por limiares inferiores a 1 mm, a partir da 9ª pântada posterior ao final da estação chuvosa. Assim, à medida que a precipitação começa a enfraquecer, nota-se a substituição gradual do movimento vertical ascendente, por movimento vertical descendente, comportamento este que já

era esperado. Já a Figura 4.49 que contém a sobreposição dos compostos de precipitação e temperatura em 925 hPa, mostra que os menores valores de temperatura, na região tropical, estão associados ao maior volume de precipitação. À medida que a precipitação vai recuando na direção do equador, a partir da 3ª pântada após o final da estação chuvosa (Figura 4.49 f), na região onde verifica-se limiares de precipitação inferiores a 1mm, a atmosfera próxima a superfície começa a se aquecer novamente no sentido nordeste centro-sul do país, em decorrência da redução da nebulosidade (KOUSKY, 1988) e conseqüente aumento da incidência de radiação solar. Com isso, é importante destacar que tanto a inversão do movimento ascendente para descendente e o aquecimento em superfície sobre a região Central do Brasil após o final da estação chuvosa também foram documentados por Raia e Cavalcanti (2008) e Garcia (2010).

Acoplado ao processo físico descrito acima, nota-se a redução dos FCS (Figura 4.50), principalmente sobre a região dotada de limiares de precipitação superiores a 7 mm (metade centro-norte Brasil), significando menos transferência de energia da superfície terrestre à atmosfera. Ao passo que os valores limiares de precipitação diminuem a partir da região nordeste sobre Brasil (desde a pântada -12), e propaga-se em direção ao interior do continente. Nota-se também um aumento dos valores de FCS nas regiões onde não há precipitação (Figura 4.48 f), isso denota que à medida que radiação solar incidente aumenta, há um aquecimento do solo e por condução das camadas de ar próximas à superfície, e assim uma transferência de energia em forma de calor do solo para a atmosfera.

Atrelado aos resultados mostrados até o presente momento, a Figura 4.51 e 4.52 apresentam o comportamento da umidade específica em 925 hPa e FCL

associada aos valores de precipitação, respectivamente. Como já era esperado, percebe-se que os valores de umidade específica e FCL também atrasam sua redução com relação a pântada zero em associação a banda precipitante. Assim os maiores valores de umidade específica ($\approx 15 - 14 \text{ g/kg}$) e FCL ($\approx 5 - 6 \text{ W*s*m}^{-2}*10^{-9}$) encontram-se sobre os limiares de precipitação acima de 2 mm e 2,5 a 4 mm, respectivamente. Logo em seguida da pântada zero (Figura 4.51 e 4.52 f), nota-se que em consonância a redução expressiva da precipitação há uma queda acentuada dos valores de umidade específica e uma tênue redução FCL, confirmando o raciocínio de que se a precipitação é reduzida ocorrerá uma conseqüente queda da umidade na atmosfera e da evaporação do solo, concordando com resultados de Collini et al. (2008). Logo, após o final da estação chuvosa, a atmosfera começa a se aquecer novamente, através do aumento de radiação incidente e da transferência de calor sensível das camadas de ar próximas ao solo para médios níveis da atmosfera, isso tudo acompanhado da redução da umidade nos baixos níveis atmosféricos e emissão dos fluxos de calor do solo para atmosfera.

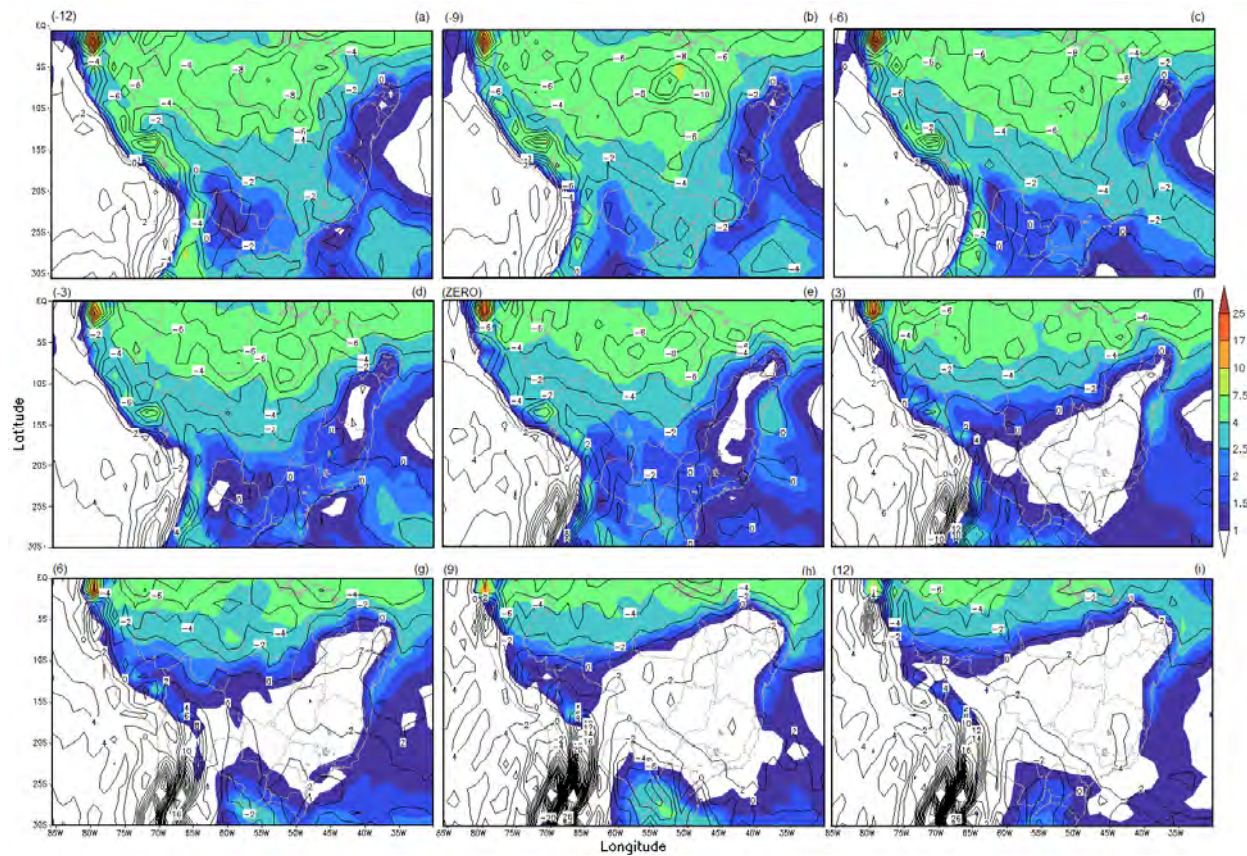


Figura 4.48 - Representação dos compostos de precipitação (mm) (preenchido) e ômega em 500 hPa (isolinhas), durante o Final da estação chuvosa, através das figuras que representam as pêntricas: -12 (a), -9 (b), -6 (c), -3 (d), ZERO (e), 3 (f), 6 (g), 9 (h), 12 (i).

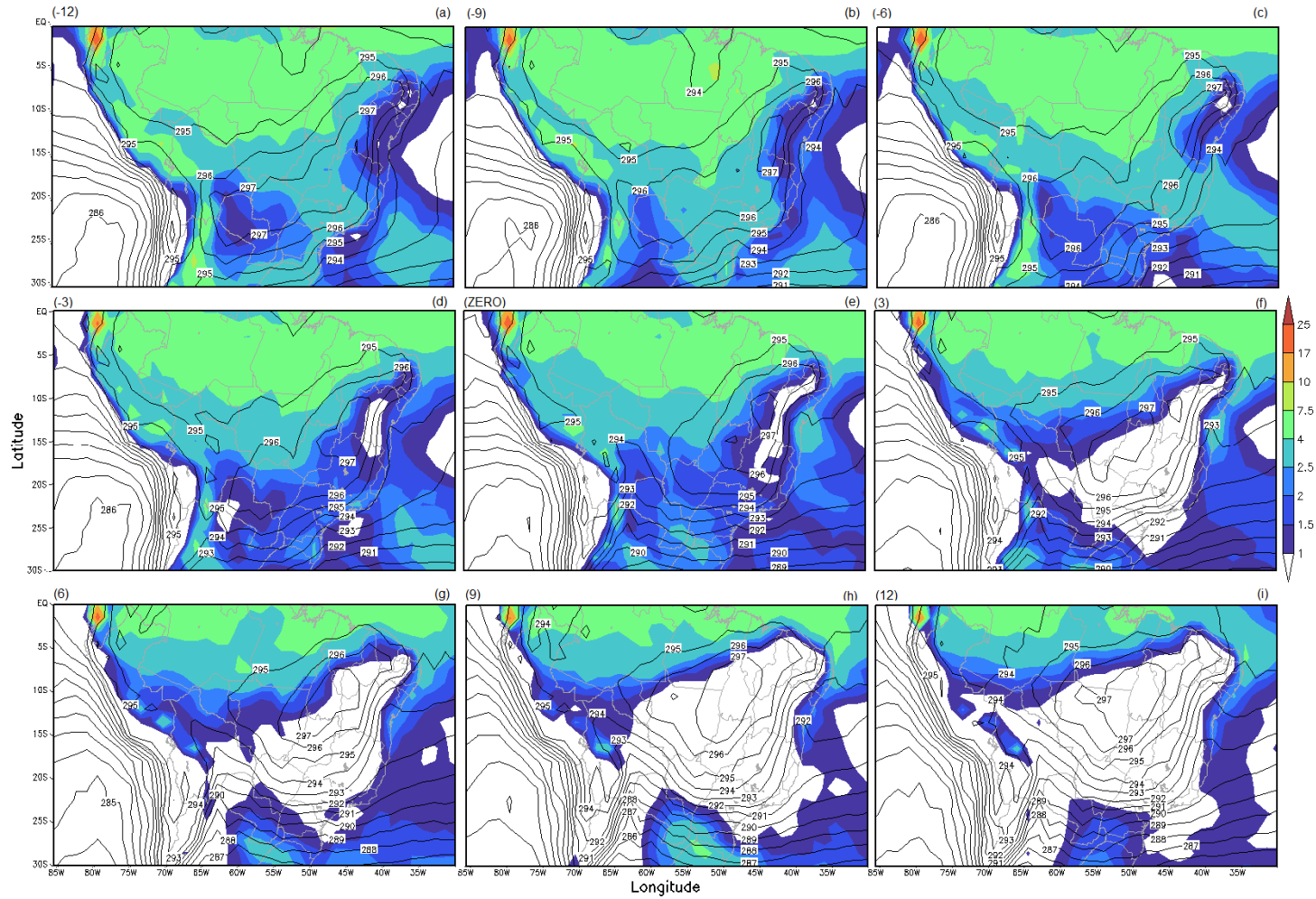


Figura 4.49 - Idem à Figura 4.48 para a temperatura em 925 hPa (K) (isolinhas).

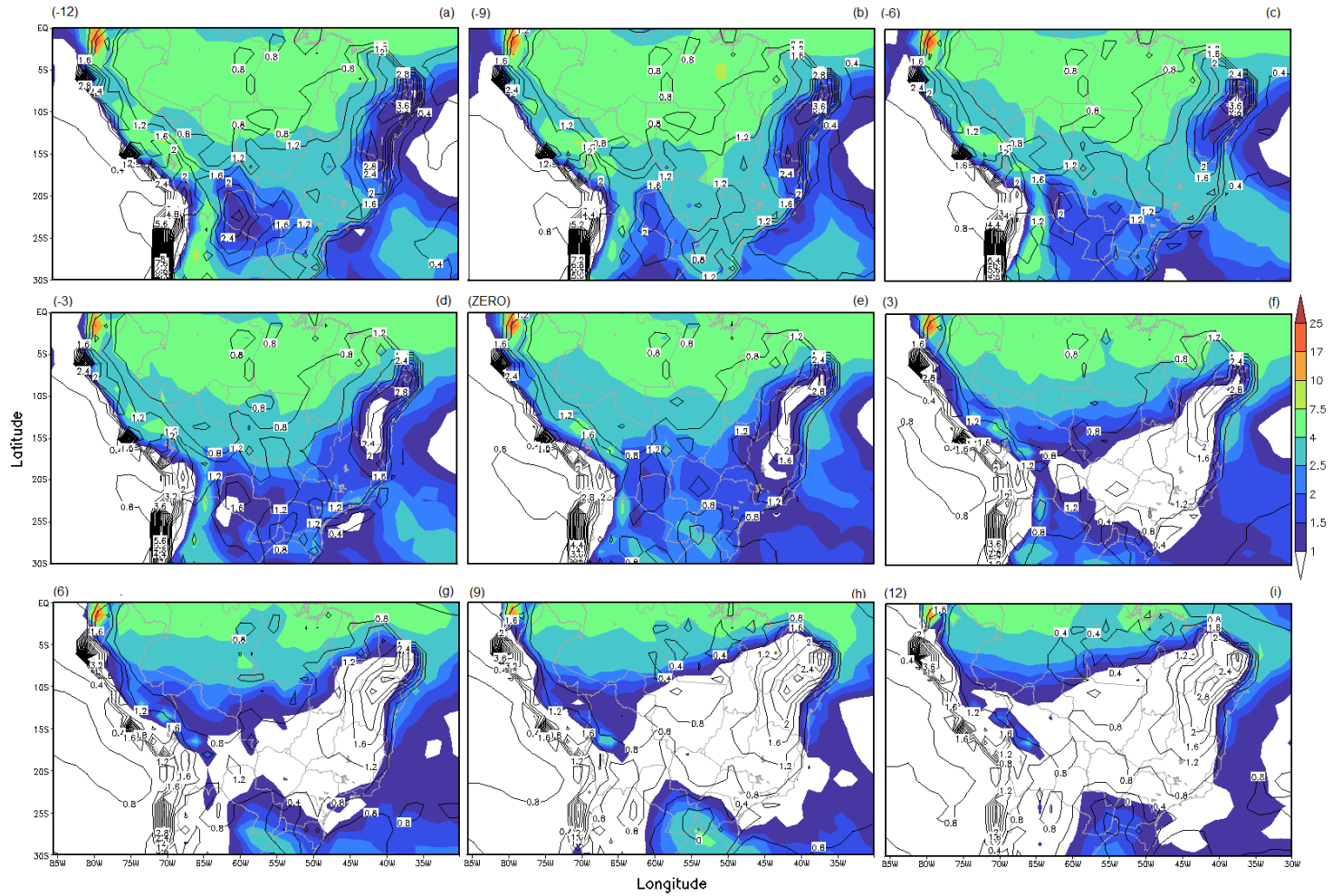


Figura 4.50 - Idem à Figura 4.48 para o fluxo de calor sensível em superfície ($W \cdot s \cdot m^{-2} \cdot 10^{-9}$) (isolinhas).

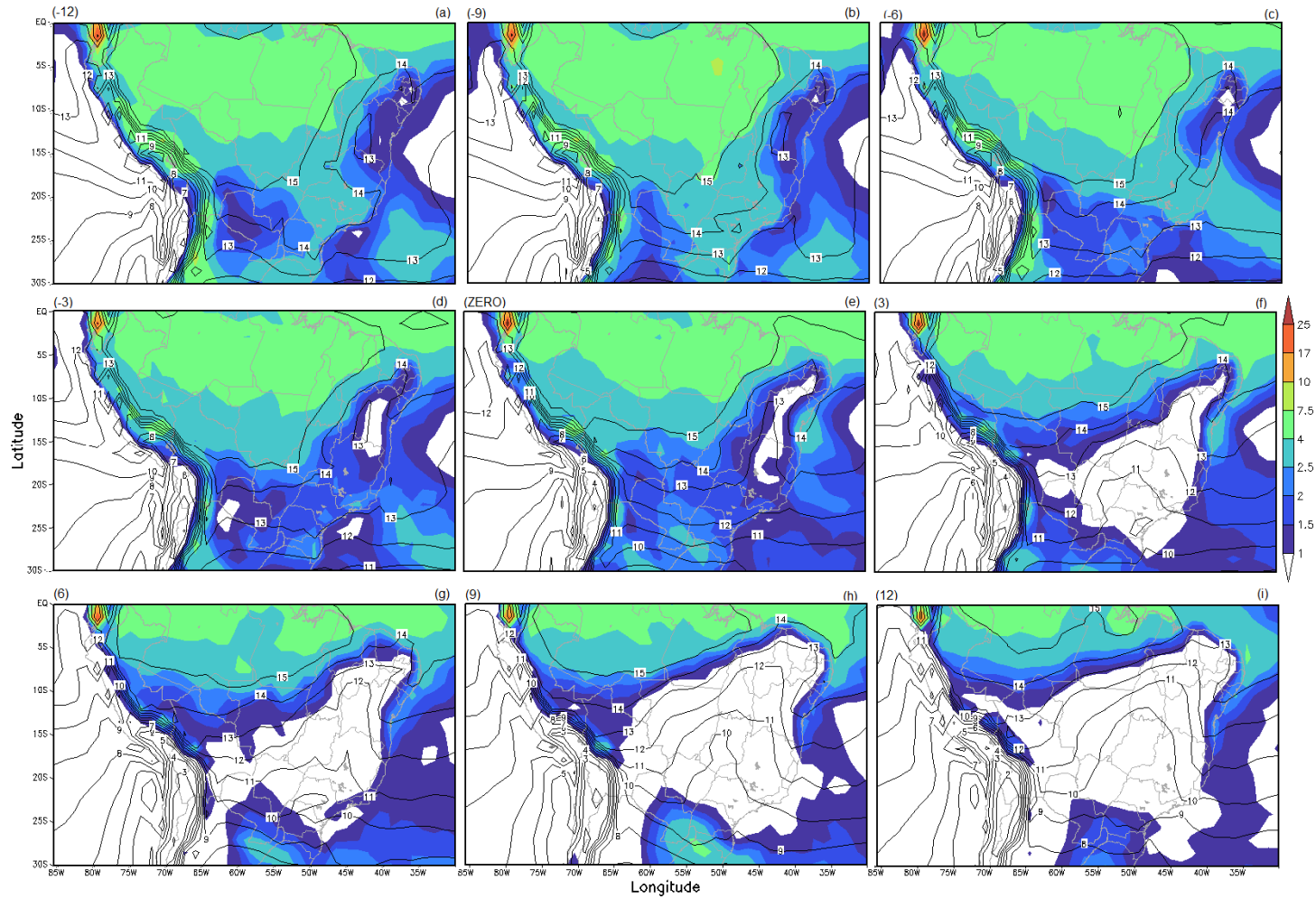


Figura 4.51 - Idem à Figura 4.48 para a umidade específica em 925 hPa (g/Kg) (isolinhas).

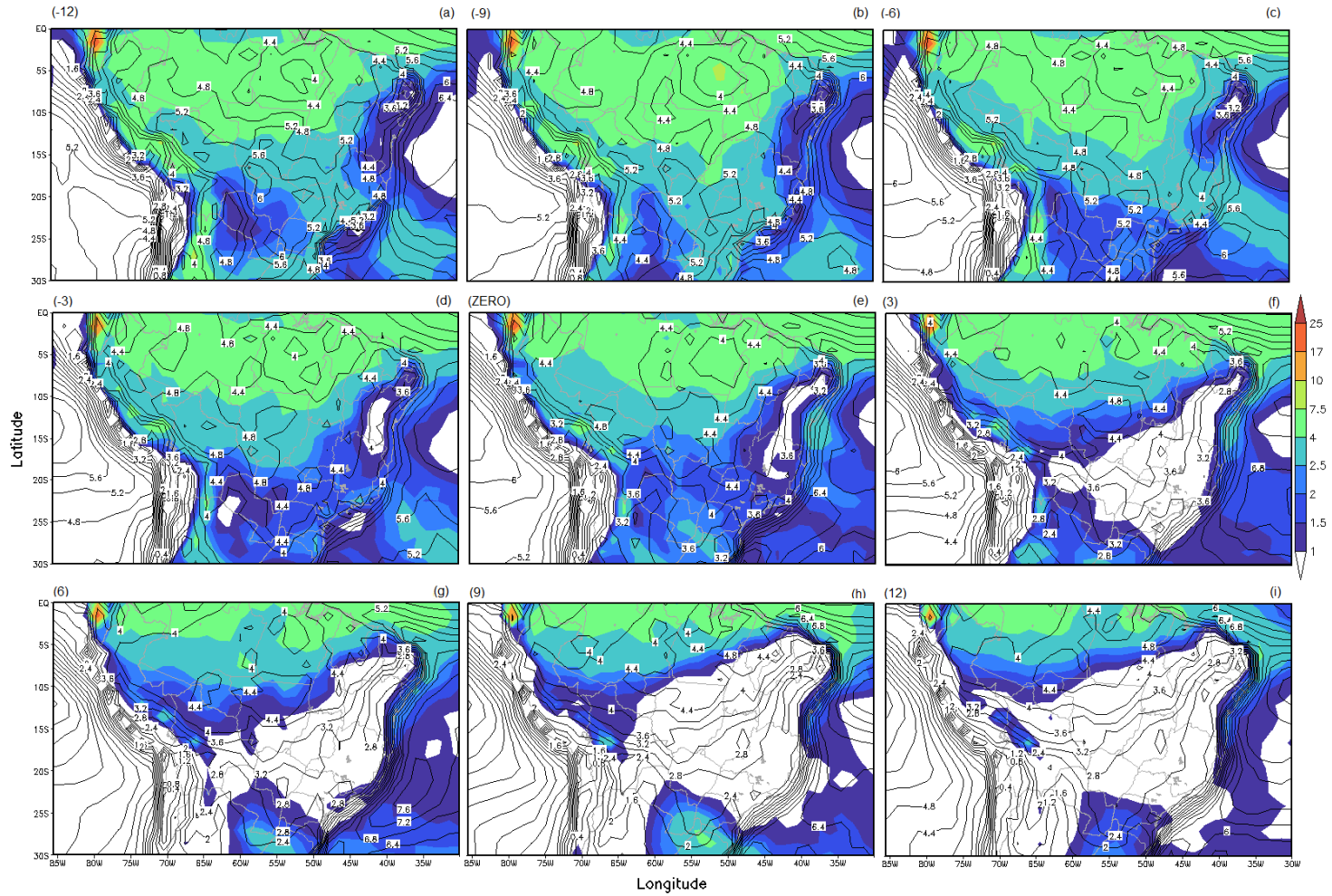


Figura 4.52 - Idem à Figura 4.48 para o fluxo de calor latente em superfície ($W \cdot s \cdot m^{-2} \cdot 10^{-9}$) (isolinhas).

4.3.2.2.1 Estudo de compostos que relacionam o final da estação chuvosa, fluxos de calor em superfície e a formação da Alta da Bolívia.

Assim como foi realizado para o início da estação chuvosa, também foram construídas para o final da estação chuvosa, figuras que contrapõem compostos pentadais de FCL e FCS com o escoamento atmosférico em baixos (850 hPa) e altos níveis (200 hPa), representado pelas componentes u e v do vento. O objetivo dessa análise é averiguar qual a relação dos fluxos de calor em superfície e a desintensificação do sistema característico de verão: Alta da Bolívia.

Dessa forma, a partir da Figura 4.53, na qual apresenta os compostos de FCL sobrepostos pelos campos das componentes u e v em 200 hPa, nota-se o centro de circulação anticiclônica em 200 hPa bem configurado e sobre a região de elevados valores de FCL durante as pântadas 12, 9 e 6 que antecedem o final da estação chuvosa. Em outras palavras, nota-se uma intensa transferência de umidade da superfície para atmosfera, representada pelos altos valores de FCL, que cobrem a metade centro-sul do país, a qual está associada aos elevados valores de precipitação observados na Figura 4.52 sobre a região. Ao mesmo tempo, verifica-se que os maiores valores de FCS estão associados às regiões ao sul da circulação anticiclônica de altos níveis e sob o cavalo climatológico presente sobre a região nordeste do Brasil (Figura 4.55), onde encontram-se os maiores valores de temperatura (Figura 4.49) e menores registros de precipitação (Figura 4.52). À medida que se aproxima da pântada zero, verifica-se o deslocamento de circulação anticiclônica (altos níveis) no sentido da região equatorial, concordando com Gan et. al (2004) e Garcia (2010), bem como a redução dos valores de FCL (Figura 4.53), indicando menor evaporação para atmosfera e assim redução da convecção associada. Com relação aos FCS, a Figura 4.55 mostra que na região centro-norte do continente, durante as 12 pântadas que antecedem o

final da estação chuvosa, há persistência do padrão verificado durante as 12 pântadas que posteriorizam o início da estação chuvosa, pois a atmosfera ainda está se aquecendo, devido à liberação de calor latente, com a transformação de vapor d'água em água líquida (precipitação).

Ademais, após a pântada zero, percebe-se a desconfiguração total da circulação anticiclônica em altos níveis característica de verão (Figura 4.53), e assim seu retorno à configuração de crista que precede o início da estação chuvosa sobre o Brasil central, assim como mostrado por Garcia (2010). Associado a este processo, nota-se a persistente redução dos valores de FCL sobre todo o continente (Figura 4.53), e recuo dos maiores valores FCS para a região nordeste do Brasil (Figura 4.55), devido à redução da quantidade de evaporação. Indicando assim que sobre a região central do Brasil, o ar torna-se mais seco e quente, em decorrência da maior insolação, a partir da 9ª pântada posterior ao final da estação chuvosa. Aprofundando a análise pós pântada zero, mesmo com a redução dos FCL sobre a região continental e estabilização dos baixos valores de FCS, há permanência da transferência de fluxo calor (latente) das camadas de ar próximas ao solo para atmosfera sobre a região centro-norte do país, justificando assim a presença de precipitação (Figura 4.52) e umidade (Figura 4.51) na região após a pântada zero.

Com relação ao escoamento em baixos níveis da atmosfera, representado pelas linhas de corrente em 850 hPa (Figuras 4.54 e 4.56), percebe-se durante as 12 pântadas que antecedem o final da estação chuvosa, a presença de um intenso escoamento no sentido norte-sul, com confluência sobre a região central da América do Sul que contribui para a elevada precipitação persistente sobre o continente (Figura 4.52). A partir da pântada zero (Figura 4.54 f), nota-se uma intensa reversão no escoamento sobre a região centro-norte do país, pois o fluxo que estava praticamente de norte torna-se de leste, concordando com Raia e Cavalcanti (2008), e ocasionando o enfraquecimento dos jatos de

baixos níveis próximos ao Paraguai (GAN et al., 2004). Em consonância a esta reversão dos ventos em superfície, ocorre a redução da transmissão de calor da superfície para atmosfera na metade centro-sul do país, simbolizado pela diminuição dos valores dos FCL (Figura 4.54) e FCS (Figura 4.56), e um recuo da precipitação para a região norte do Brasil (Figura 4.52 f, g, h, i).

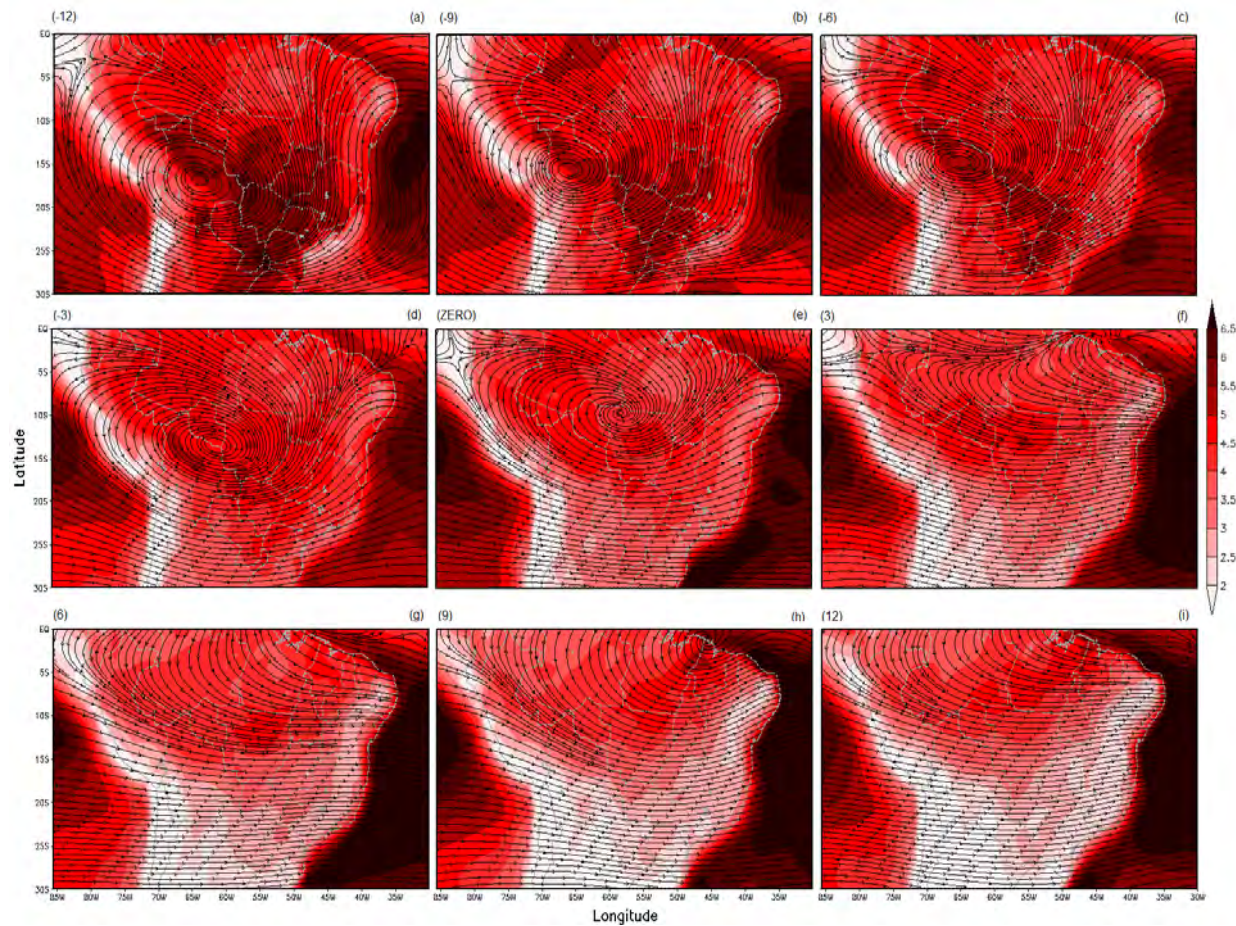


Figura 4.53 - Representação dos compostos de linhas de corrente em 200 hPa e fluxo de calor latente em superfície ($W \cdot s \cdot m^{-2} \cdot 10^{-9}$) durante o Final da estação chuvosa, através das figuras que representam as pântadas: -12 (a), -9 (b), -6 (c), -3 (d), ZERO (e), 3 (f), 6 (g), 9 (h), 12 (i).

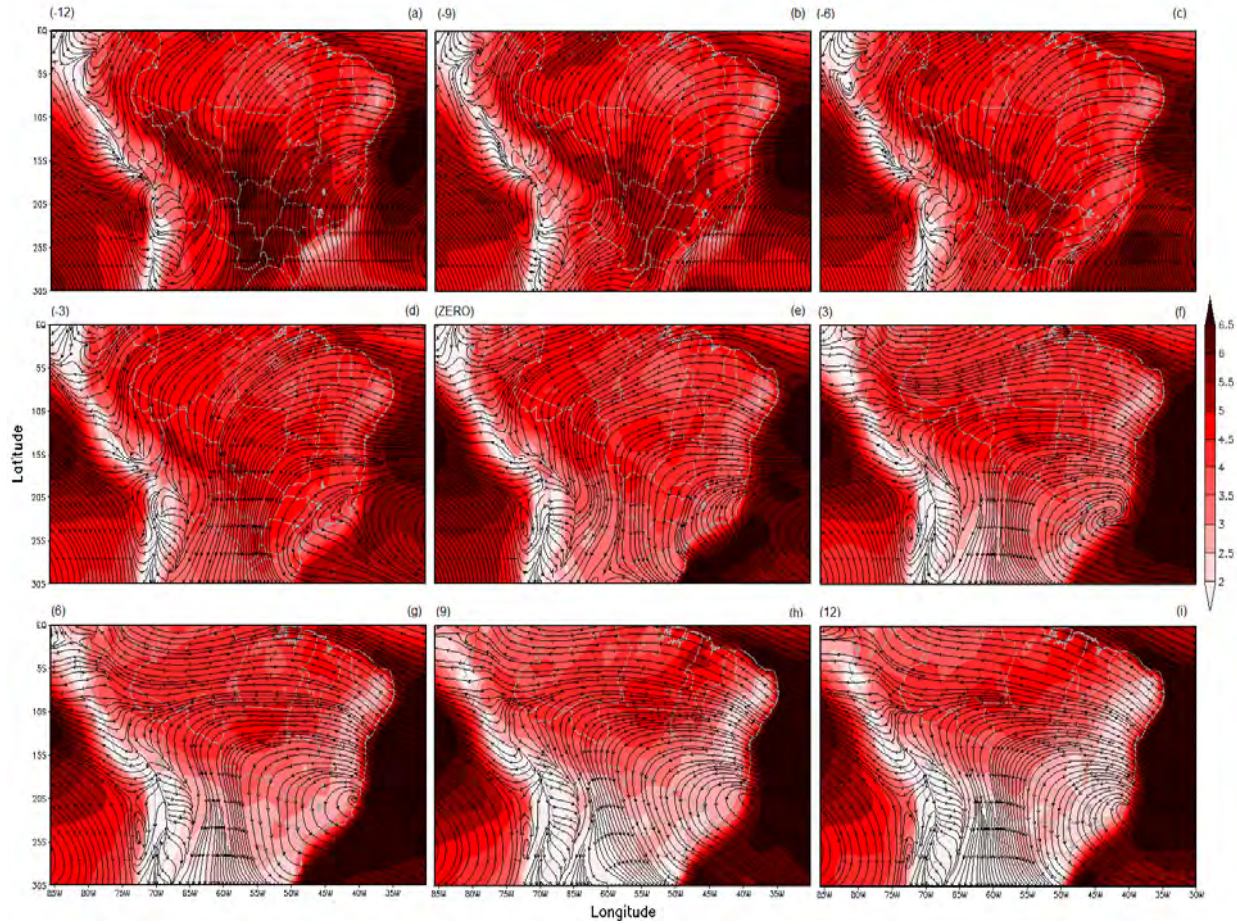


Figura 4.54 - Idem à Figura 4.53 para as de linhas de corrente em 850 hPa.

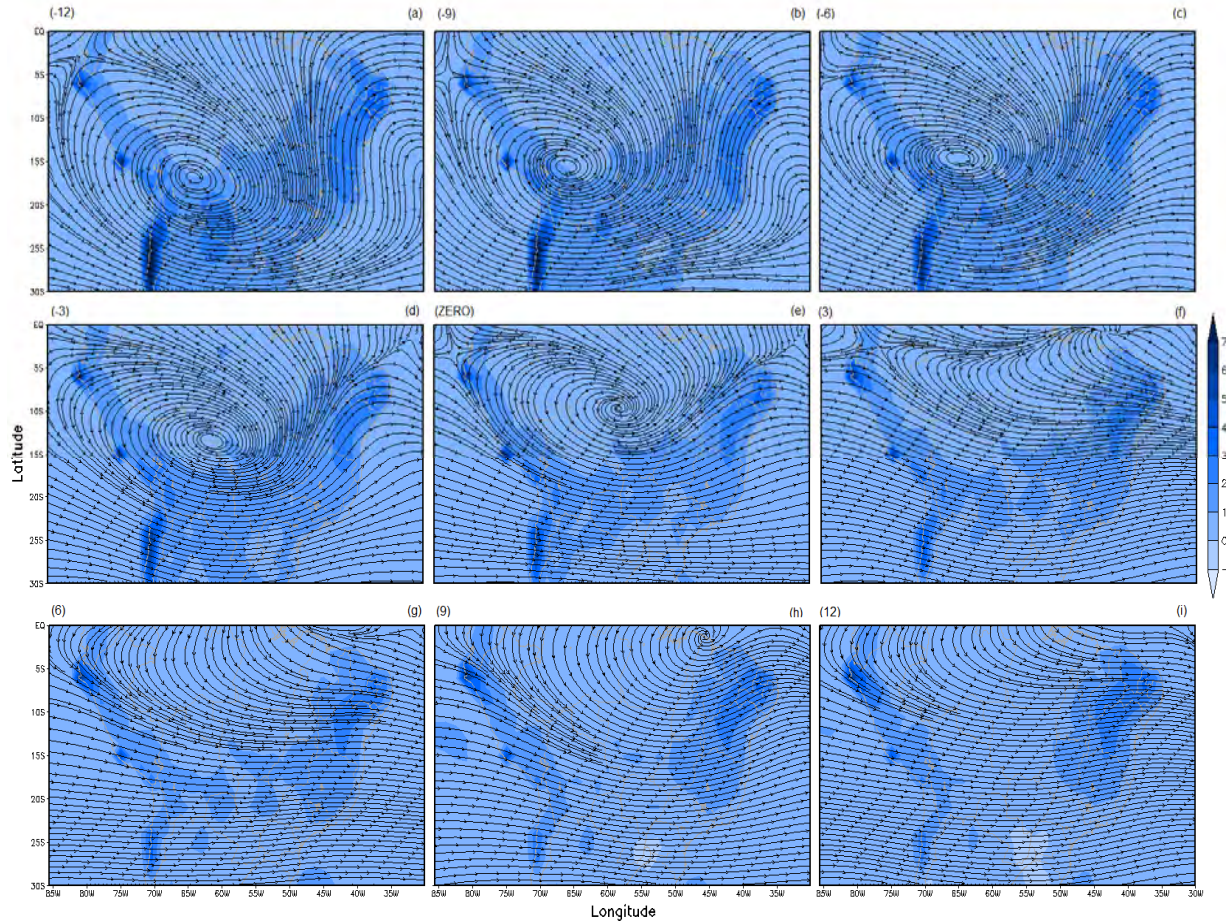


Figura 4.55 – Idem à Figura 4.53 para as de linhas de corrente em 200 hPa e fluxos de calor sensível em superfície ($W*s*m^{-2}*10^{-9}$).

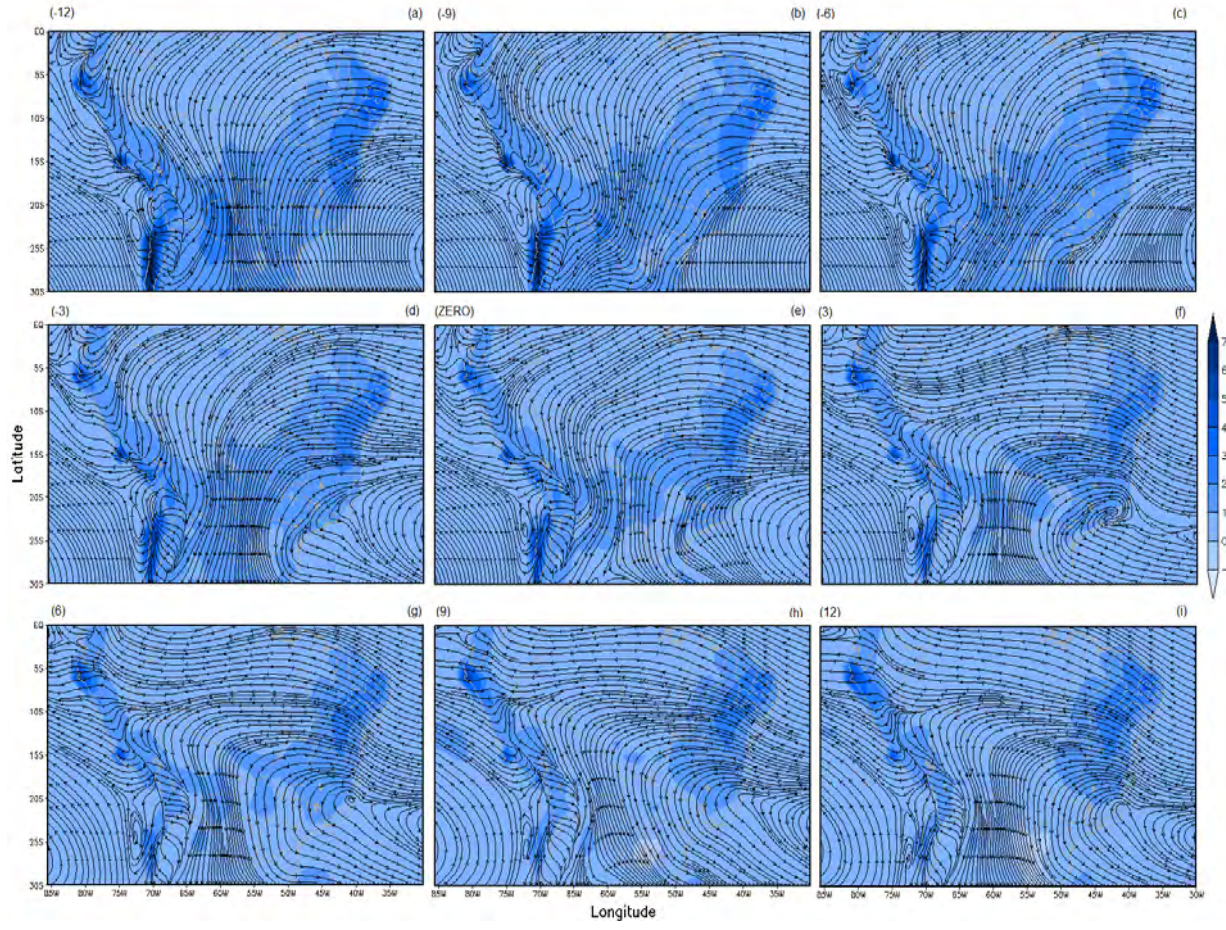


Figura 4.56 - Idem à Figura 4.55 para as de linhas de corrente em 850 hPa.

Para o final da estação chuvosa (Figura 4.57), os compostos do corte vertical de anomalia de temperatura desde baixos até altos níveis atmosféricos, e a componente zonal do vento (u) combinada ao movimento vertical (ω), mostrou que há uma expressiva redução da anomalia positiva de temperatura principalmente nos altos níveis, bem como do movimento vertical associado, sobre a região continental entre a 12ª pântada que antecede o final da estação chuvosa e a pântada zero. Durante este período, percebe-se uma consequente redução da umidade específica em médios níveis e a presença de um pequeno núcleo de anomalia neutra de umidade associado a pequenos valores de FCL nas proximidades da região costeira (Figura 4.58). Sobre a região e períodos mencionados anteriormente, nota-se a presença de um núcleo de anomalias positivas de temperatura sobre o continente, em associação a este aquecimento percebe-se a presença de maiores valores de FCS indicando grande transferência de energia do solo para atmosfera, favorecendo a convecção sobre a região (Figura 4.57).

Em decorrência da redução do movimento vertical sobre o continente sobreaquecido fruto da diminuição da convergência de ar em baixos níveis (Figura 4.59 a, b, c, d), há a diminuição da quantidade de partículas de ar quente (Figura 4.57 a, b, c, d) e úmido (Figura 4.58 a, b, c, d) que ascende para os altos níveis da atmosfera, e assim, reduz a quantidade de ar frio e seco que descende sobre o oceano. Tendo em vista o processo descrito acima, percebe-se uma intensa redução do gradiente de anomalia de temperatura e umidade específica em baixos e altos níveis da atmosfera durante as 12 pântadas que antecedem o final da estação chuvosa (Figura 4.57 e 4.58 a, b, c, d, e).

A partir da pântada zero é percebido o mesmo padrão observado durante as pântadas que antecedem o início da estação chuvosa, pois nota-se a

permanência de um núcleo de anomalia térmica positiva sobre o continente e um núcleo de anomalia térmica negativa sobre a região oceânica, com predominância em baixos níveis da atmosfera. Além disso, durante o mesmo período percebe-se o predomínio de movimentos descendentes que se estendem desde o oceano até a região continental. Estes movimentos descendentes sobre o continente podem ser explicados pela presença de divergência em superfície (Figura 4.59 f, g, h, i), indicando redução da atividade convectiva presente sobre a região continental, associada à diminuição gradativa da distribuição de umidade na porção horizontal e vertical da atmosfera (Figura 4.58 f, g, h, i). É importante destacar que o padrão de resfriamento do ar em baixos níveis, ausência de movimentos ascendentes e da atividade convectiva sobre a região central do Brasil, também foi observada por Garcia (2010) durante o final do período chuvoso. Já a redução da umidade em baixos níveis, sobre a região e períodos mencionados anteriormente, por Raia e Cavalcanti (2008).

Em consonância a estes resultados, observa-se ainda a expansão de um núcleo seco, representado por valores negativos de anomalia de umidade específica associada com menores valores de FCL sobre a região 40°W-55°W (Figura 4.58). Esta região coincide com a área onde foram verificados valores de anomalia positiva de temperatura e maiores valores FCS, indicando transferência de energia da superfície para atmosfera durante as pântadas que posteriorizam o final da estação chuvosa (Figura 4.57). Logo, frente aos resultados dispostos, acredita-se que à medida que há um afastamento temporal da pântada zero, a atmosfera na região do Brasil Central torna-se seca e quente, em decorrência da intensificação dos movimentos descentes e redução da nebulosidade (Figura 4.52) sobre a área, e com isso, aumento da radiação incidente.

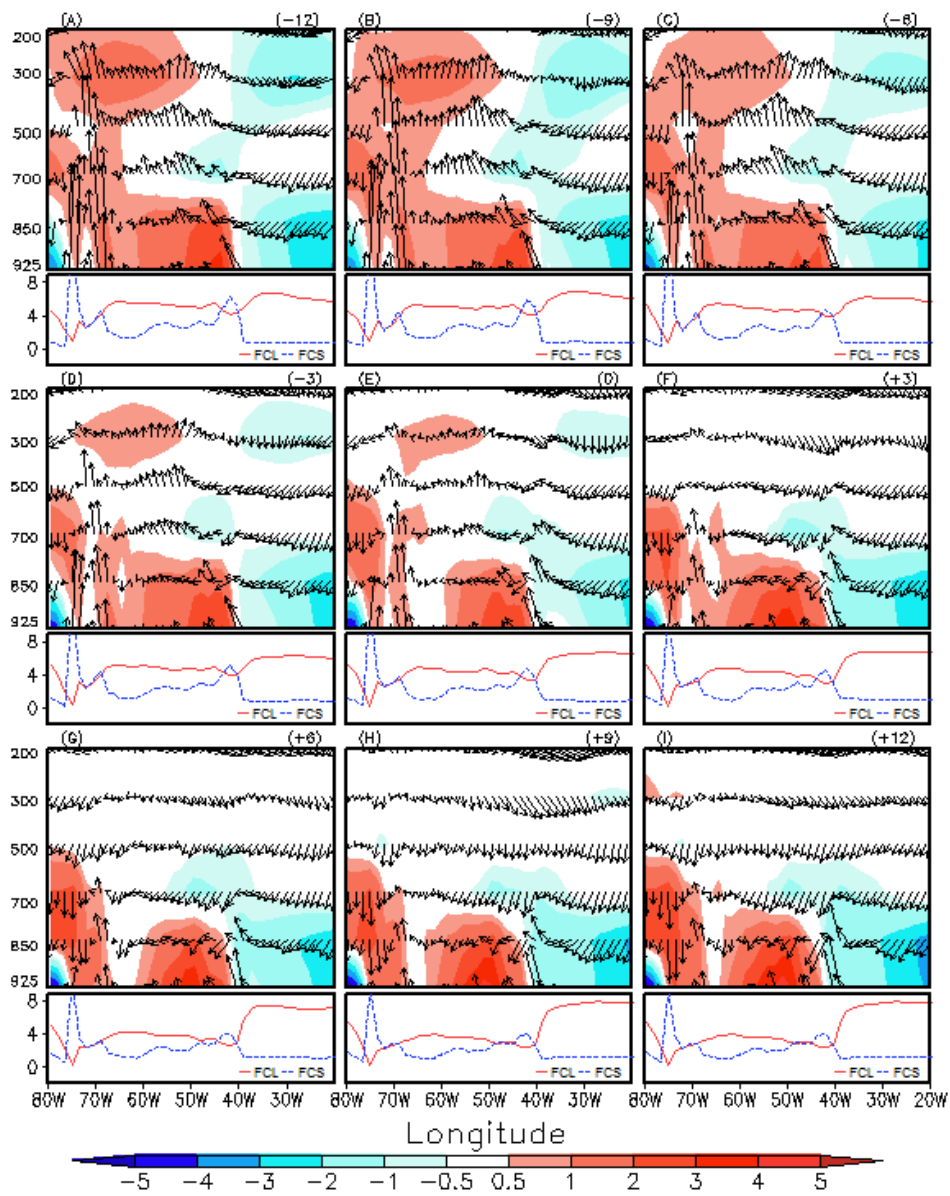


Figura 4.57 - Painel superior: Seção vertical do vetor vento (setas) e da anomalia zonal de temperatura (preenchido) sobre a região situada em 15°S e 80°-20°W. Painel inferior: Média espacial para os fluxos de calor latente e sensível (linhas). Ambos painéis correspondem ao final da estação chuvosa, através das figuras que representam as pêntadas: -12 (a), -9 (b), -6 (c), -3 (d), ZERO (e), 3 (f), 6 (g), 9 (h), 12 (i).

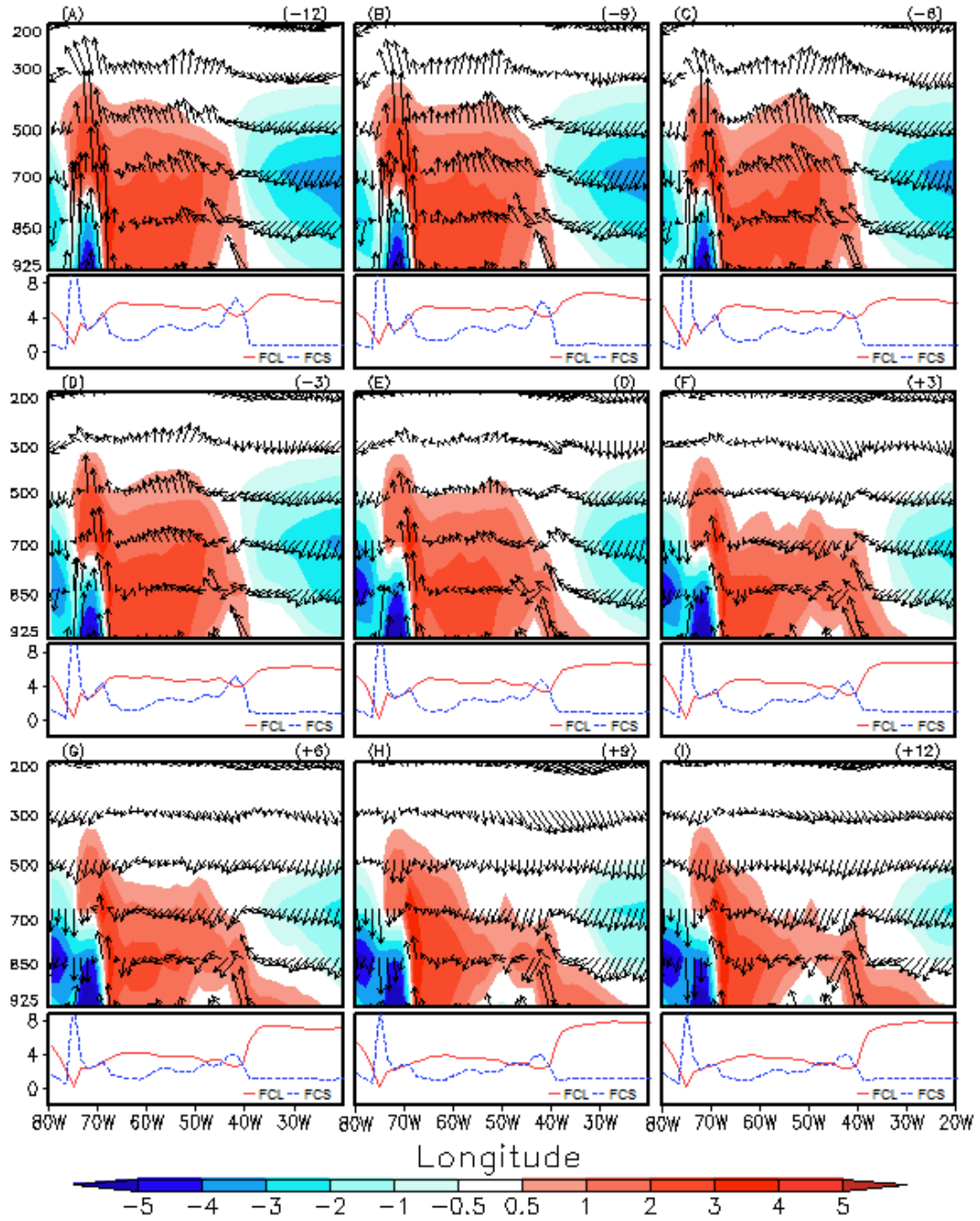


Figura 4.58 - Idem à Figura 4.57, para anomalia de umidade específica (preenchido).

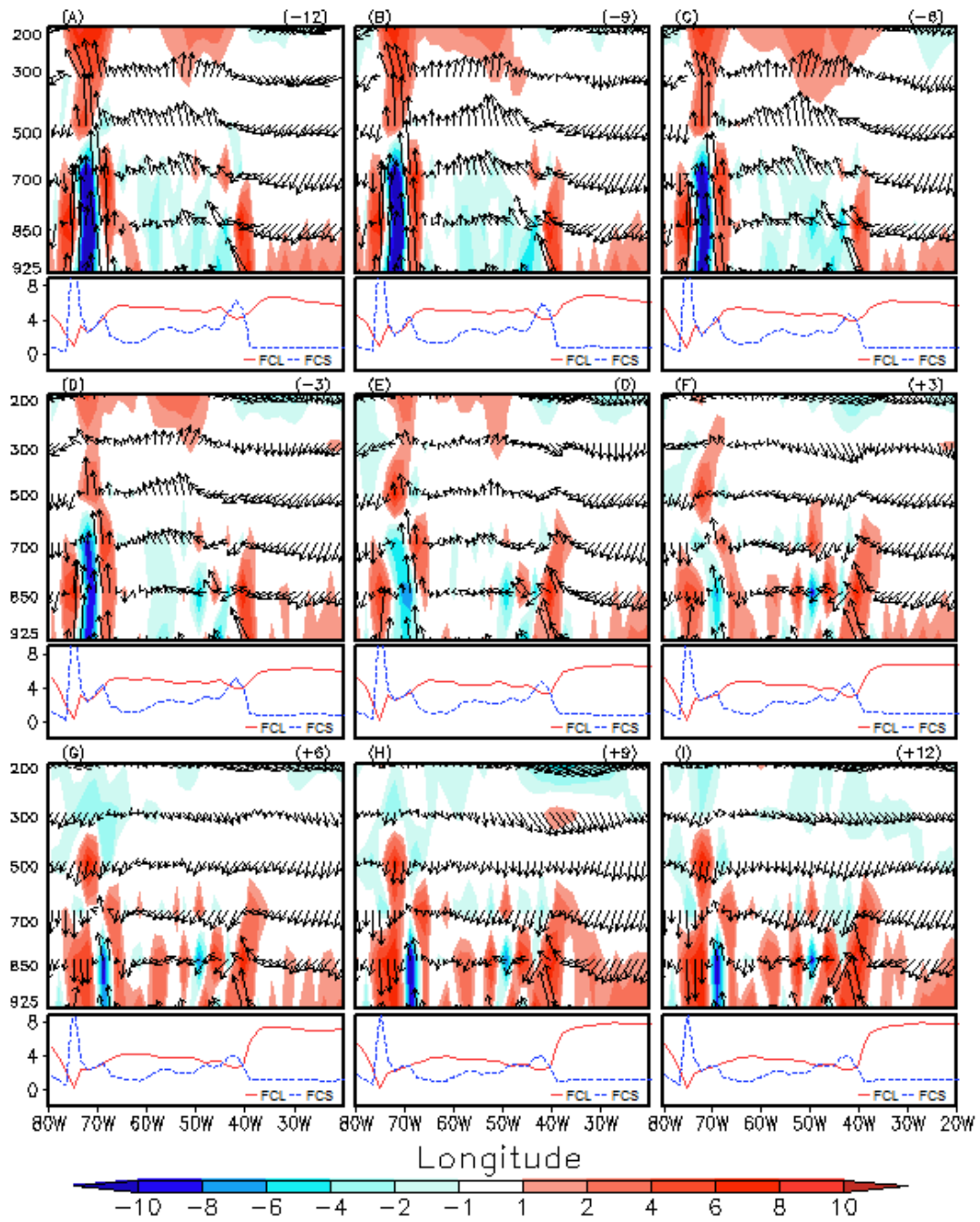


Figura 4.59 - Idem à Figura 4.57, para divergência (preenchido).

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÃO

Com relação à validação dos dados de reanálise Era-Interim e CFSR, que foram confrontados com a análise de precipitação de Brant Liebmann durante período de 1989 a 2008, através da aplicação dos métodos estatísticos Viés e EMQ, percebeu-se que em 7 das 9 regiões analisadas, a reanálise Era-Interim apresentou melhor representatividade. Sendo mais explícita nesta explicação, durante os períodos de acumulados mensais, trimestrais, anuais, estação chuvosa e climatologia mensal, sobre as regiões VEN, OAM, LAM, SERTÃO, CENTRAL, SUDESTE e SAR, a reanálise Era-Interim apresentou menores valores de Viés e de EMQ, indicando que este conjunto de dados encontra-se menos disperso ao reproduzir os dados “reais” (análise de Brant Liebmann). Fazendo um adentro a região OAM, acredita-se que apenas para o período seco (maio a agosto) necessita-se realizar uma análise mais aprimorada, pois a reanálise que apresentou menor dispersão e magnitude de erro foi o conjunto de dados norte-americano (CFSR). Para as duas regiões restantes (SUL e CAR), de forma geral, aconselha-se a utilização da reanálise CFSR a partir do mês de abril na região SUL e durante todos os meses do ano na região CAR.

Frente a estes resultados, embora a resolução espacial da reanálise Era-Interim seja menor que da reanálise CFSR, este conjunto apresenta melhor desempenho em reproduzir a precipitação de Brant Liebmann na maior parte das regiões analisadas, incluindo a região CENTRAL do Brasil (região foco). Assim, para justificar estes resultados sugere-se que a parametrização de transferência de energia solo-atmosfera do modelo do centro europeu seja mais eficiente que o acoplamento superfície-atmosfera

do modelo norte-americano. Isso porque, na maioria das regiões que a reanálise Era-Interim apresentou melhor desempenho, localiza-se na região tropical, onde o regime de precipitação está associado a processos físico-térmicos que disparam a convecção local e subsidiam sistemas de grande escala, como por exemplo: ZCAS e ZCIT. Por outro lado, tendo em vista a região subtropical, representada pelas subregiões SUL e CAR, nas quais a reanálise CFSR apresentou melhores resultados de representatividade dos dados tomados como “reais”, acredita-se que o modelo norte-americano representa melhor a dinâmica das latitudes médias e isso facilite a reprodução dos sistemas baroclínicos característicos da região.

Além disso, com relação à estipulação da estação chuvosa, percebeu-se que embora não se tenha utilizado na íntegra o método desenvolvido Gan et al. (2004), pois os campos pentadais de vento zonal em 850 hPa da reanálise Era-Interim apresentaram-se muito oscilantes e o limiar médio de precipitação adotado é menor do que o indicado por Gan et al. (2004) (2mm), as pântadas que marcaram o início e o final da estação chuvosa foram muito próximas das identificadas por Gan et al. (2004) para o período coincidente (1989 a 1997). Ao comparar os resultados gerados neste estudo e os de Gan et al. (2004), percebe-se que a diferença entre eles é mínima, apresentando apenas variação máxima de 2 e 5 pântadas nos anos que a estação chuvosa iniciou mais cedo e terminou mais tarde, respectivamente. Já em termos médios, ambos os estudos prevêm o início da estação chuvosa nas proximidades do dia 30 de setembro (pântada 55); enquanto o final da estação chuvosa espera-se que ocorra nas proximidades do dia 13 de abril (pântada $20,5 \approx 21$).

Em termos gerais, o método de compostos aplicado neste estudo permitiu correlacionar espacialmente o regime de precipitação que atua durante o verão sobre o Brasil Central aos processos físicos, dinâmicos e térmicos. Assim, foi possível acompanhar o avanço em direção ao interior do continente da banda de precipitação que localiza-se nas proximidades da região equatorial na 12ª pântada que antecede o início da estação chuvosa. Além disso, à medida que havia o aumento da precipitação sobre a região continental, percebeu-se a intensificação dos movimentos verticais ascendentes sobre a banda precipitante, associados ao processo convectivo que foi disparado. Estes resultados concordam com estudos de Kousky (1988), Marengo et al. (2001) e Gan et al. (2004), que investigaram o comportamento da convecção tropical mediante a utilização de radiação de onda longa.

Notou-se que o padrão observado para a climatologia pentadal realizada especificamente para dados de média espacial, obtidos para a região central do Brasil, se repetiu nos compostos de 12 pântadas antes e depois do início da estação chuvosa. Assim, a análise em termos de compostos climatológicos da distribuição de temperatura sobre o continente permitiu observar que a atmosfera começa a se desestabilizar em função do aquecimento em baixos níveis atmosféricos na região próxima ao Brasil Central. Este processo de aquecimento em baixos níveis, anteriormente documentado por Garcia (2010), promove o sobreaquecimento da superfície terrestre e isso, impulsiona o aumento expressivo da transmissão de energia (calor sensível) da superfície em direção a atmosfera. Estes processos combinados incentivam o surgimento de convergência de massa em superfície e conseqüentemente a intensificação dos movimentos verticais ascendentes, que elevam as parcelas de ar quente e úmidas até que parte delas condensem, se transformem em nuvens e posteriormente

precipitem, e outra parte colabore com a intensificação de movimentos divergentes em altitude (Alta da Bolívia). Este modelo de célula de circulação é coerente com o diagrama de circulação proposto por Molion (1987). Ao passo que a precipitação começa se distribuir por toda a área continental nota-se uma redução da temperatura e conseqüentemente do FCS da superfície para atmosfera. Por outro lado, como as nuvens começaram a precipitar, a atmosfera em baixos níveis torna-se úmida e a superfície terrestre começa saturar, assim incentivando o aumento de FCL da superfície para a atmosfera durante o período chuvoso, que auxilia na manutenção da convecção em associação à umidade que escoia da região amazônica em direção ao centro do país durante o verão.

Coerente com resultados de Garcia (2010), neste estudo também observou-se que a precipitação associada ao início da estação chuvosa sobre o Brasil Central começa em fase com a pântada ZERO, por outro lado, para o final da estação chuvosa, a banda precipitante começa a recuar e reduzir sua intensidade sobre região a Central apenas após da 3ª pântada posterior a pântada zero. Isso porque a atmosfera encontra-se muito instável sobre a banda precipitante, em função da presença de umidade e da transferência de FCL da superfície para a atmosfera, que dificulta a rápida redução da precipitação sobre a região. Além disso, o comportamento dos FCS e FCL durante o início e final da estação chuvosa são muito similares em termos físicos. Ou seja, os FCS estão diretamente associados à elevação da temperatura em baixos níveis, assim, durante as pântadas que antecedem o início da estação chuvosa, nota-se a presença de altos valores de FCS sobre as áreas onde há aquecimento e baixos registros de precipitação. Já durante o final da estação chuvosa, os maiores valores de FCS relacionam-se ao período posterior à 9ª pântada após o final da estação chuvosa e a

limiares de precipitação climatológica inferiores a 1mm, devido a redução da banda de nebulosidade e aumento da radiação incidente.

Com relação aos FCL, verificou-se que seus maiores valores, estão relacionados ao aumento da precipitação e conseqüente umedecimento do solo, que incentiva o aumento da evaporação e assim, da transferência de calor latente da superfície terrestre para atmosfera, atuando assim, na manutenção da convecção. Por isso, durante o período que antecede o início da estação chuvosa e o que posterioriza a 9ª pântada do final da estação chuvosa, nota-se os menores valores de FCL sobre a região central do Brasil, em associação a limiares de precipitação inferiores a 1 mm e redução da evaporação do solo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, L.M.; MARENGO, J.A.; CAMARGO, H.J.; CASTRO, C., 2005 – Início da estação chuvosa na região sudeste do Brasil: Parte I – Estudos Observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.3, p. 385-394.

ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. 2ª edição. San Diego: Academic Press, 2001. p.420. ISBN 0-12-059354-8.

ASNANI, G.C. **Tropical Meteorology**. Pune, India: Nobel Printers, 1993. p. 603. ISBN 81-900400-0-6.

BARBIERI, P. R. B. **Caracterização da estação chuvosa nas regiões sul e sudeste do Brasil associado com a circulação atmosférica**. 2005. 116 p. (INPE-14220-TDI/1121). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2005/06.01.19.48>>. Acesso em: 22 jul. 2012.

BUSTAMANTE, J. F.; CHOU, S. C.; ROZANTE, J. R.; GOMES, J. L. Uma avaliação da previsibilidade de tempo do Modelo ETA para a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 59-70, Abr. 2005. (INPE-12500-PRE/7802). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1915/2005/05.12.17.41>>. Acesso em: 13 jul. 2012.

CAVALCANTI, I. F. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. 1982. 140 p. (INPE-2494-TDL/097). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.24.13.44>>. Acesso em: 25 out. 2012.

CHEN, T. C. Maintenance of summer monsoon circulations: A planetary-scale perspective. **Journal of Climate**. v. 16, p. 2022-2037, 2003.

COLLINI, E. A., E. H. Berbery, V. R. Barros, and M. E. Pyle: How does soil moisture influence the early stages of the South American monsoon? **Journal of Climate**. v. 21, p. 195-213, 2008.

CORREIA, F. W. S. **Modelagem do impacto de modificações da cobertura vegetal amazônica no clima regional**. 2005. 422 p. (INPE-14094-TDI/1077). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1913/2005/04.11.13.20>>. Acesso em: 25 out. 2012.

CUNNINGHAM, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology** , v. 26, p. 1165-1180, 2006.

COOK, K. H.; LENTERS, J. D. On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 54. p. 656- 677, 1997.

ECMWF. **IFS Documentation Cy37r2. Operational implementation 18 may 2011**. Reading, England, 2012. Disponível em: <http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/CY37r2/index.html>. Acesso em: 29 de outubro de 2012.

FERREIRA, S. A.; GAN, M. A. Intraseasonal variability in the South American monsoon system. **Royal Meteorological Society**. DOI: 10.1002/asl.328, 2010.

FONTAINE, B.; PHILIPPON, N. Seasonal evolution of boundary layer heat content in the west African monsoon from the NCEP/NCAR reanalysis (1968–1998). **International Journal of Climatology**. v. 20. p. 1777–1790, 2000.

GADGIL, S. The Indian monsoon and its variability. **Annual Review of Earth and Planetary Science**. v. 31. Doi: 10.1146/annurev.earth.31.100901.141251, p. 429-467, 2003.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. **Journal of Climate**. v. 17, n. 1, p. 47-66, 2004.

GARCIA, S. R. **Sistema de monção da América do Sul**: início e fim da estação chuvosa e sua relação com a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. 2010. 230 p. (sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/02.04.20.34-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/36STS88>>. Acesso em: 16 out. 2012.

JONES, C.; HOREL, J. D. A circulação da alta da Bolívia e a atividade convectiva sobre a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 5, n. 1, p. 379-387, 1990.

HARTMANN, D. L. **Global physical climatology**. San Diego: Academic Press, 1994. p. 410. ISBN 0-12-328530-5.

HOLTON, J. **An introduction dynamic meteorology**. 4ª edição. Washington: Academic Press, 2004. p. 535. ISBN 012-354016-X.CD-ROM.

HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 02, n. 11, p. 1388-1403, Nov 1989.

KODAMA, Y.-M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**. v. 70, n. 4, p. 813-836, 1992.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**. v. 107. p. 1140- 1153, 1979.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 3. p. 217- 231, 1988.

LENTERS, J. D., e K. H. COOK. On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. **Journal Atmospheric Sciences**. v. 54. p 656–678, 1997.

LI, W.; FU, R. Transition of the large-scale atmospheric and land surface conditions from the dry to the wet season over Amazonia as diagnosed by the ECMWF Re-analysis. **Journal of Climate**. v. 17. 2637- 2651, 2004.

LIEBMANN, B. e D. ALLURED: Daily precipitation grids for South America. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 86, 1567-1570, 2005.

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**. v. 12. p. 1877–1891, 1999.

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

MECHOSO, C. R.; ROBERTSON, A. W.; ROPELEWSKI, C. F.; GRIMM, A. M. The american monsoon systems: An introduction. In: CHANG, C. P.; WANG, B.; LAU, N.-C. G. (Ed.). **The Global Monsoon System: research and forecast**. Geneva: World Meteorological Organization WMO/TD No. 1266 (TMRP Report No. 70), 2005. p. 197-206.

MINUZZI, R. B.; SEDIYAMA, G. C.; BARBOSA, E. M. and MELO JUNIOR, J. C. F. Climatologia do comportamento do período chuvoso da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 22, n.3, pp. 338-344, 2007.

MOLION, L.C.B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismo de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 2, n. 1, p. 107-117, 1987.

MOSCATI, M. C. L. AND GAN, M. A. Rainfall variability in the semiarid zone of northeast Brazil. **Journal of Climatology**. v.27. p.493 -512, 2007. Doi: 10.1002/joc

MOURA, R. G.; HERDIES, D. L.; MENDES, D.; DAMIÃO, M. C. Avaliação da precipitação do modelo regional ETA utilizando as análises do CPTEC e NCEP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA 15. São Paulo. **Anais...** 2008. CD-ROM. (INPE-15598-PRE/10323).

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**. v. 125. p. 279-291, 1997.

QUADRO, M. F. L.; MACHADO, L. H. R.; CALBETE, S.;BATISTA, N. N. M.; SAMPAIO G. Climatologia de precipitação e temperatura. **Climanálise** Especial-Edição comemorativa de 10 anos. São José dos Campos, MCT/INPE/CPTEC. Cap. 9, 1996.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de zonas de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 1994. 124 p. (INPE-6341-TDI/593). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1993. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.26.14.10>>. Acesso em: 08 ago. 2012.

RODRIGUES, L. R. L. **Avaliação do impacto das condições hídricas do solo no início da estação chuvosa de 2004/2005**. 2009. 128 p. (INPE-15737-TDI/1483). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/02.27.17.47>>. Acesso em: 10 maio 2011.

SILVA, A. R. **Ciclo de vida do sistema de monção da América do Sul:** observação e simulação. 2009. 262 p. (INPE-16575-TDI/1567). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/09.14.03.35>>. Acesso em: 30 mar. 2011.

SILVA DIAS, P.; SHUBERT, W. H.; DEMARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 40. p. 2689-2707, 1983.

SILVA, R. A. **Variabilidade da radiação solar no nordeste do Brasil com base em dados observados e do NCEP/NCAR.** f. 80. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2008.

STRETEN, N. A. Some characteristics of satellite-observed bands of persistent cloudiness over the Southern hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 101, n. 06, p. 486-495, 1973.

TAO, W. K., SIMPSON, J. Numerical simulation of a subtropical squall line over Taiwan Strait. **Monthly Weather Review**. v.119, 2699-2723, 1991.

VIRJI, H. A preliminary study of the summertime tropospheric circulation patterns over South America from cloud winds. **Monthly Weather Review**. v. 109. p. 599-610, 1981.

VEIGA, J. A. P.; MARENGO, J. A.; VADLAMUDI, B. R. A influencia das anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico sobre as chuvas de monção da América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro (RJ). **Anais...** 2000. p. 1020-1028. CD-ROM. (INPE-10201-PRE/5729).

VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. R.; NOGUES-PAEGLE, J.; SILVA DIAS, P. L.; ZHANG, C. Toward a unified

view of the American Monsoon Systems. **Journal of Climate**. v. 19. p. 4977-5000, 2006.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. 2° edição. San Diego: Academic Press, 2006. p. 483. ISBN: 0-12-731951-X.

WEBSTER, P, J. The elementary Monsoon. In: FEIN, J, S. **Monsoon**. 1987. p. 632. ISBN 0-471-87416-7.

WEN, L.; CUI, P.; LI, YONG.; WANG, C.; LIU, Y.; CHEN, N.; SU, F. The influence of sensible heat on monsoon precipitation in central and eastern Tibet. **Royal Meteorological Society**. v. 17. DOI: 10.1002/met.18, 2010.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 2 °edição. San Diego: Academic Press, 2006. p. 627. ISBN 13: 978-0-12-751966-1.

XUE, Y.; JUANG, H.-M. H.; LI, W.-P.; PRINCE, S.; DEFRIES, R.; JIAO, Y.; VASIC, R. Role of land surface processes in monsoon development: east Asia and west Africa. **Journal of Geophysical Research**. v. 109. D03105,doi:10.1029/2003JD003556, 2004.

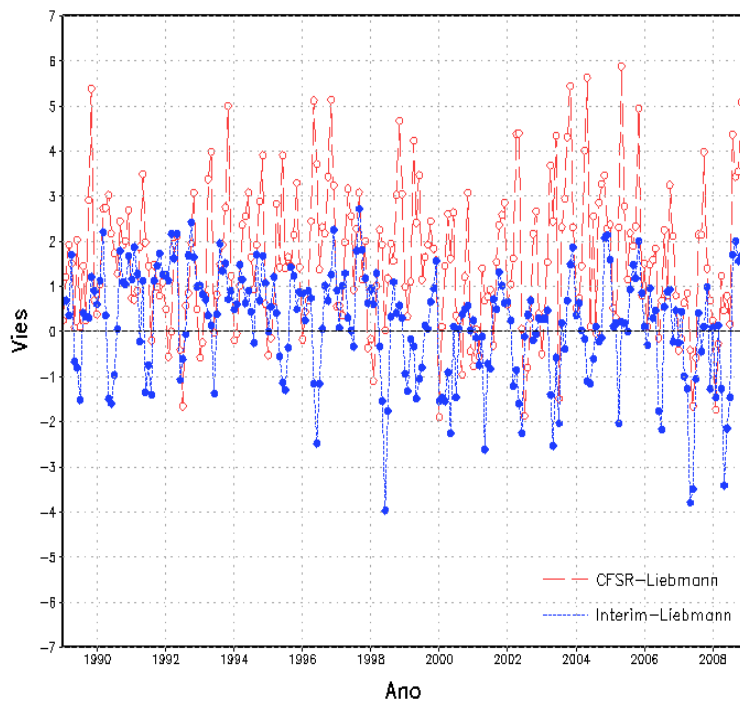
XUE, Y.; SALES, F. D.; LI, W.-P.; MECHOSO, C. R.; NOBRE, C.; JUANG, H.-M. H. Role of land surface processes in South American monsoon development. **Journal of Climate**. v. 19, n. 5, p. 741-762, 2006.

ZHOU, J.; LAU, K.-M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**. v. 11, n. 5, p. 1020-1040, 1998.

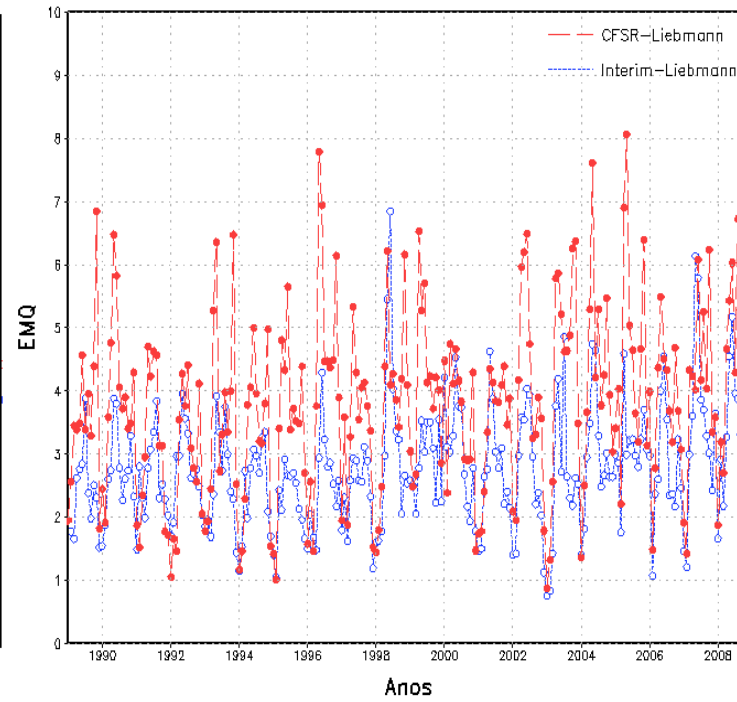
APÊNDICE A

Abaixo serão apresentadas as figuras referentes aos períodos de acumulados mensais e trimestrais de precipitação, nas quais foram aplicados os métodos estatísticos Viés e EMQ, para as regiões: VEN, OAM, LAM, SERTÃO, CENTRAL, SUDESTE, SUL, CAR e SAR. A diferença entre os campos mensais e trimestrais em todas as regiões mostradas abaixo são que as curvas de precipitação para acumulados trimestrais são mais suavizados, pois são dotadas de apenas 4 pontos durante cada ano.

Dessa forma, abaixo são apresentadas as Figuras A1 até A18, correspondentes a Região VEN à Região SAR, nas quais representam o Viés e o EMQ para os períodos de acumulados de precipitação mensal e trimestral, respectivamente. Assim, a partir destas figuras é possível confirmar os resultados apresentados para os demais períodos de acumulados de precipitação avaliados. Visto que em ambos períodos mostrados abaixo (mensais e trimestrais), tanto em termos de exatidão (Viés) quanto de dispersão (EMQ) dos dados, a reanálise Era-Interim tem melhor capacidade em reproduzir os campos de precipitação de Libemann, em praticamente todas as regiões, exceto nas regiões SUL e CAR. Assim, embora os valores de Viés da reanálise CFSR esteja subestimando os campos da análise de Liebmann para precipitação sobre a região CAR (mensais e trimestrais), e a reanálise Era-Interim esteja apresentando maior exatidão que o conjunto de dados norte-americano para a região SUL (mensais e trimestrais), sugere-se a utilização dos dados de reanálise CFSR para ambas as regiões. Isso porque, ao analisar os valores de EMQ para os períodos mensais e trimestrais da reanálise CFSR, percebe-se que seus campos apresentam-se sensivelmente menores que os da reanálise Era-Interim, indicando menor dispersão dos dados.

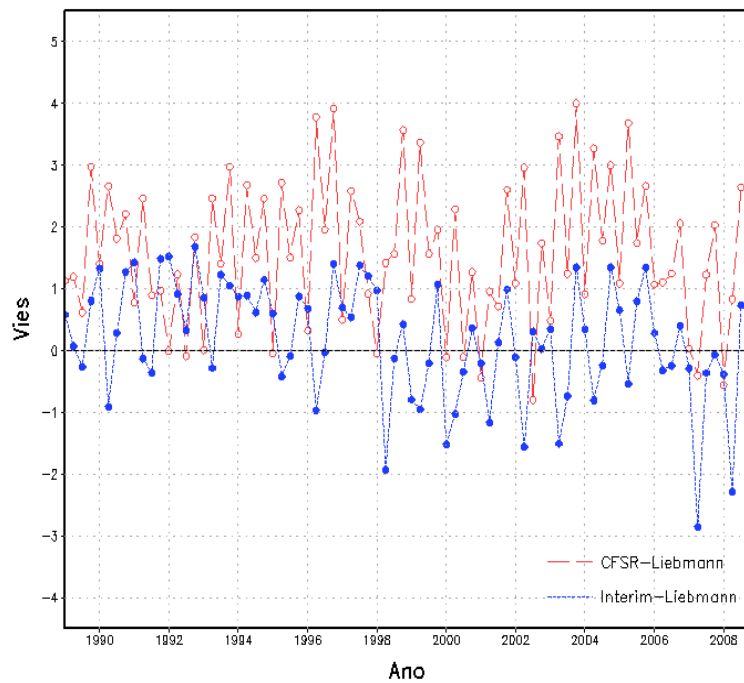


(a)

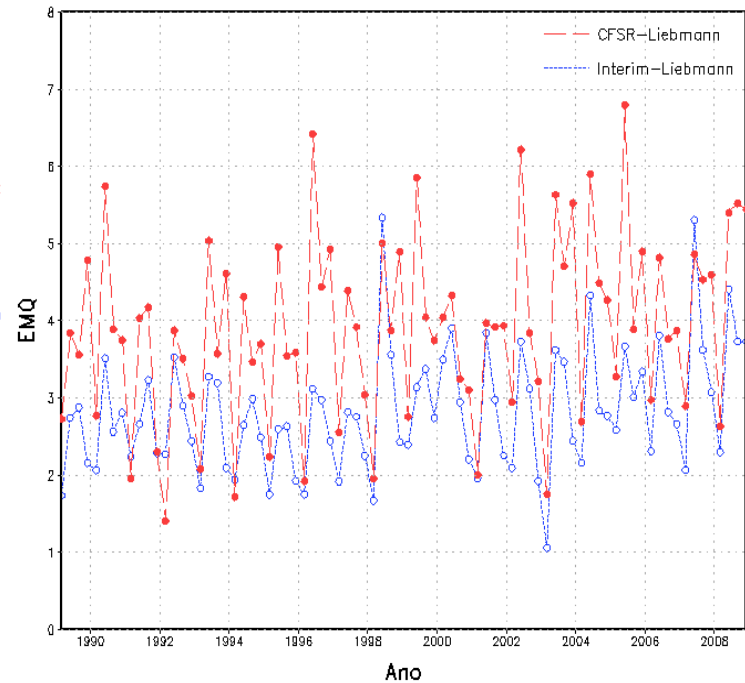


(b)

Figura A1- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal, no período de 1989 a 2008, para a região VEN.

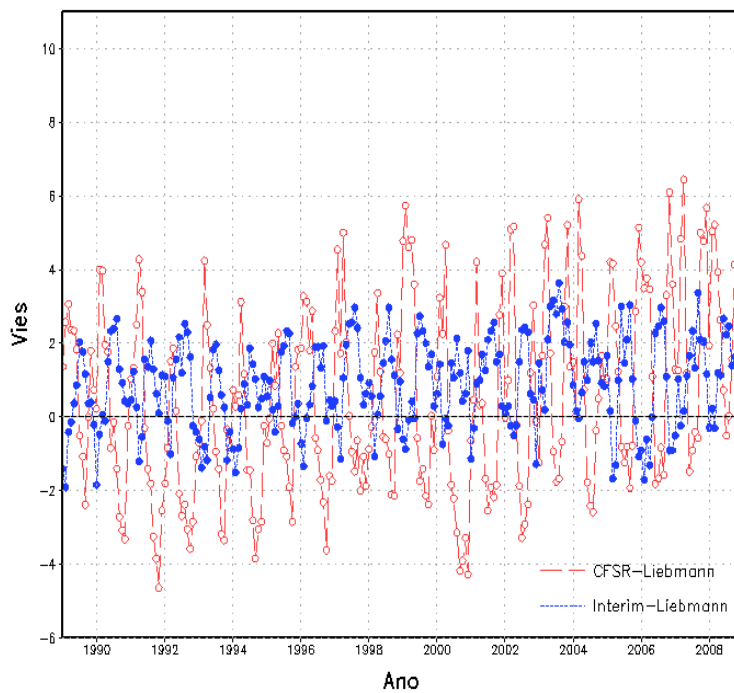


(a)

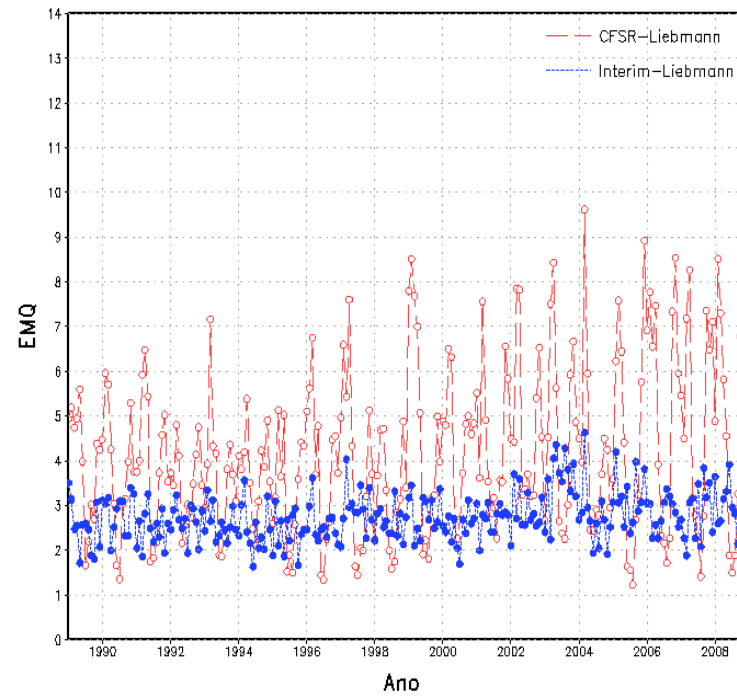


(b)

Figura A2- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral, no período de 1989 a 2008, para a região VEN.

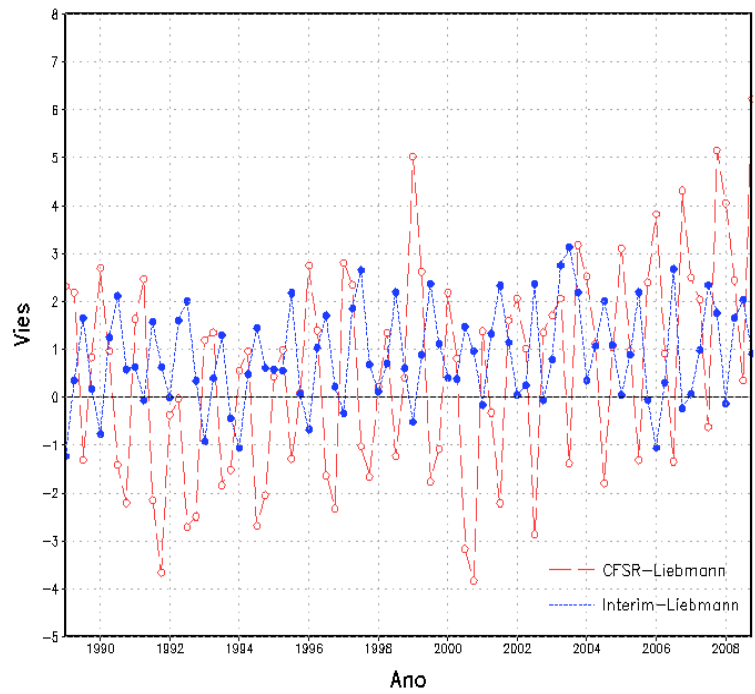


(a)

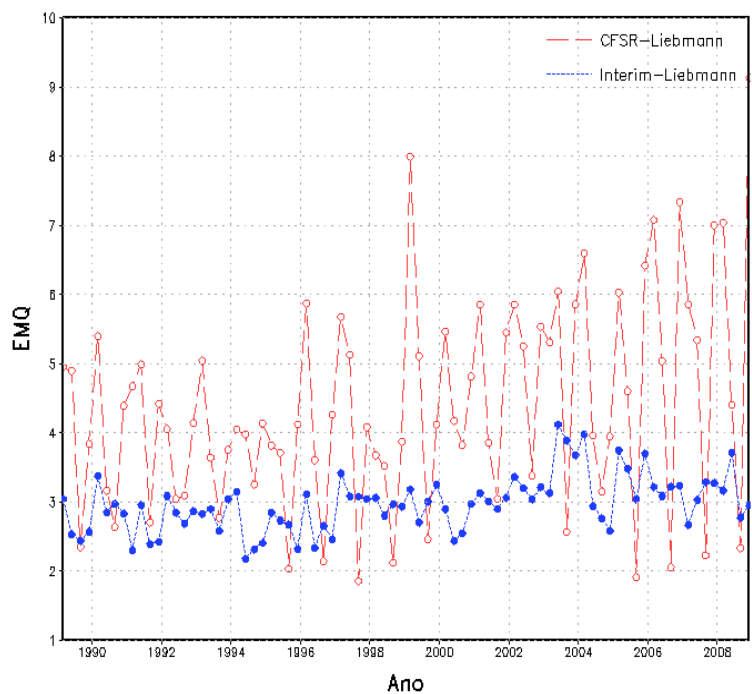


(b)

Figura A3- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal, no período de 1989 a 2008, para a região OAM.

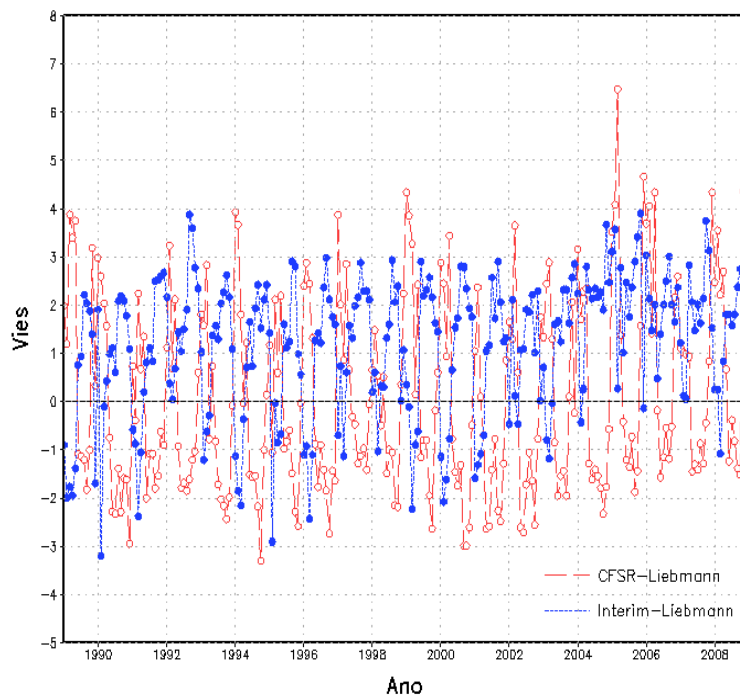


(a)

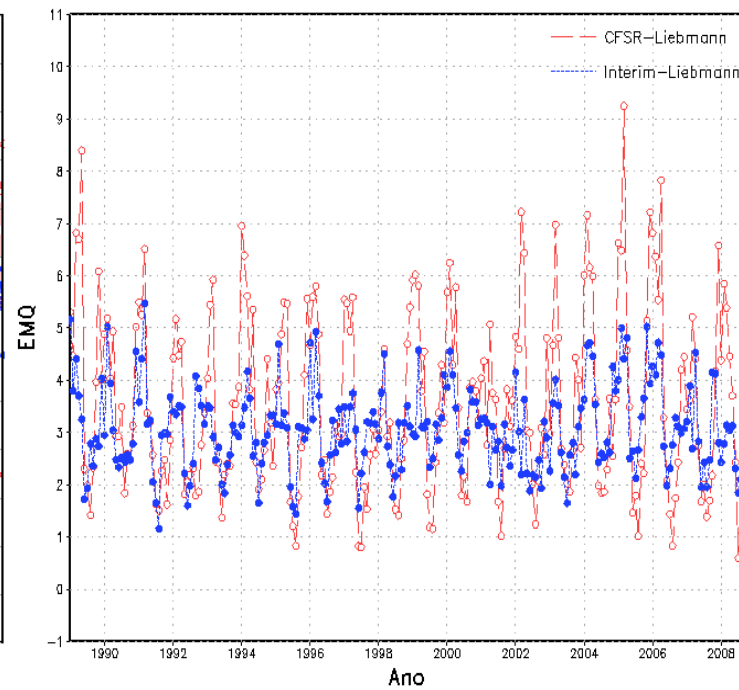


(b)

Figura A4- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral, no período de 1989 a 2008, para a região OAM.

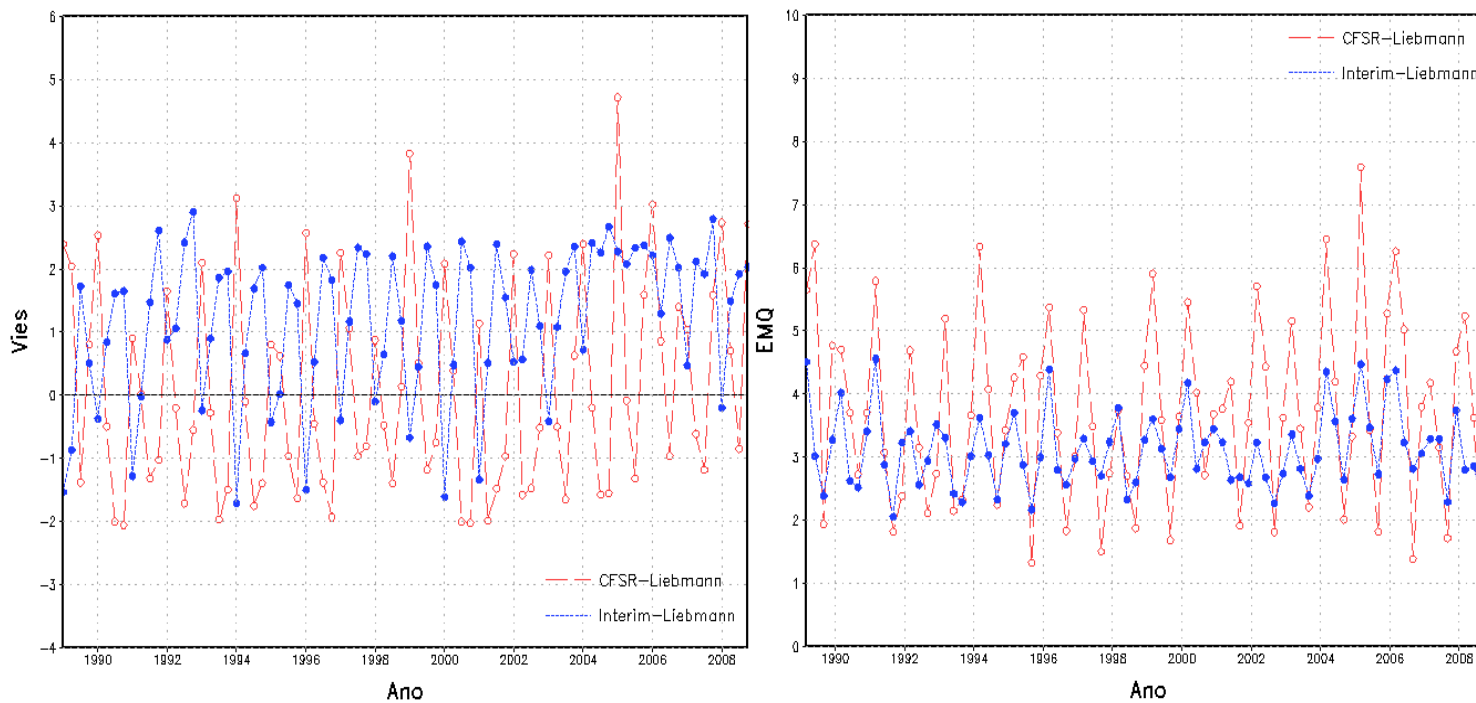


(a)



(b)

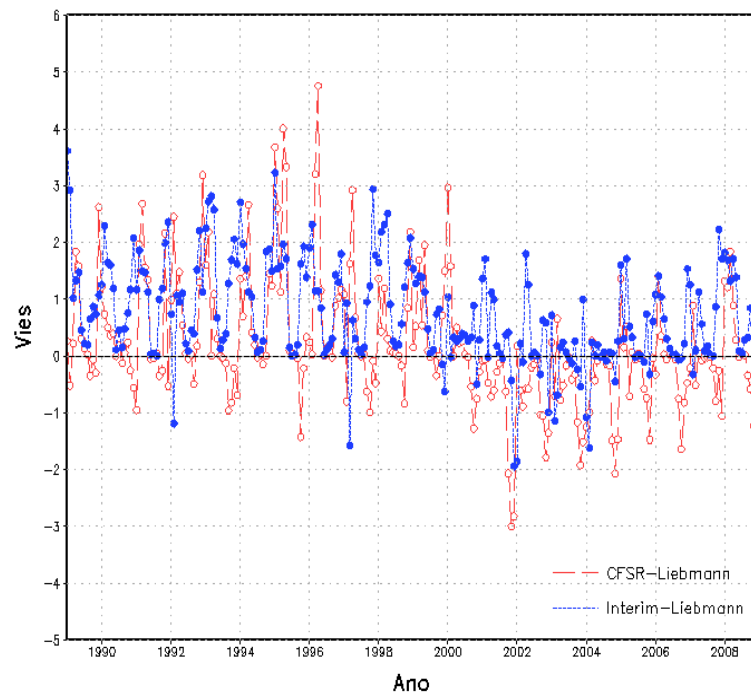
Figura A5- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal, no período de 1989 a 2008, para a região LAM.



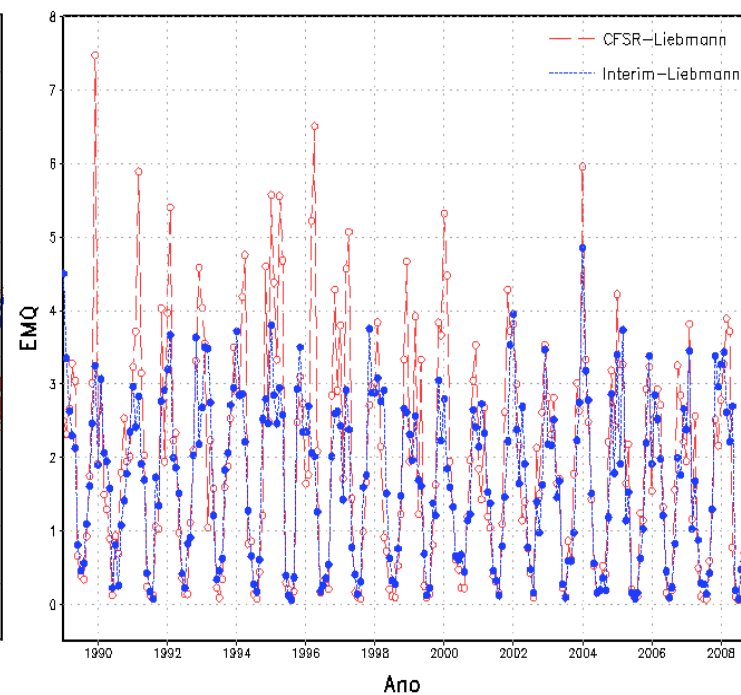
(a)

(b)

Figura A6- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral, no período de 1989 a 2008, para a região LAM.

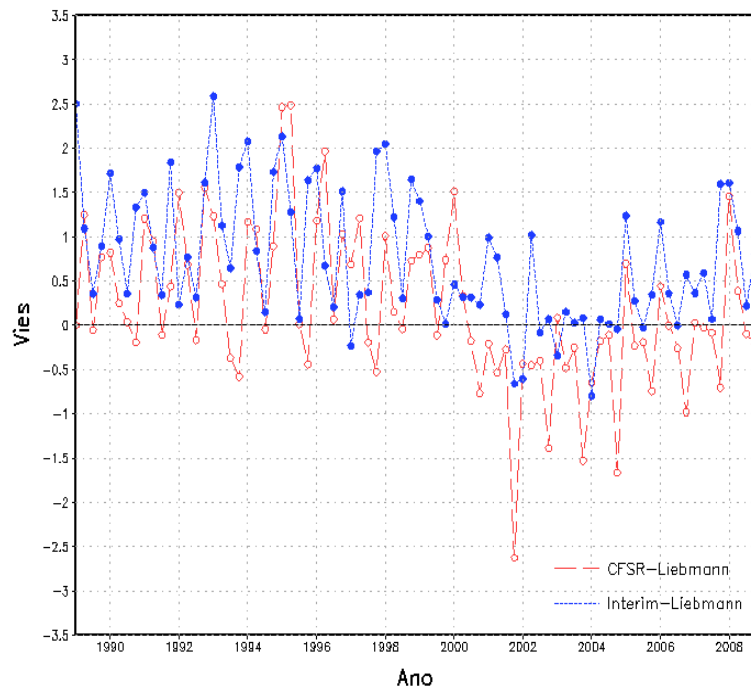


(a)

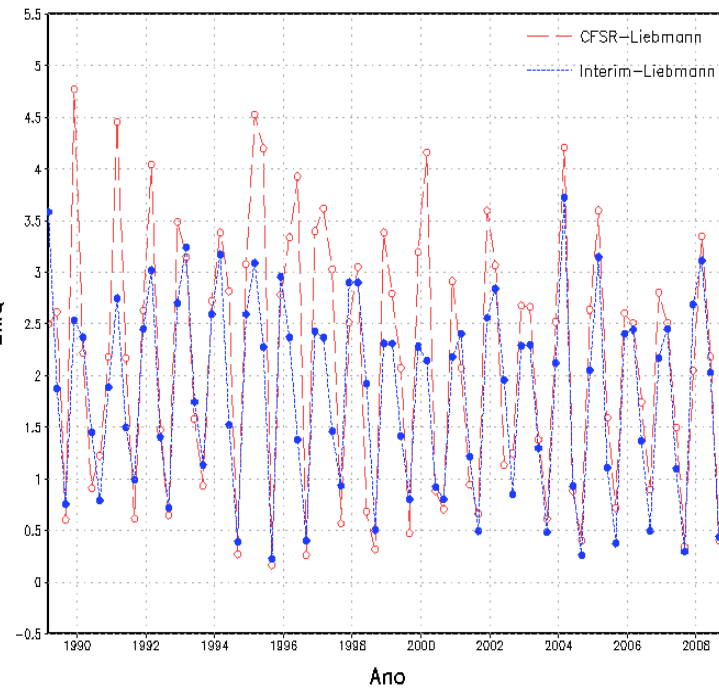


(b)

Figura A7- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal, no período de 1989 a 2008, para a região SERTÃO.

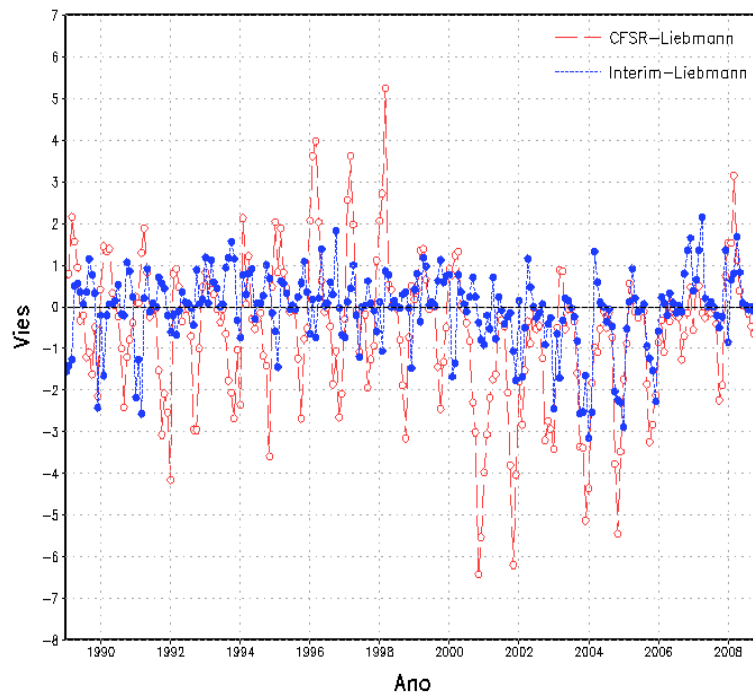


(a)

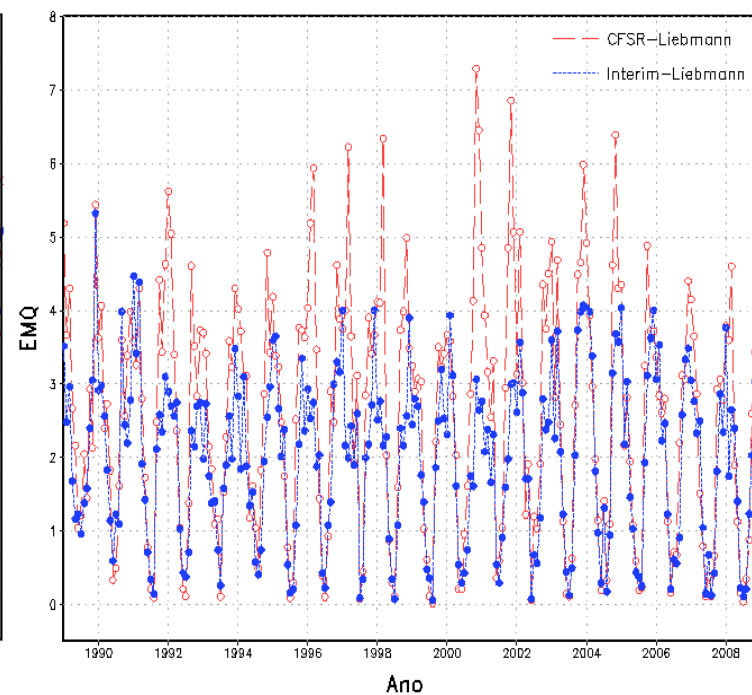


(b)

Figura A8- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral, no período de 1989 a 2008, para a região SERTÃO.

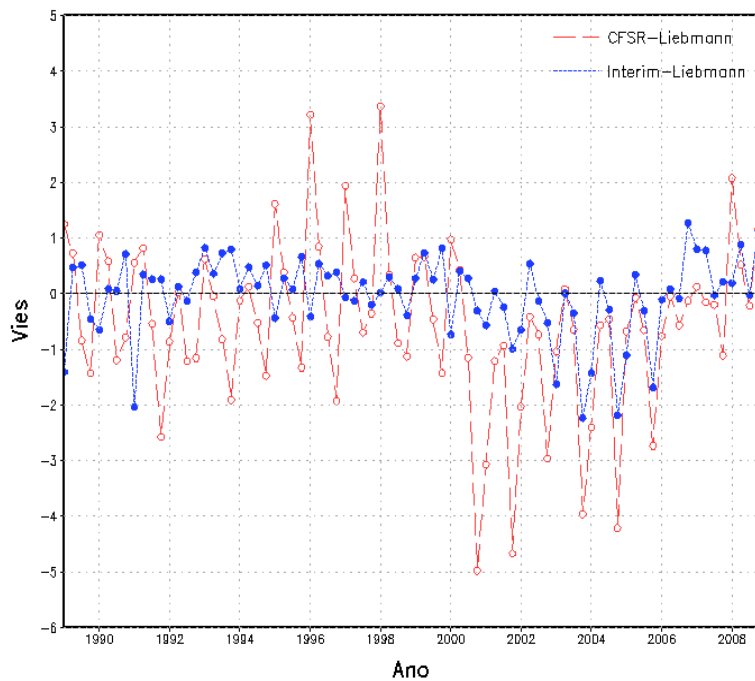


(a)

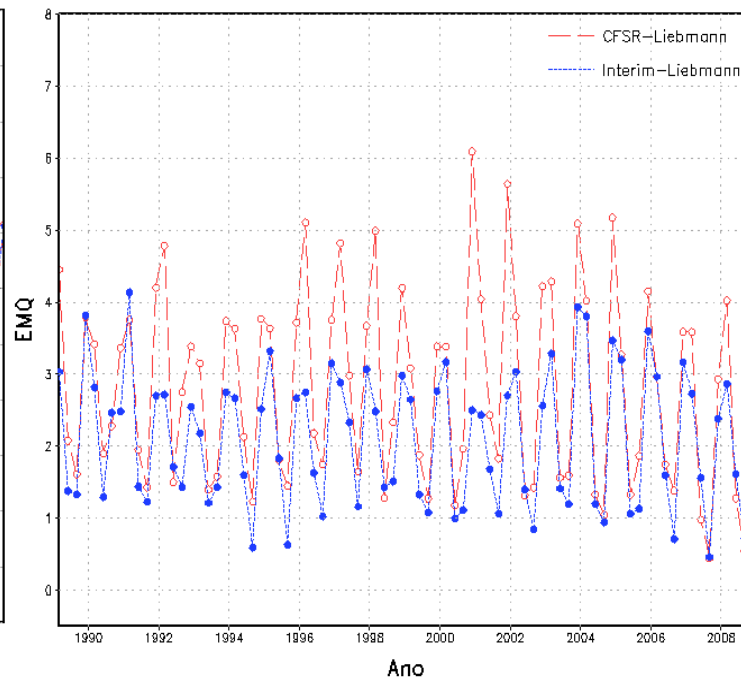


(b)

Figura A9- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal, no período de 1989 a 2008, para a região CENTRAL.

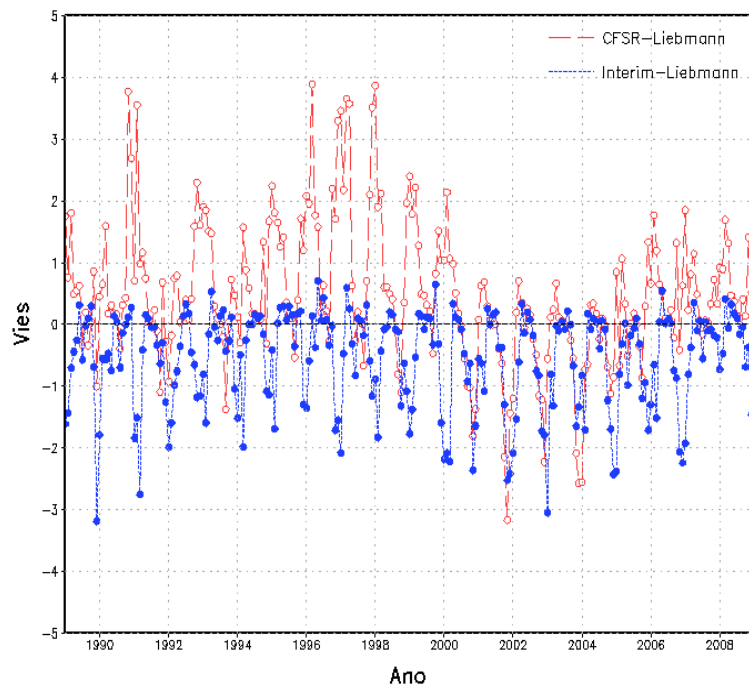


(a)

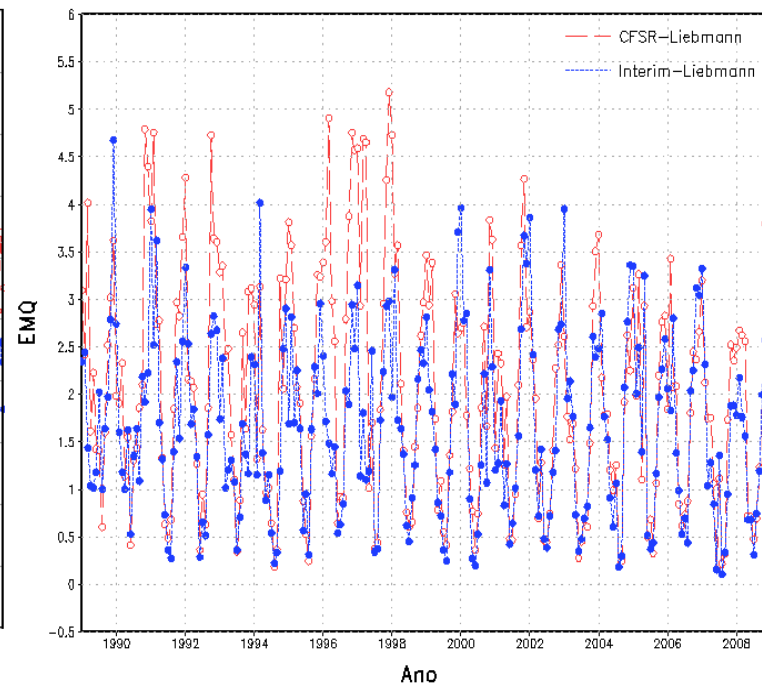


(b)

Figura A10- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral, no período de 1989 a 2008, para a região CENTRAL.

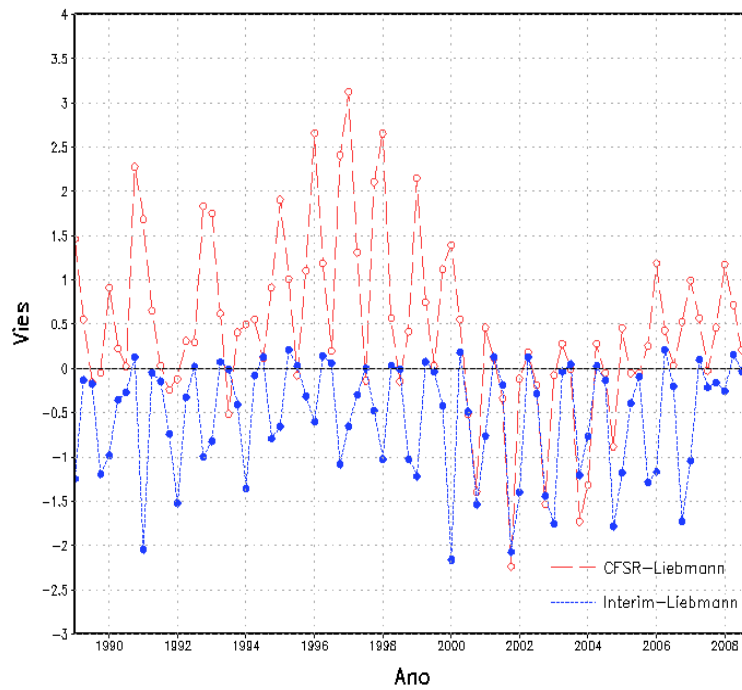


(a)

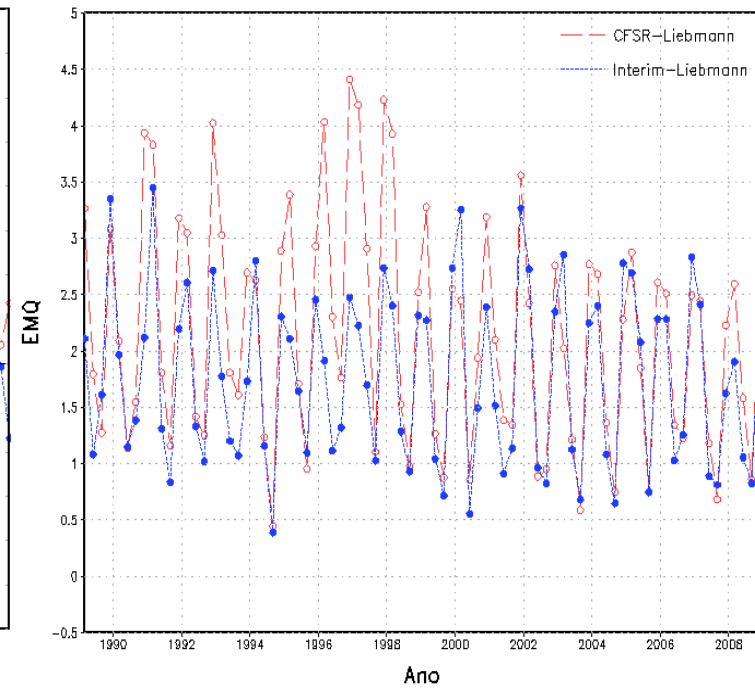


(b)

Figura A11- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal, no período de 1989 a 2008, para a região SUDESTE.

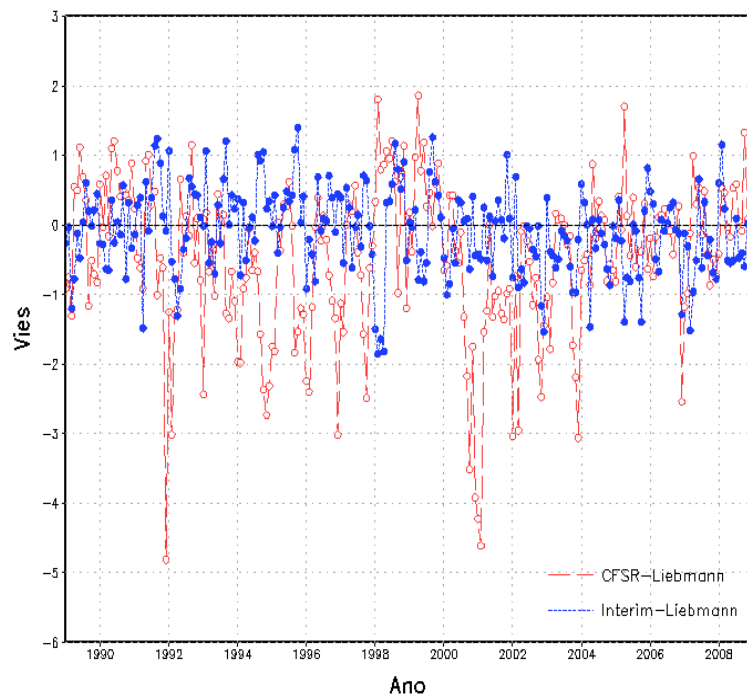


(a)

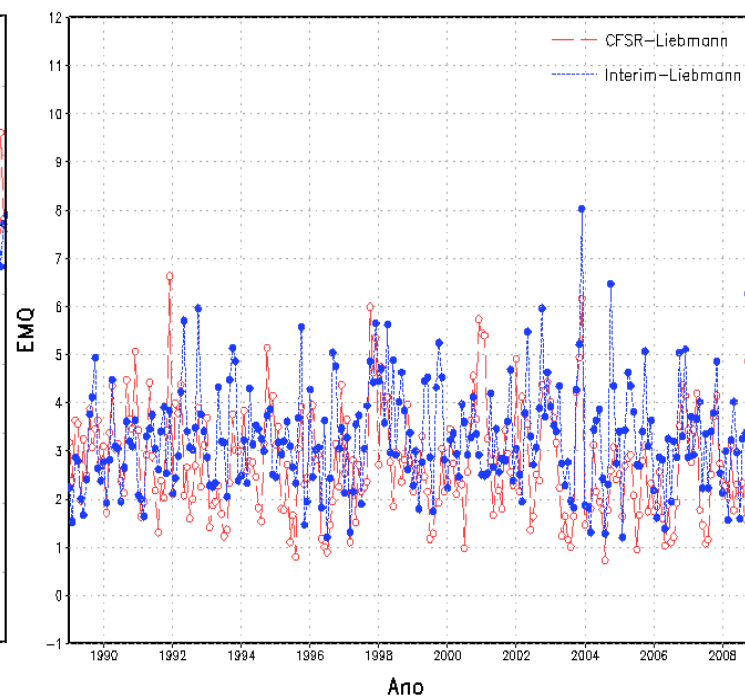


(b)

Figura A12- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral, no período de 1989 a 2008, para a região SUDESTE.

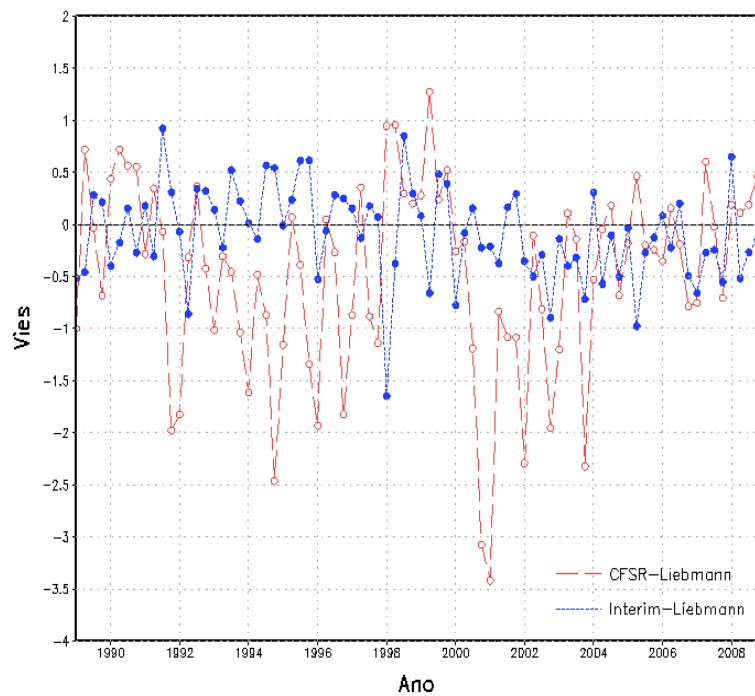


(a)

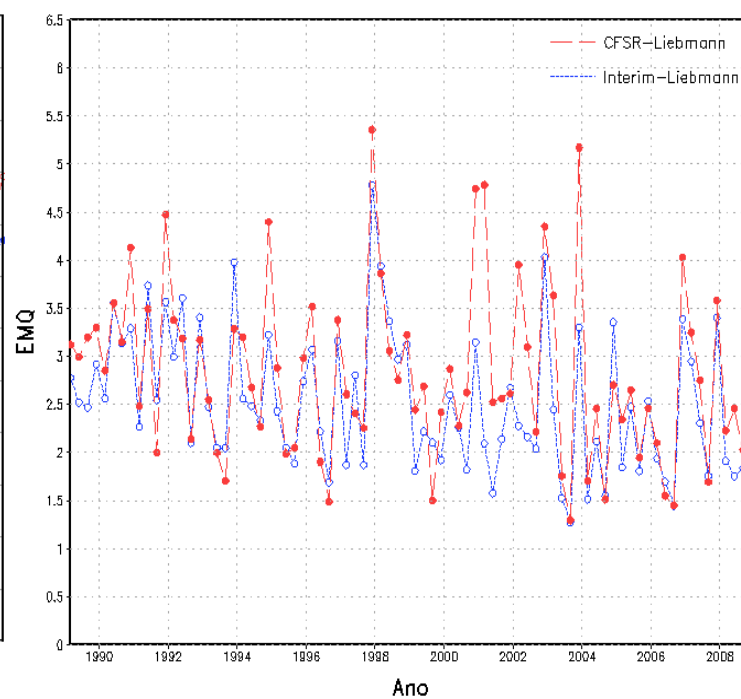


(b)

Figura A13- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal, no período de 1989 a 2008, para a região SUL.

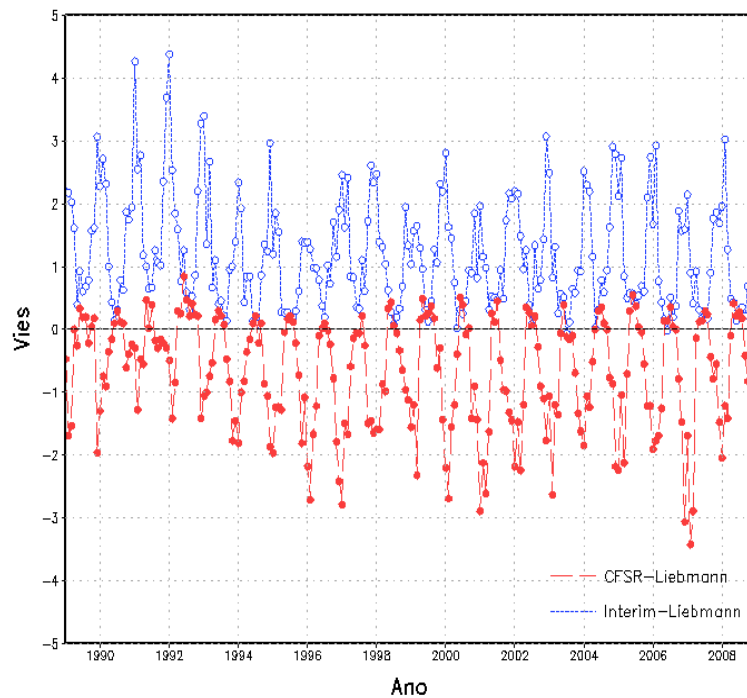


(a)

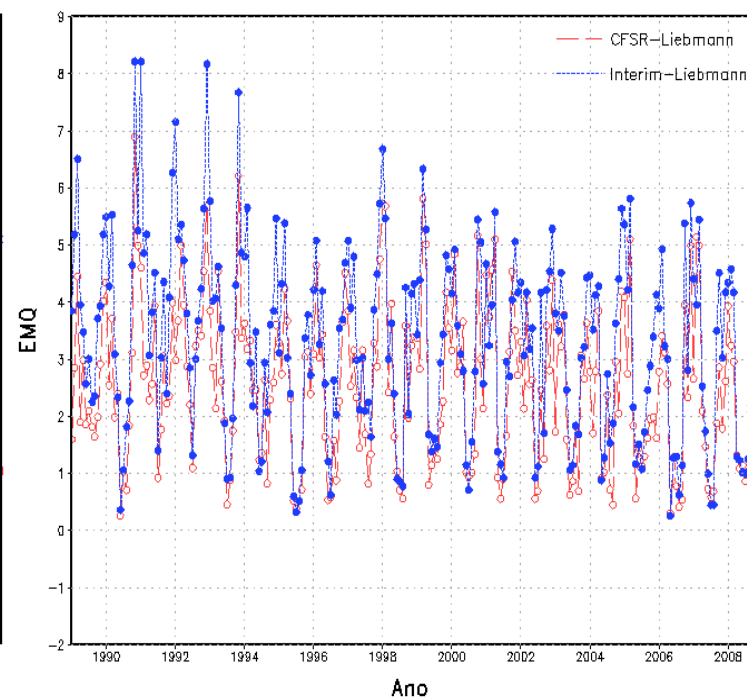


(b)

Figura A14- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral, no período de 1989 a 2008, para a região SUL.

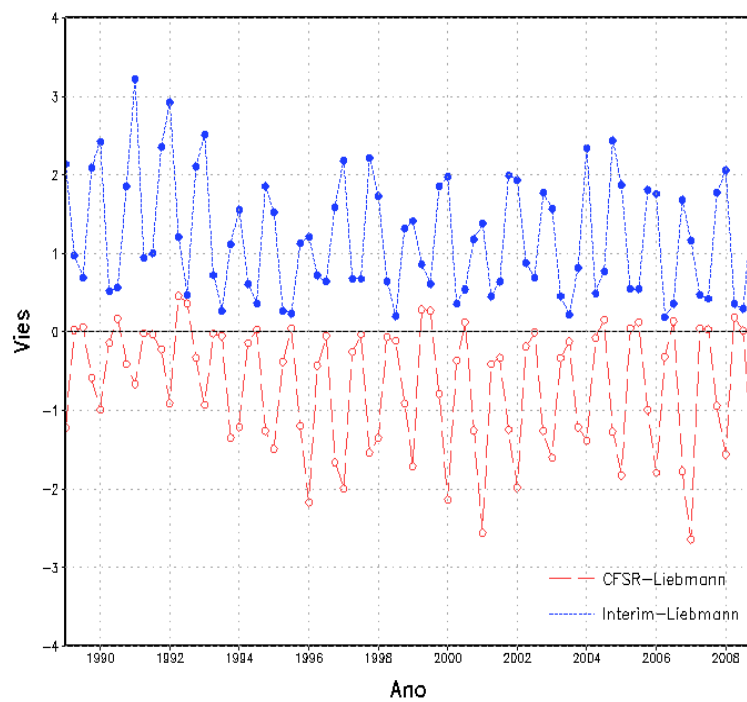


(a)

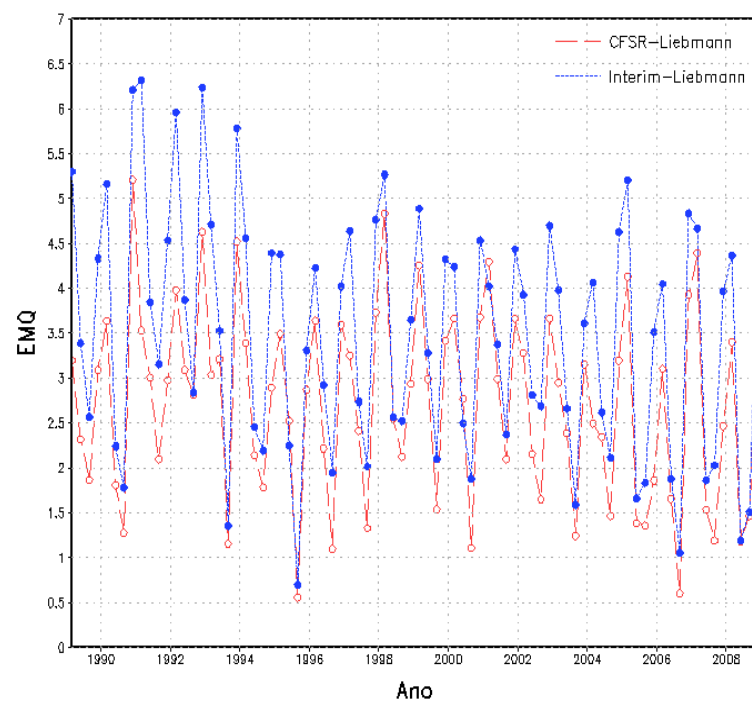


(b)

Figura A15- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal, no período de 1989 a 2008, para a região CAR.

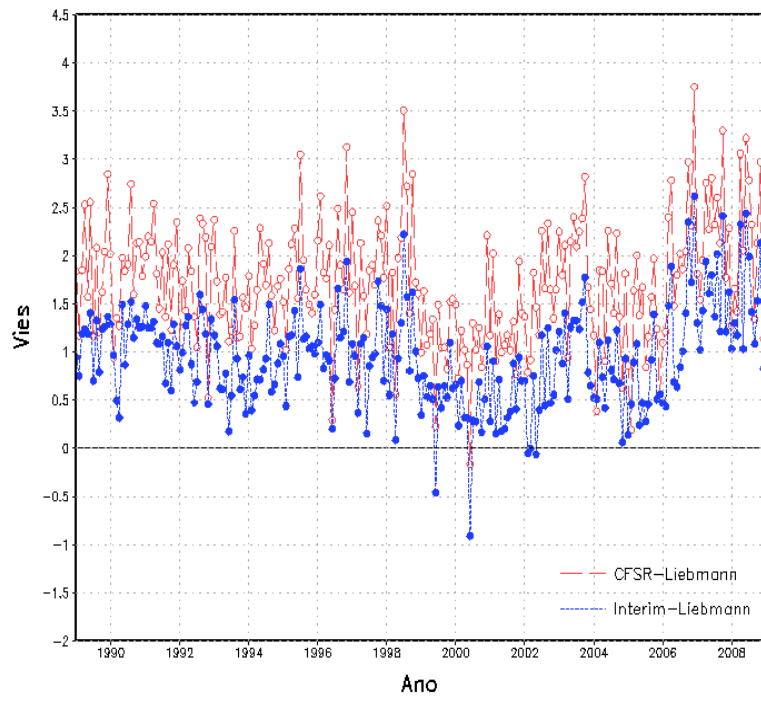


(a)

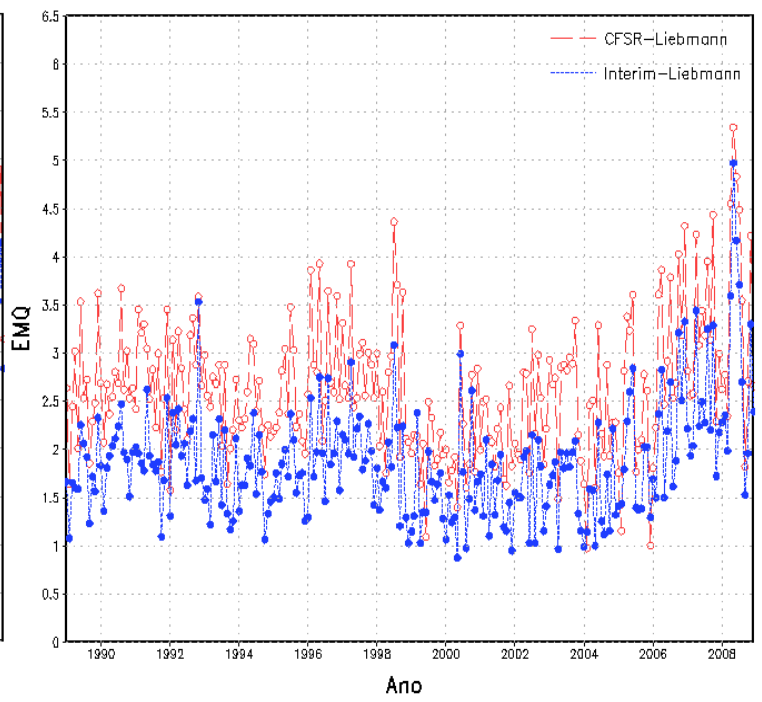


(b)

Figura A16- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral, no período de 1989 a 2008, para a região CAR.

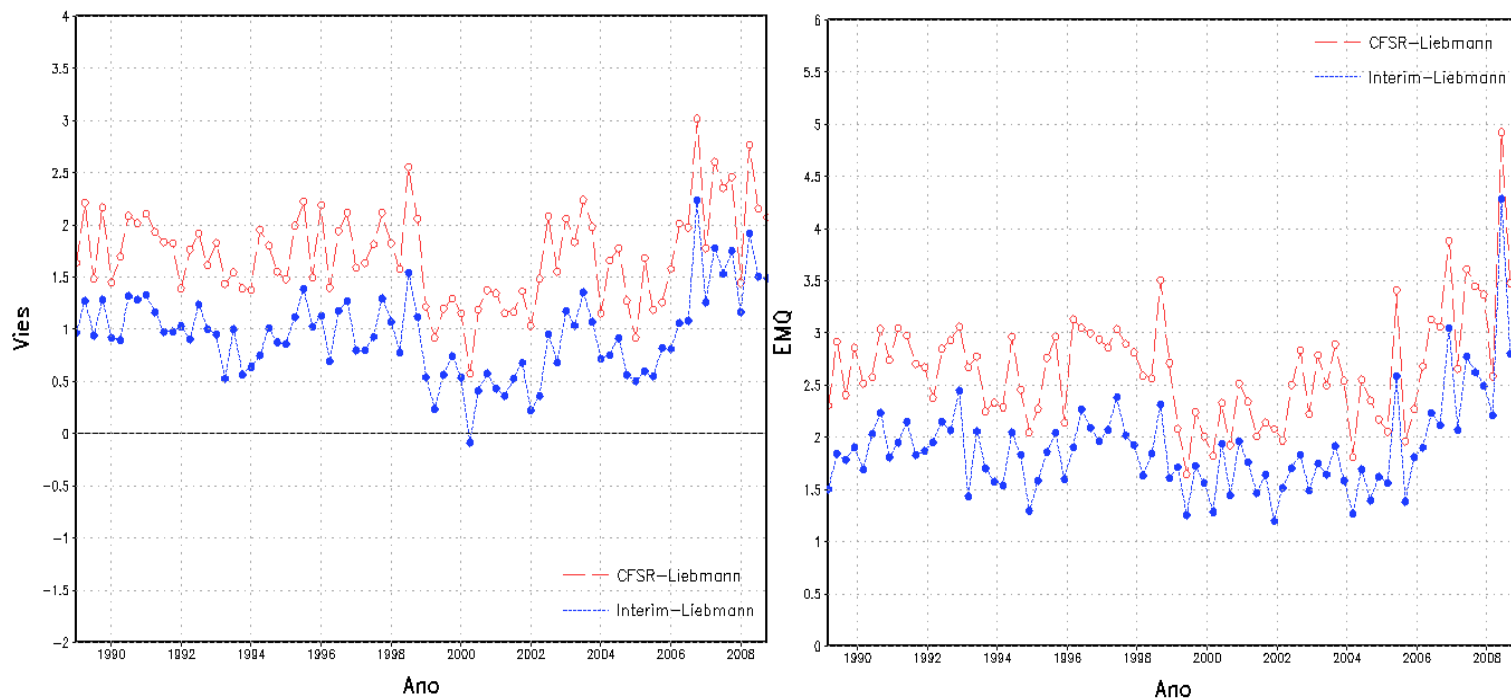


(a)



(b)

Figura A17- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação mensal, no período de 1989 a 2008, para a região SAR.



(a)

(b)

Figura A18- Representação do Viés (esquerda) e EMQ (direita) entre a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise Era-Interim (azul) e a análise de precipitação de Liebmann e a reanálise CFSR (vermelho), para valores de acumulados de precipitação trimestral, no período de 1989 a 2008, para a região SAR.