



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-15775-TDI/1518

IMPACTO DE SONDAGENS ATMOSFÉRICAS SOBRE O ATLÂNTICO TROPICAL NO BALANÇO DE UMIDADE DA AMAZÔNIA

Jairo Geraldo Gomes Júnior

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada
pelo Dr. Luciano Ponzi Pezzi, aprovada em 08 de abril de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/03.19.14.53>>

INPE
São José dos Campos
2009

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) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:

Presidente:

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

Membros:

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

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

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

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

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-15775-TDI/1518

**IMPACTO DE SONDAGENS ATMOSFÉRICAS SOBRE
O ATLÂNTICO TROPICAL NO BALANÇO DE
UMIDADE DA AMAZÔNIA**

Jairo Geraldo Gomes Júnior

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada
pelo Dr. Luciano Ponzi Pezzi, aprovada em 08 de abril de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/03.19.14.53>>

INPE
São José dos Campos
2009

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Gomes Júnior, Jairo Geraldo.

G585i Impacto de sondagens atmosféricas sobre o Atlântico tropical no balanço de umidade da Amazônia / Jairo Geraldo Gomes Júnior. – São José dos Campos : INPE, 2009.
140p. ; (INPE-15775-TDI/1518)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

Orientador : Dr. Luciano Ponzzi Pezzi.

1. Assimilação de dados. 2. Sondagens remotas. 3. Balanço de umidade. 4. Amazônia. 5. RPSAS. I. Título.

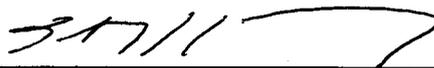
CDU 551.5

Copyright © 2009 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 da Editora, com exceção de qualquer material fornecido especificamente no propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2009 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 the Publisher, 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. Luiz Augusto Toledo Machado



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luciano Ponzi Pezzi



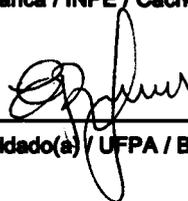
Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Dirceu Luis Herdies



Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Everaldo Barreiros de Souza



Convidado(a) / UFPA / Belém - PA

Aluno (a): Jairo Geraldo Gomes Junior

São José dos Campos, 08 de abril de 2009

“Deus quer, o homem sonha, a obra nasce.”

FERNANDO PESSOA
em “O Infante”, verso 1.

À minha mulher, Márcia.

AGRADECIMENTOS

À Marinha do Brasil, por ter possibilitado a realização deste curso.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, por ter acreditado na minha capacidade de realizar esta pesquisa e por me proporcionar os conhecimentos necessários para esse empreendimento.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, por todo o suporte oferecido.

Ao Dr. Luciano Ponzi Pezzi, meu Orientador, pelo constante incentivo e, principalmente, pelos seus conselhos e sua orientação objetiva. Foi um privilégio ser um dos seus primeiros orientandos de Mestrado!

Ao Dr. Dirceu Luiz Herdies, meu “co-Orientador” informal, pelo agradável convívio e pelos constantes desafios sugeridos, que foram imprescindíveis para o meu crescimento profissional no campo da Ciência.

À Dr^a Rita Valéria Andreoli de Souza e ao Dr. José Antônio Aravéquia, por todo o suporte na etapa da conversão dos dados provenientes do satélite Aqua e na condução das simulações do RPSAS, respectivamente.

Aos membros da Banca, pelas sugestões e comentários formulados, que engrandeceram este trabalho.

À Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) e ao Centro de Hidrografia da Marinha (CHM), pelo apoio e confiança nas diversas etapas do curso. Faço menção especial ao Capitão-de-Fragata Rodrigo de Souza Obino; ao Capitão-de-Corveta Luiz Cláudio M. da Fonseca, o meu “Orientador-institucional”; ao Capitão-de-Fragata Carlos Augusto C. L. Silva; e aos Capitães-de-Mar-e-Guerra (RM1) Alberto Pedrassani da Costa Neves e Gleidson de Oliveira Alenquer.

Ao Centro de Coordenação de Estudos da Marinha em São Paulo, Organização Militar à qual estive subordinado para a realização do curso, pela atenção dispensada e valoroso apoio.

Aos colegas de curso, sejam das turmas de Mestrado ou Doutorado, que contribuíram direta ou indiretamente para a conclusão deste trabalho ou que simplesmente compartilharam momentos que tornaram mais suave o difícil caminho a seguir

Aos outros tantos funcionários do INPE/CPTEC que, anonimamente, ajudaram (e muito!) para a solução dos diversos problemas encontrados durante a pesquisa.

Às secretárias da Pós-Graduação em Meteorologia (PGMET), Lílian, Fabiana Furukawa e Simone, por toda a atenção dispensada.

Por último, mas não por serem menos importantes, gostaria de agradecer a Deus, por ter me concedido a capacidade de viver, de sonhar e de poder transformar em realidade alguns desses sonhos. E à minha família, por ter me concedido a chance de realizar um sonho antigo: contribuir para o desenvolvimento da Ciência. A contribuição foi pequena perante o sacrifício enfrentado em função da ausência e das angústias que se fizeram presentes nesses dois anos. Porém, isso só aumenta o meu orgulho da minha mulher, Márcia, e dos meus filhos, Guilherme e Eduardo.

RESUMO

O sistema de assimilação de dados RPSAS (Regional Physical-space Statistical Analysis System) com resolução horizontal de 40 km, operado pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), foi usado neste estudo para se avaliar o impacto da inclusão de perfis de geopotencial provenientes do conjunto sondador remoto AIRS (Advanced InfraRed Sounder) em suas análises e previsões, e no balanço de umidade calculado com base nesses dados de saída, para uma área limitada na Amazônia (compreendida entre os paralelos de 0° e 10°S, e entre os meridianos de 45° a 75°W) e para os períodos de agosto a outubro de 2004 e 2005. Esses dois trimestres estão inseridos num período em que ocorreu uma das maiores secas dos últimos 100 anos na Amazônia, cuja causa apontada para sua ocorrência foi a existência de um padrão de gradiente inter-hemisférico de temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico (“dipolo do Atlântico”). O estudo de impacto foi feito por meio de duas simulações numéricas do RPSAS: a primeira, com a inclusão de um conjunto de dados sinóticos e derivados de satélites; e a segunda, com o mesmo conjunto de dados da primeira e mais o de perfis de geopotencial AIRS. Comparações com análises operacionais do CPTEC e com dados observados de precipitação serviram para se avaliar as saídas do RPSAS. Em paralelo, estudos climatológicos baseados nos dados dos projetos ERA-40, ERA-Interim, nas reanálises do NCEP (National Centers for Environmental Prediction) e em bancos de dados de precipitação foram conduzidos para se obter um novo prisma sobre a seca de 2005. Os resultados mostram que o experimento no qual ocorreu a assimilação dos perfis de geopotencial AIRS apresentou análises que detalharam o estado da atmosfera de forma mais coerente com a realidade, enquanto que seus dados de previsão de precipitação foram superestimados. Os estudos climatológicos mostraram que a área em estudo já apresentava menor convergência de umidade que a média climatológica desde 1997, de forma concomitante com a redução da precipitação. Além disso, foi constatada a ocorrência de um episódio de El Niño de intensidade fraca a moderada no segundo semestre de 2004, que passou a ser considerado como um fator de agravamento dos efeitos da seca de 2005.

IMPACT OF ATMOSPHERIC SOUNDINGS OVER TROPICAL ATLANTIC ON THE MOISTURE BUDGET OF AMAZONIA

ABSTRACT

The Regional Physical-space Statistical Analysis System (RPSAS), operated by the (Brazilian) Center for Weather Forecasts and Climate Studies (CPTEC - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos) was used in this work to evaluate the impact of assimilated geopotential profiles from AIRS (Advanced Infrared Sounder) system on RPSAS's analyses and predictions, and on the moisture budget computed for a limited area over Amazon (between the parallels of 0° and 10° S, and meridians of 45° and 75° W) and for a period of August until October of 2004 and 2005, using its outputs. These months are inserted in a period of occurrence of one of the biggest droughts in Amazon, whose indicated cause was the existence of an inter-hemispheric gradient of sea surface temperature pattern on the Atlantic Ocean (also called "Atlantic dipole"). The study was made by using two RPSAS numerical simulations for the aforementioned period: in the first, a set of conventional and assynoptic data was used; in the second, the same package of data was used, plus the geopotential AIRS profiles. Some comparisons using operational analyses from CPTEC and with observational data were conducted to test the RPSAS outputs. In parallel, climatological studies were done based on ERA-40 and ERA-Interim projects data, on NCEP reanalysis data, and on rainfall data sets in order to form a new approach of the 2005 drought. The results showed that the experiment with AIRS profiles generated analyses that presented the atmospheric state more properly and coherent with physical reality. The precipitation forecasts, in its turn, were overestimated. The climatology showed that the Amazon area had already presented less moisture convergence than the historical records since before July of 2004, and so did the rainfall. Furthermore, it was proved an occurrence of El Niño episode in the last semester of 2004, which was indicated as a one of the causes of the enhancement of the 2005 drought effects.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

LISTA DE SÍMBOLOS

1 INTRODUÇÃO.....	21
1.1 Objetivos	23
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	25
2.1 Relação dos oceanos com a precipitação na região amazônica	25
2.2 Secas na Amazônia e o evento de 2005	29
2.3 O balanço de umidade e energia na Amazônia	31
2.4 Estudos do fluxo de umidade na Amazônia	33
3 MATERIAIS E MÉTODOS	35
3.1 Dados	35
3.1.1 Dados ERA-40 e ERA-Interim	35
3.1.2 Dados do NCEP	38
3.1.3 Aquisição e processamento dos perfis de geopotencial AIRS	38
3.2 O modelo regional Eta	38
3.3 O sistema de Assimilação de Dados RPSAS no CPTEC	40
3.4 O balanço de umidade	42
3.4.1 O fluxo de umidade	47
3.5 Efeitos da Assimilação de Dados	49
3.6 Climatologia e estudos de compostos	50
3.7 Análise das saídas do RPSAS e comparações	52
4 CLIMATOLOGIA E DISCUSSÃO SINÓTICA.....	55
4.1 Aspectos gerais	55
4.2 Discussão sinótica	56
4.2.1 Período de agosto a outubro de 2004	56
4.2.2 Período de agosto a outubro de 2005	60
4.3 Variações sazonal e mensal do fluxo de umidade	63
4.4 Climatologia do balanço de umidade	73
4.5 Análise das influências dos compostos e diagrama esquemático	76
5 RESULTADOS DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS	81
5.1 O Balanço de umidade	81

5.2	Estudo dos fluxos de umidade	86
5.3	Análise do impacto espacial dos dados AIRS	92
5.4	Comparações	99
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	105
6.1	Sugestões de trabalho futuros	108
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	109
	APÊNDICE A – CONCEITOS BÁSICOS SOBRE A SECA	121
A.1	O fenômeno “Seca”	121
A.1.2	A Seca meteorológica	122
A.1.3	A Seca agrícola	122
A.1.4	A Seca hidrológica	123
A.1.5	A Seca sócio-econômica	123
	APÊNDICE B – CONCEITOS BÁSICOS SOBRE MODELAGEM NUMÉRICA E ASSIMILAÇÃO DE DADOS	125
B.1	Conceitos básicos de Assimilação de Dados em Meteorologia	126
B.1.1	A análise objetiva	127
B.1.2	Métodos empíricos e o ciclo de Assimilação de Dados	128
B.1.3	Assimilação de Dados	131
B.1.4	Alguns métodos de Assimilação de Dados	132
	APÊNDICE C – CONCEITOS BÁSICOS SOBRE O SATÉLITE AQUA E SONDAGENS ATMOSFÉRICAS	135
C.1	O satélite Aqua	135
C.1.1	O sistema AIRS	136
C.2	Sondagens atmosféricas	137
C.3	Recuperação dos perfis de geopotencial do AIRS	139

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
2.1 Nível das águas do Rio Negro na estação de Manaus.....	30
3.1 Representação esquemática do ciclo de assimilação de dados.....	41
3.2 Representação esquemática das áreas geográficas do estudo.....	45
3.3 Diagrama esquemático dos volumes de controle.....	46
4.1 Posicionamento da ZCIT.....	57
4.2 Desvios da precipitação em relação à média climatológica	61
4.3 Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar.....	62
4.4 Climatologia sazonal dos fluxos de umidade	64
4.5 Climatologia mensal dos fluxos de umidade integrados verticalmente	66
4.6 Fluxos de umidade integrados da face leste da área "L"	71
4.7 Valores da divergência do fluxo de umidade e da precipitação para a área T	75
4.8 Série estendida da divergência do fluxo de umidade e da precipitação da área T.....	75
4.9 Diagrama esquemático das causas da seca de 2005 na Amazônia	78
5.1 Fluxos de umidade integrados para as áreas "O", "C" e "L".....	87
5.2 Corte Vertical do Fluxo meridional de umidade.....	89
5.3 Corte vertical do fluxo zonal de umidade no meridiano de 55° W	90
5.4 Distribuição espacial típica dos perfis AIRS assimilados pelo RPSAS	93
5.5 Altura geopotencial média para set/05 e diferença abs. média do vento zonal	94
5.6 Diferença absoluta média da altura geopotencial para o mês de set/2005	96
5.7 Diferença absoluta média da umidade específica para o mês de set/2005	96
5.8 Índices de Impacto da Análise para o mês de agosto/2005	97
5.9 Fluxos de umidade integrados com base nas reanálises do NCEP e ERA-Interim ..	100
5.10 Precipitação observada e prevista para agosto/2005	102
5.11 Comparativo de dados médios de precipitação	104
B.1 Diagrama esquemático do Ciclo de Assimilação de Dados	131
C.1 O satélite Aqua	135
C.2 Configuração do sistema imageador AIRS	137

LISTA DE TABELAS

	Pág.
2.1 Anos de ocorrência “Dipolos” Quente e Frio no Oceano Atlântico.....	28
3.1 Limites geográficos das áreas de estudo	45
3.2 Anos de ocorrência de “Dipolo quente”, “Dipolo Quente” e El Niño, e El Niño	51
3.3 Valores dos Índices de monitoramento do ENSO	52
4.1 Dados mensais da climatologia da divergência de umidade com dados ERA-40.....	73
4.2 Índices de correlação.....	77
4.3 Climatologia dos termos da equação do balanço de umidade com	79
5.1 Termos da Eq. do balanço de umidade para 2004, sem AIRS.....	83
5.2 Termos da Eq. do balanço de umidade para 2004, com AIRS.....	83
5.3 Termos da Eq. do balanço de umidade para 2005, sem AIRS.....	84
5.4 Termos da Eq. do balanço de umidade para 2005, com AIRS.....	84
5.5 Balanço de umidade da área T, para os meses de agosto a outubro (2004 e 2005) ...	85
5.6 Valores da divergência de umidade para os meses de agosto a outubro de 2005	92

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- AD: Assimilação de Dados
- AIRS: Atmospheric Infrared Sounder
- AMSU: Advanced Microwave Sounding Unit
- ATOVS: Advanced TIROS N Operational Vertical Sounder
- CAD: Ciclo de Assimilação de Dados
- CDC: Climate Diagnostics Center
- CPC: Climate Prediction Center
- CPTEC: Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
- DAO: Data Assimilation Office
- ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
- ENIAC: Electronic Numerical Integrator Analyzer and Computer
- EOS - Earth-Observation satellite
- ERA: ECMWF Re-Analysis
- ERA-40: Reanálise de 45 anos do ECMWF, de setembro de 1957 a agosto de 2002
- EtaWS: modelo Eta Workstation
- EUA: Estados Unidos da América
- FLUAMAZON: Experimento Meteorológico para determinação da Umidade na Amazônia
- GTE/ABLE-2B: Global Tropospheric Experiment/Amazon Boundary Layer Experiment – fase 2
- GTN: Global Telecommunication System
- GrADS: Grid Analysis and Display System
- HSB: Humidity Sounder for Brazil
- JBN: Jato de baixos níveis
- IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change
- LBA: Large Scale Biosphere-Atmosphere Experimento in Amazonia
- MPI: Message Passing Interface
- NASA: National Aeronautic and Space Administration
- MCS: Método de Correções Sucessivas
- MEI: Multivariate Enso Index,

NAO: Oscilação do Atlântico Norte
NCEP: National Centers for Environmental Prediction
NDMC: National Drought Mitigation Center
NMC: National Meteorological Center
ODS: Observation Data Stream
OI: Optimal Interpolation
PDF: Probability Density Function
PSAS: Physical-space Statistical Analysis System
RMS: raiz do erro quadrático médio
RPSAS: Regional Physical-space Statistical Analysis System
SOI: Southern Oscillation Index
TAV: Variabilidade do Atlântico Tropical
TSM: Temperatura da Superfície do Mar
TVVT: Taxa de Variação Vertical da Temperatura
VCAN: Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
ZCAS: Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT: Zona de Convergência Intertropical
3D-Var: Assimilação Variacional em três dimensões

LISTA DE SÍMBOLOS

B: Matriz das covariâncias dos erros de “background” ou da estimativa inicial

c: Condensação

e: Evaporação

H: Operador da observação

h: Constante de Planck (J.s)

J: Função custo da análise

J_b : Termo de “background” ou da estimativa inicial

J_o : Termo da observação

K: Matriz Peso ou Ganho de Kalman

P: Pressão atmosférica (hPa)

P_T : Pressão atmosférica no topo da atmosfera (hPa)

P_r : Pressão atmosférica do nível de referência (hPa)

P_S : Pressão atmosférica na superfície (hPa)

R: Matriz das covariâncias dos erros da observação

S: razão de formação ou destruição

q: Umidade específica (g/kg)

x: vetor de estado

x_a : vetor dos dados da análise

x_b : vetor dos dados de “background” ou da estimativa inicial

x_t : vetor do estado verdadeiro da atmosfera

y_o : vetor das observações

Z_S : Altitude da superfície (m)

$\beta_\lambda(T)$: Função de Planck ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$)

\square : Emitância

η : coordenada vertical Eta

μ : Cosseno do ângulo zenital

τ : transmitância atmosférica

σ : coordenada vertical Sigma, desvio padrão

ω : velocidade vertical (Pa/s)

1 INTRODUÇÃO

A Amazônia é uma região da América do Sul definida pela bacia do rio Amazonas e é coberta, em sua maior parte, por uma floresta equatorial (Hiléia Amazônica). A Floresta e a bacia Amazônica figuram como feições geográficas importantes da América do Sul. Em consequência das interações entre o Oceano Atlântico Tropical, a biosfera da Amazônia e a atmosfera sobre essas áreas, a Amazônia exerce significativa influência no clima do continente sul americano em diversas escalas temporais (SATYAMURTY et al, 1998).

Um dos mais intrigantes processos meteorológicos que ocorrem na região é a convergência de umidade que se faz presente nos meses do verão austral, que se associa a mecanismos de fluxos e redistribuição dessa umidade, gerando intensa atividade convectiva, reciclagem da umidade, além de verdadeiros “rios troposféricos” (NEWELL et al, 1992) na direção das médias latitudes do continente sul americano e tendo significativos impactos nas atividades humanas na região da Bacia do Prata e no sul e sudeste do Brasil (BERRI e INZUNZA, 1993; RAO et al, 1996; LENTERS e COOK, 1999; HERDIES et al, 2002; CARVALHO et al, 2004; ARRAUT, 2007).

O entendimento dos processos que provocam a “alimentação” da umidade amazônica e a quantificação do balanço dessa umidade são importantes passos para a compreensão dos diversos mecanismos climáticos, dos sistemas/fenômenos de tempo e de interações biosfera-atmosfera que ocorrem associados aos fluxos dessa umidade, tais como a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), o Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBN) e as intensas atividades convectivas na bacia do Prata, na forma de Complexos Convectivos de Mesoescala - CCM (SATYAMURTY et al, 1998; MARENGO, 2000; HERDIES et al, 2002; FERREIRA et al, 2003; ARRAUT, 2007).

A região amazônica apresenta variabilidades em escalas interanual e decenal de sua convergência de umidade e, conseqüentemente, da sua precipitação (MARENGO, 2000). Os efeitos da variabilidade dos fluxos de umidade podem ocorrer na forma de secas na região e algumas delas assumem proporções de calamidade pública, trazendo consigo enormes prejuízos (MARENGO, 2008b). Em 2005, uma seca anômala ocorreu na

Amazônia e suas conseqüências foram amplamente divulgadas pela mídia nacional e internacional (e.g. MACIEL, 2005; ROTHER, 2005; MACEDO, 2005).

Diversos estudos foram realizados na busca do entendimento das causas dessa seca e sua relação com outros eventos similares no passado. Marengo et al (2008a,b) apresentaram argumentos de que o aquecimento anômalo das águas do Oceano Atlântico Tropical Norte tenha sido a sua principal causa e que a mesma ocorreu independente de modulação por parte de evento El Niño. Eles também indicaram que essa situação causa o enfraquecimento da circulação em baixos níveis, o que é coerente com os estudos de projeções climatológicas do efeito do aquecimento global tratado por Vecchi e Soden (2007), que mostraram a redução da intensidade da circulação zonal assimétrica (Células de Walker) em experimentos de cenários de aquecimento global derivados dos relatórios do IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change).

Satyamurty et al (1998), Marengo (2000) e Arraut (2007) discorreram sobre o Oceano Atlântico ser a maior fonte da umidade que se dirige à Amazônia. Sendo assim, o estudo dos fluxos dessa umidade originária do Atlântico tropical pode revelar indícios das causas da seca de 2005.

É provável que a obtenção desses fluxos com uma metodologia na qual se empregue uma melhor resolução espacial, além de dados adquiridos por sondagens remotas ou *in situ*, possa promover a melhor acurácia dos resultados. Tal tarefa pode ser beneficiada pelo emprego de técnicas de assimilação de dados em modelos numéricos regionais de previsão do tempo (HERDIES et al, 2007). Por essa razão, este estudo faz uso da Assimilação de Dados, que pode ser compreendida como o processo de combinar, de forma balanceada, dados do modelo de previsão do tempo com as observações de variáveis atmosféricas para a obtenção da melhor representação possível do estado da atmosfera a ser usada como condição inicial de uma nova integração temporal do modelo.

Este trabalho é um dos primeiros da literatura científica brasileira a apresentar resultados do impacto da assimilação de dados de satélite no balanço de umidade da Amazônia. Tal fato permitirá melhor detalhamento desses fluxos e poderá servir para promover análises mais acuradas dos processos físicos envolvendo os ciclos da umidade.

1.1 Objetivos

Nesse contexto, este estudo tem os seguintes **Objetivos Gerais**:

I - Estudar o impacto da assimilação de dados de sondagens atmosféricas coletadas sobre o Oceano Atlântico tropical, derivados do AIRS (Atmospheric Infrared Sounder), no RPSAS (Regional Physical-space Statistical Analysis System) e seu efeito sobre o cálculo do balanço de umidade da Amazônia para os meses de agosto a outubro de 2004 e 2005;

II - Propor um melhor entendimento das causas da seca sobre a Amazônia em 2005, tendo por base o estudo dos fluxos de umidade na Amazônia referentes aos meses de agosto a outubro de 2004 e 2005, e da climatologia da região.

E tem como **Objetivos Específicos**:

I - Calcular o balanço de umidade sobre a área delimitada pelos paralelos de 0° e 10° S e meridianos de 45° e 75° W, para os meses de agosto a outubro dos anos de 2004 e 2005, na forma de valores médios para os meses separadamente e para os trimestres (agosto a outubro) de cada ano;

II – Realizar estudos climatológicos com base nos dados das reanálises do European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF), ERA-40 (UPPALA et al, 2005) e ERA-Interim; e do National Center for Environmental Prediction - NCEP (KALNAY et al, 1996), sobre o fluxo de umidade na Amazônia e suas anomalias em escala mensal e sazonal, para os períodos de interesse da pesquisa;

III - Identificar as causas que contribuíram para a seca na Amazônia em 2005, com base nas informações computadas dos experimentos numéricos com a assimilação de perfis de geopotencial AIRS no RPSAS, e com a climatologia baseada nos dados de reanálise; e

IV – Propor um diagrama esquemático que exprima os novos conhecimentos adquiridos.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Relação dos oceanos com a precipitação na região amazônica

Diversos estudos mostram que o Oceano Atlântico é a principal fonte de umidade que abastece a região amazônica. Essa relação faz com que o fluxo de umidade na Amazônia seja dependente das variabilidades climáticas que ocorrem localmente no Atlântico Tropical e também de forçantes relacionadas a efeitos remotos, como o El Niño - Oscilação Sul (ENOS). A precipitação na região amazônica é fortemente influenciada por eventos de variação decenal, como o ENOS, e interanual, como as variações do gradiente de temperatura da superfície do mar (TSM) do Oceano Atlântico Tropical. Diversos estudos sobre essas questões são encontrados na literatura (e.g. MOURA e SHUKLA, 1981; ROPELEWSKI e HALPERT, 1987; NOBRE e SHUKLA, 1996; LENTERS e COOK, 1999; PEZZI e CAVALCANTI, 2001; MARENGO, 2005; AMBRIZI et al, 2005; ARRAUT, 2007; MARENGO et al, 2008a,b).

Moura e Shukla (1981), por meio de um experimento numérico, demonstraram que o gradiente inter-hemisférico da TSM no Atlântico Tropical modula a precipitação no nordeste brasileiro. A apreciação mais acurada de seus resultados mostra que tais efeitos, para a Amazônia, só é válida para a porção leste, na área compreendida pelos estados do Maranhão e leste do Pará. Para o restante da Amazônia, há uma clara evidência de aumento da precipitação e da convergência do fluxo de umidade integrado verticalmente, para os casos de um “dipolo positivo” de TSM (valores da TSM maiores que a média no hemisfério norte, e menores que a média no hemisfério sul).

Ropelewski e Halpert (1987) definiram as regiões do globo que tinham os seus regimes de precipitação afetados pelo fenômeno ENOS. Para a região do norte-nordeste da América do Sul, incluindo a porção norte da Amazônia, observou-se uma forte correlação da ocorrência de El Niño e a redução da precipitação na região. Além disso, foi definido período compreendido entre o mês de julho, do ano da ocorrência do El Niño, até o mês de março do segundo ano seguinte, como sendo o período de “atuação” do El Niño sobre a precipitação, na forma de acentuada redução.

Nobre e Shukla (1996) investigaram a influência de efeitos remotos de variabilidades climáticas nos Oceanos Atlântico e Pacífico na variabilidade da precipitação do Nordeste brasileiro e da Amazônia oriental, e apresentaram dados que mostram a precipitação na porção leste da região amazônica é sempre maior para os casos de dipolo negativo, exceto para o mês de setembro.

De acordo com Marengo (2000) e Marengo et al (2008a,b), as causas das variabilidades interanual e decenal da precipitação e da convergência de umidade sobre a Amazônia ainda não são completamente compreendidas, apesar de já terem sido observadas fortes evidências do efeito do ENOS e da variação interanual na intensidade dos ventos de leste sobre o Atlântico tropical. A TSM no Pacífico é responsável por menos de 40% da variabilidade da precipitação da bacia amazônica, sugerindo que outras fontes de variabilidade, como a TSM do Atlântico Tropical Norte (que tem maior impacto nas regiões norte e central da Amazônia), ou processos de interação biosfera-atmosfera e o grande número de ocorrências de sistemas transientes (na forma de ondas frontais) provenientes do Atlântico Sul (que causam impacto na Amazônia meridional) possam ser importantes na variabilidade interanual da precipitação da região.

A maior parte da precipitação observada sobre a Amazônia ocorre durante os meses do verão austral (Dezembro-Fevereiro) e no outono (Março-Maio). Os principais sistemas sinóticos que modulam a precipitação sobre a Amazônia, no verão, estão associados a variações na Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), à Alta da Bolívia e aos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN). Já no período subsequente, a estação chuvosa se encontra na Amazônia centro-oriental e no Nordeste, e é modulada pela migração da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para o hemisfério Sul (RAO et al, 1996; AMBRIZZI et al, 2005).

Wang e Fu (2007) apresentaram evidências de que variações de escala sinótica da ZCIT sobre o Atlântico são diretamente conectadas com as mudanças da precipitação sobre a Amazônia, o que ocorre na forma de um sistema de retro-alimentação.

As flutuações na intensidade dos ventos alísios no Atlântico Tropical, associadas a variações do gradiente da TSM inter-hemisférico são sintomas da Variabilidade do

Atlântico Tropical (TAV). Wu et al (2007) mostraram que a TAV está sujeita a diversas forçantes que competem entre si, incluindo fontes locais e remotas, na forma de teleconexões. Além disso, indicaram que a TAV recebe forte influência das interações locais do acoplamento oceano-atmosfera no próprio Atlântico Tropical, apesar de que a maioria dos estudos enfatiza como causa da TAV o efeito remoto do ENOS e da Oscilação do Atlântico Norte – NAO.

Souza et al (2000) realizaram um estudo com base em dados observados para investigar a relação entre as variações da TSM da região tropical com as anomalias de precipitação sobre a Amazônia. Esse estudo sugeriu que os efeitos do El Niño, da La Niña e do gradiente de TSM no Oceano Atlântico sobre a distribuição de precipitação sobre a Amazônia apresentam uma componente sazonal definida pela circulação atmosférica regional, que por sua vez está relacionada com variações nas Células de Walker e de Hadley. Também mostraram que: o ENSO e os padrões de “dipolo do Atlântico”, isoladamente, exercem influência na precipitação da Amazônia; e que o efeito combinado dos padrões forçantes do El Niño e “dipolo positivo do Atlântico” tem efeito maior nos meses do verão do que do outono na redução de precipitação de parte da Amazônia (central e oeste). A Tabela 3.1 mostra a distribuição de anos em que houve a ocorrência de gradientes de TSM no Atlântico, com as características fases “quente” e “fria”, obtidos por análise de série temporal de anomalias de TSM. Na fase “quente” (“fria”) do “dipolo”, há a ocorrência simultânea de anomalias positiva (negativa) de TSM no Atlântico Tropical Norte e negativa (positiva) no Atlântico Tropical Sul.

Pezzi e Cavalcanti (2001) mostraram que o efeito do ENOS na precipitação da Amazônia pode ser modulado pelo dipolo do Atlântico (acentuado gradiente inter-hemisférico da TSM sobre o Atlântico Tropical). Nos eventos de El Niño, a Amazônia é influenciada apenas pelas anomalias de TSM do Oceano Pacífico, recebendo menos precipitação que a média independentemente do sinal do dipolo do Atlântico. Nos eventos de La Niña, a precipitação se aproxima da média climatológica na fase fria do dipolo do Atlântico, apesar de ficar abaixo dessa média da mesma forma que na fase quente. Eles confirmaram que a variabilidade da precipitação na Amazônia é o resultado de diversas forçantes que

competem entre si para efeitos que podem ser concordantes (amplificação) ou discordantes (atenuação).

Tabela 2.1 - Anos de ocorrência de “Dipolos” Quente e Frio no Oceano Atlântico durante o período de 1960 a 1998.

Fenômeno	“Dipolo Quente”	“Dipolo Frio”
Anos de ocorrência considerada.	1966, 1970, 1978, 1979, 1980, 1981, 1992 e 1997.	1964, 1965, 1971, 1972, 1973, 1974, 1977, 1985, 1986, 1989 e 1994.

Fonte: Adaptado de Souza et al, 2000.

Ronchail et al (2002) estudaram os efeitos da TSM do Pacífico equatorial e das porções norte e sul do Atlântico tropical sobre a variabilidade da precipitação na Amazônia. Além de ter encontrado resultados que mostram que a precipitação da Amazônia acompanha regimes diferenciados espacialmente (o que é consistente com trabalhos prévios), verificaram que a ocorrência de eventos de El Niño impõe uma intensa redução da precipitação sobre a região e que os efeitos combinados com os possíveis casos de gradientes de TSM do Atlântico tropical podem ter efeitos atenuantes ou agravantes sobre a variabilidade da precipitação da Amazônia.

Percebe-se, então, que os oceanos Atlântico e Pacífico exercem grande influência no balanço de umidade da Amazônia, sendo o Oceano Atlântico Tropical a principal fonte da sua variabilidade. As influências mostradas por diversos estudos apontam para o fato de que não se deve computar o ENOS como uma forçante isolada das variabilidades que ocorrem no Atlântico Tropical e, conseqüentemente, na precipitação sobre a Amazônia (AMBRIZZI et al, 2005). Por essa razão, uma análise mais aprofundada deve ser feita para se observar a influência das informações sobre o Atlântico na precipitação da Amazônia.

Tendo em vista que a região oceânica é pobre em dados coletados *in situ*, a utilização de dados provenientes de sensores orbitais contribuirá para adensar as informações. No caso

da utilização dessas sondagens remotas sobre o Atlântico, tal fato irá melhorar a quantificação dos fluxos da umidade que alimentam a precipitação sobre a Amazônia.

2.2 Secas na Amazônia e o evento de 2005

A região Amazônica detém uma extensão territorial de mais de seis milhões de km². Por essa razão, é difícil generalizar as classificações das intensidades das secas que ocorrem na região. A estiagem pode se caracterizar em “seca meteorológica” numa dada região e atingir estágios de “seca agrícola” ou mesmo “seca hidrológica” em outras, sem que se possa fazer com precisão uma definição dos seus limites geográficos (MARENGO, 2008, comunicação pessoal). A classificação das secas, entretanto, não faz parte do escopo deste trabalho. Maiores detalhes sobre as definições da seca podem se encontradas no Apêndice A.

O século XX foi marcado por alguns eventos de secas anômalas sobre a Amazônia, que ocorreram nos anos mostrados na Figura 2.1. Essas secas ocorreram associadas a eventos exclusivos de El Niño (1906, 1912, 1926, 1963 e 1992), a eventos exclusivos de forte gradiente de TSM no Atlântico Norte (2005) ou a ambos (1998). A seca de 2005 teve como causa apontada o aumento do gradiente de TSM no Atlântico Tropical, entre os hemisférios. Esse fato causou, por consequência, a migração para norte da ZCIT, o enfraquecimento dos ventos alísios no Hemisfério Sul e a diminuição do fluxo de umidade para a Amazônia (MARENGO et al, 2008a,b).

O impacto marcante de um evento extremo como a seca de 2005 ficou registrado na memória nacional, conforme divulgação na mídia:

Da calha do rio Madeira - Uma criança dormindo com fome dentro de uma canoa primitiva no lago Maria Curupira em Nova Olinda do Norte (a 138 quilômetros de Manaus). [...] Magro, olhos profundos, pele curtida do sol, o sono dos enfraquecidos pela subnutrição e um pequeno bagre recém pescado aos pés a bordo de uma rústica canoa feita a machado. Uma cena que caberia nos textos do escritor Graciliano Ramos [...] narrando os retirantes do sertão nordestino. Mas o drama acontece na maior bacia hidrográfica do mundo [...] (MACIEL, 2005).

Ocorreu, então, uma demanda por estudos que possibilitassem melhorar a compreensão e a previsibilidade de secas como a de 2005, de modo a possibilitar uma melhor adequação de políticas públicas que ao menos atenuem as conseqüências desastrosas sobre a população e ao meio ambiente. E uma das formas que a Ciência pode melhorar essa previsibilidade advém de estudos da modelagem numérica da atmosfera e das interações oceano-atmosfera.

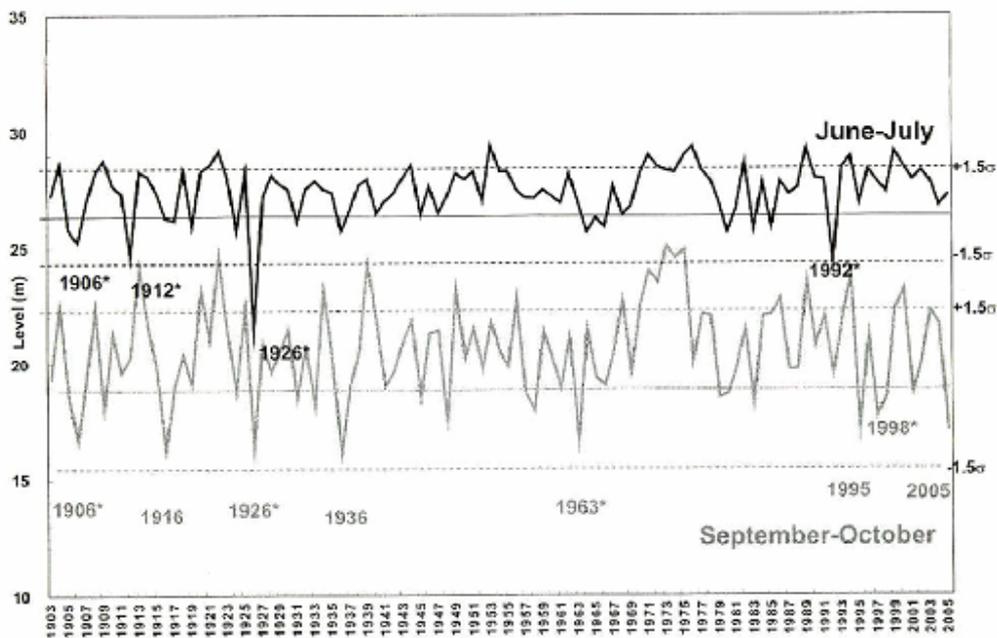


Figura 2.1 - Nível das águas do Rio Negro na estação de Manaus (em m.) durante o pico máximo da estação em junho-julho (linha escura) e durante a estação de níveis mínimos em setembro-outubro (linha cinza). As linhas pontilhadas representam a média $\pm 1,5\sigma$ (onde σ representa o desvio padrão). Os números indicam os anos em que os níveis alcançaram valores menores que $1,5\sigma$. Os asteriscos indicam anos de El Niño. (Fonte de dados fluviométricos: ANA, PORTOBRÁS).

Fonte: Marengo et al (2008a).

2.3 O balanço de umidade e energia na Amazônia

O balanço de umidade de uma dada região limitada, normalmente uma delimitação de bacia hidrográfica, pode ser calculado ou estimado por modelos numéricos e consta de uma combinação de uma porção atmosférica e uma porção “terrestre”. Esta última consta com termos de descarga fluvial (run off) e não será analisada neste estudo.

Na década de 1970, foram realizados diversos experimentos e estudos sobre o balanço de umidade da bacia Amazônica, o que foi feito com base em métodos empíricos ou inovadores para a época (MOLION, 1976; VILLA NOVA et al, 1976; SALATI, MARQUES e MOLION, 1978; SALATI et al, 1979). Tais experimentos tinham sua acurácia prejudicada, principalmente, pela escassa rede de observações de ar superior. Em alguns desses estudos, essa rede era representada por apenas as estações de Manaus-AM, Belém-PA e Vilhena-RO. Os dados que eram contabilizados nas equações do balanço de água e de energia continham erros de estimativa, por serem seus valores obtidos de forma indireta ou empírica, ou por terem sido resultados de interpolações espaciais que incluíam erros diversos. Com isso, a acurácia dos valores é duvidosa, apesar de os valores encontrados nos diversos métodos convergirem em alguns casos.

Molion (1976) realizou estudos comparativos para o balanço de energia na Bacia Amazônica e verificou que os diferentes métodos levavam a resultados diferentes e até mesmo discrepantes, mesmo quando uma única estação, em particular, era considerada. E também concluiu que as principais fontes de umidade para a Bacia Amazônica são: a água evaporada no local, os ventos alíseos do hemisfério norte e, em menor quantidade, os ventos alíseos de hemisfério sul.

Villa Nova et al (1976) estimaram a evapotranspiração da Bacia Amazônica e calcularam o balanço hídrico dessa bacia, por meio do balanço de energia e de ajustes do Método de Penman (1948) para as regiões equatoriais, e encontraram que a evapotranspiração potencial média para a área é da ordem de 4 mm por dia, ou 1.460 mm por ano. Considerando a precipitação média de 2.000 mm por ano, encontraram que a evapotranspiração média corresponde a 73% da precipitação.

Salati et al (1979) discorreram sobre os três principais métodos de se avaliar o balanço de água de uma região, a saber: o cômputo dos componentes das equações dos balanços de água e energia, que são combinadas por métodos empíricos; o método “aerológico”, que é função do transporte de umidade pela atmosfera; e o método de contabilizar o fracionamento dos isótopos componentes das moléculas de água durante o ciclo hidrológico. Com a aplicação desses métodos e referenciando estudos prévios, verificaram: que a fonte primária de vapor d’água para a Bacia Amazônica é o Oceano Atlântico; que há uma intensa recirculação de vapor d’água na região que chega a representar mais de 50% da precipitação da região (valores da ordem de 48 a 56% para a evapotranspiração, refinando os cálculos de VILLA NOVA et al, 1976); e que existem diferentes regimes hídricos na região.

Utilizando o terceiro método supramencionado, no qual é usada uma função de decaimento de isótopos de oxigênio na massa de ar, Salati et al (1979) mostraram que existe um forte (em módulo) e anômalo gradiente de decaimento desses isótopos na região amazônica. Seguindo as considerações de temperatura praticamente homogênea na Bacia Amazônica e a ausência de montanhas, os desvios dos valores do decaimento de isótopos em relação à formulação de Rayleigh (DANSGAARD, 1964) são atribuídos à adição de vapor d’água de outras fontes, como a re-evaporação. Como resultado, verificaram que a Bacia Amazônica apresenta-se como um corpo heterogêneo, no que concerne aos aspectos hidrológicos e meteorológicos; e que o gradiente de decaimento isotópico em direção ao interior confirmou a importância da re-evaporação da umidade no balanço de umidade da região amazônica.

Souza (1991), usando os dados do experimento GTE/ABLE-2B (Global Tropospheric Experiment/Amazon Boundary Layer Experiment – fase 2), computou a variabilidade espacial e temporal das componentes do ciclo hidrológico da Amazônia, e constatou que essa variabilidade é grande, indicando comportamentos distintos do ciclo hidrológico das porções central, leste, oeste, sul e norte da Amazônia. Verificou que o fluxo de vapor d’água ocorre, predominantemente, abaixo do nível de 700hPa, com máximo na vizinhança do nível de 800hPa (área de jato de baixos níveis), e com grande variação inter-diária.

Rocha (1991), utilizando os dados do experimento FLUAMAZON (Experimento Meteorológico para determinação da Umidade na Amazônia) verificou que a estimativa de evapotranspiração média diária calculada por meio do resíduo da equação do balanço de umidade é uma alternativa factível e os resultados são consistentes com os valores obtidos pelo método “aerológico”. Os resultados mostraram que 52% da precipitação foram provenientes da evapotranspiração.

Machado (2000) utilizou dados de satélite e radiossondas dos experimentos GTE/ABLE-2B e FLUAMAZON para investigar o balanço de energia na Amazônia. Seus resultados mostraram que a energia latente é a principal componente de armazenamento de energia, quando há uma variação em 24h, da cobertura de nuvens, de um estado médio para um estado convectivo. Esse armazenamento ocorre principalmente na vizinhança do nível de 650hPa. Além disso, encontrou que a frequência de ocorrência de grandes sistemas convectivos de escala sinótica é pequena (cerca de cinco por mês), mas esses sistemas contribuem para a maior parte da cobertura de nuvens e da precipitação da região.

Marengo (2005) tratou da variabilidade espacial e temporal do balanço de umidade da bacia amazônica e encontrou os seguintes valores médios: 5,8 mm/dia para a precipitação observada; 2,9 mm/dia para a descarga superficial da bacia (“river runoff”); 4,3 mm/dia para a evapotranspiração e 1,4 mm/dia para a convergência de umidade integrada verticalmente. Segundo esse estudo, variações causadas por erros sistemáticos associados às bases de dados e aos cálculos do balanço propriamente dito, além de outros erros causados por interpolações ou correções dos dados observados podem comprometer a aquisição de um “balanço” dos termos da equação do balanço de umidade. O “desbalanceamento” do ciclo de umidade encontrado naquele trabalho chegou à ordem de 51%.

2.4 Estudos do fluxo de umidade na Amazônia

Herdies et al (2002) calcularam o fluxo médio integrado verticalmente da umidade, e sua divergência, sobre áreas específicas da América do Sul e Oceano Atlântico para casos de episódios de ocorrência de ZCAS e “não ZCAS”, com o uso de dados de análises do “Data

Assimilation Office” da “National Aeronautic and Space Administration” (DAO/NASA), com resolução espacial de $2.0^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ de latitude-longitude, evidenciando o papel do transporte de umidade do Atlântico Tropical.

Arraut (2007) calculou o fluxo de umidade integrado verticalmente sobre a Amazônia, com dados ERA-40, e mostrou que o Atlântico Norte é a principal fonte de umidade da Amazônia e que essa umidade é, posteriormente, transportada para os subtrópicos.

Marengo et al (2008a) calcularam as anomalias do fluxo de umidade integrado verticalmente sobre a Amazônia, numa resolução espacial de $2,5^{\circ}$, com dados oriundos das reanálises do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) para os períodos de setembro a novembro de 2004, dezembro de 2004 a fevereiro de 2005 e março a maio de 2005, sobre uma climatologia de 1979 a 2005, e foi mostrado que os fluxos de umidade estavam menores que a média já no início da estação chuvosa de 2004 e no pico da estação chuvosa.

Rao et al (1996), Zhu e Newell (1998) e Saulo et al (2000) calcularam esse fluxo aplicando a metodologia de separar o fluxo total em um componente estacionário (estado básico) e um componente em forma de transiente. Herdies et al (2002) e Arraut (2007) calcularam o fluxo total, mostrando o efeito do transporte da umidade para os subtrópicos, e Marengo et al (2008a) demonstraram a anomalia do fluxo de umidade sobre a América do Sul, evidenciando a redução do fluxo de umidade para a Amazônia durante o segundo semestre de 2004.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Dados

O presente estudo envolve a assimilação de perfis de geopotencial derivados do sensor AIRS (satélite Aqua), juntamente com dados convencionais (Pilot, ship, synop, AIREP, TEMP, etc) pelo sistema de assimilação de dados RPSAS para os períodos de agosto a outubro de 2004 e 2005. O domínio espacial estará compreendido entre as latitudes de 12°N e 45°S e entre as longitudes de 25°W e 90 °W, que é o domínio do modelo atmosférico Eta.

Os dados de mensagens “TEMP” (que se referem a registros de pressão em altos níveis, temperatura, umidade e vento, obtidas por meio de radiossondas nos horários sinóticos padrões), “ship” (de observação meteorológica à superfície, transmitidas por navios), “synop” (de observação meteorológica à superfície, transmitidas por estações manuais ou automáticas, baseadas em terra), AIREP (que são obtidos por aeronaves em voo) e “Pilot” (que são similares às mensagens TEMP, mas que reportam apenas dados de vento obtidos por radiossondas ou balões piloto) foram obtidos de arquivos de dados disponibilizados pelo CPTEC ou obtidos via Sistema global de Telecomunicações (GTS – Global Telecommunication System).

Foram realizadas climatologias com uso de dados de reanálise derivados dos Projetos ERA-40 (UPPALA et al, 2005) e ERA-Interim, do European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF); das reanálises do NCEP (Kalnay et al, 1996); de dados de precipitação que foram providos gentilmente pelo Dr. Brant Liebmann (LIEBMANN e ALLURED, 2005); e de dados de precipitação do CPC (Climate Prediction Center) obtidos via ftp do endereço (<ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/wd52ws/SA/historical>).

3.1.1 Dados ERA-40 e ERA-Interim

Os dados ERA-40 utilizados neste estudo foram cedidos pelo ECMWF ao CPTEC, por meio de cooperação científica existente entre ambos os centros, e estão na resolução espacial de 1,125° x 1,125°. Esses dados apresentam uma resolução espacial mais acurada

do que os dados que são disponibilizados gratuitamente pelo ECMWF na Internet e, por essa razão, espera-se um melhor detalhamento espacial em comparação a outros trabalhos encontrados na literatura (RAO et al, 1996; ARRAUT, 2007). Foram utilizados os dados de médias mensais e os de saída a cada 6h, por nível de pressão (dados de vento, temperatura, umidade específica e geopotencial), os arquivos com dados de superfície (i.e. temperatura a dois metros), e arquivos de dados invariantes (i.e. geopotencial à superfície).

O conjunto ERA-40 fornece informações de geopotencial no lugar da altitude e não fornece informações de pressão à superfície, que precisa ser calculada. A maneira encontrada para o cálculo da pressão à superfície adotado é similar ao usado por Arraut (2007) e está relacionada às considerações de uma atmosfera que apresente uma variação da temperatura com a altitude (Taxa de Variação Vertical da Temperatura - TVVT) a uma taxa aproximadamente constante.

A partir da equação hidrostática:

$$dP = -\rho g dZ \quad (3.1)$$

onde P é a pressão, ρ é a densidade, g é a aceleração da gravidade e z é a altitude, e considerando um decaimento constante da temperatura com a altitude entre o nível de referência (nível de 1000hPa) e a superfície, além de combinar a Equação 3.1 com a equação dos gases, temos que:

$$\int_{P_0}^{P_s} \frac{dP}{P} = -\frac{g}{R} \int_{Z_0}^{Z_s} \frac{dZ}{T} \quad (3.2)$$

ao se integrar desde o nível de referência P_0 até o nível da superfície P_s . A consideração de uma variação aproximadamente linear da temperatura com a altitude fornece a seguinte equação de TVVT:

$$T = T(z) = T_0 + \Gamma(Z_s - Z_0) \quad (3.3)$$

onde Γ é a taxa de variação vertical da temperatura. Portanto, considerando a seguinte relação diferencial:

$$dT = \Gamma dZ \quad (3.4)$$

pode-se realizar uma mudança de variáveis na Equação 3.2, obtendo-se:

$$\ln(P) - \ln(P_0) = -\frac{g}{R} \int_{Z_0}^Z \frac{dZ}{T_0 - \Gamma(z_s - z_0)} = -\frac{g}{\Gamma R} \int_{T_0}^{T_0 + \Gamma(Z_s - Z_0)} \frac{dT}{T} \quad (3.5)$$

Após alguma álgebra, chega-se à seguinte expressão:

$$P(z) = P_0 \left(\frac{T(z)}{T_0} \right)^{\frac{-g}{\Gamma R}} \quad (3.6)$$

Para adequar o cômputo da pressão à superfície aos dados fornecidos no conjunto ERA-40, foi feita mais a seguinte simplificação: a temperatura do ar a 2m foi considerada como a temperatura à superfície. Dessa forma, assumindo $P_0=1000$ hPa e $T_S=T_{2m}$, a pressão à superfície assume os valores dados por:

$$P_s = 1000hPa \left(\frac{T_{2m}}{T_{1000}} \right)^{\frac{-1}{\Gamma R}} \quad (3.7)$$

onde Γ' representa a taxa de variação da temperatura com o geopotencial, sendo calculada entre os dois níveis pela seguinte equação:

$$\Gamma' = \frac{T_{2m} - T_0}{gZ_s - gZ_0} = \frac{T_{2m} - T_0}{\phi_s - \phi_0} \quad (3.8)$$

onde ϕ_s representa o geopotencial à superfície.

Os dados da reanálise do projeto ERA-Interim são dados de reanálise disponibilizados na resolução espacial de $1,5^\circ \times 1,5^\circ$ de latitude e longitude. Esses dados foram processados em um sistema de assimilação de dados baseado em 4D-Var e com melhorias nos processos físicos do modelo de previsão em comparação com o seu projeto predecessor, o ERA-40. O período coberto pelo ERA-Interim e disponibilizado pelo ECMWF é de janeiro de 1989 a

dezembro de 2007. Foram utilizados dados de saídas a cada 6h, para as comparações, para o período de agosto a outubro de 2005.

3.1.2 Dados do NCEP

Os dados de reanálise do NCEP (Kalnay et al, 1996) estão disponíveis gratuitamente no endereço <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.derived.html> e são definidos na resolução espacial de 2,5° de latitude por 2,5° de longitude, numa cobertura global. Os dados utilizados foram de médias mensais.

3.1.3 Aquisição e processamento dos perfis de geopotencial AIRS

Os perfis de geopotencial AIRS foram obtidos da página da NASA (http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/data/datapool/AIRS_DP/Level2_V003/01_AIRX2RET/index.html). Esses perfis são do tipo “L2 standard retrieval product using AIRS IR and AMSU, without HSB” e incorporam informações dos sensores AIRS e AMSU.

Esses perfis foram convertidos para o formato “ODS” (Observation Data Stream), que é o formato utilizado pelo RPSAS, após serem aplicados alguns procedimentos de controle de qualidade. Mais detalhes sobre o satélite Aqua, o sistema AIRS e sobre as manipulações dos dados podem ser encontradas no Apêndice C.

3.2 O modelo regional Eta

O modelo de mesoescala “Eta” foi desenvolvido na Universidade de Belgrado no final de década de 1980 por Fedor Mesinger e Zavisla Janjic, após a definição de coordenada Eta por Mesinger (1984) [JANKOVIC, 2004]. O modelo recebeu implementações realizadas por diversos centros de pesquisa, principalmente a própria Universidade de Belgrado, o “Federal Hydrometeorological Institute” de Belgrado; o “Geophysical Fluid Dynamics

Laboratory” (GFDL), de Princeton; e o National Centers for Environmental Prediction (NCEP), em Washington. A partir de 1994, o modelo Eta passou a ser o modelo operacional do National Meteorological Center (NMC), em Washington (BLACK, 1994) e, em 1996, foi instalado no CPTEC, onde recebeu, desde então, algumas atualizações nos seus pacotes de “Física”. Maiores detalhes sobre o modelo e a coordenada Eta podem ser encontrados na literatura (e.g. MESINGER, 1984; BLACK, 1994; NIČKOVIĆ, 1997; PIELKE, 2002; CORREIA, 2005)

As principais características da “dinâmica” da versão usada do modelo Eta são:

- a) Coordenada vertical: Eta (η), com 38 níveis de pressão, definida (MESINGER, 1984) por

$$\eta = \left(\frac{P - P_T}{P_S - P_T} \right) \cdot \eta_S, \quad (3.9)$$

$$\text{onde, } \eta_S = [P_r(Z_S) - P_T] \div [P_r(0) - P_T] \quad (3.10)$$

e P é a pressão atmosférica. Os índices S e T se referem à superfície e ao topo da atmosfera, respectivamente, O índice r se refere ao valor da pressão de uma atmosfera de referência; Z_S é a altitude da superfície. A coordenada vertical Eta promove uma representação quase horizontal das superfícies de pressão, e isso previne os erros nos cálculos da força do gradiente de pressão induzida em locais de topografia acidentada, da forma de ocorre com coordenadas que seguem o terreno, como a coordenada sigma (σ).

- b) Topografia resolvida por degraus discretos;
- c) Equações básicas: Equações Primitivas;
- d) Variáveis independentes: Latitude, Longitude, η e Tempo;
- e) Variáveis prognósticas: Temperatura, componentes horizontais do vento, umidade específica, pressão à superfícies, energia cinética turbulenta e hidrometeoros de nuvens;

f) Integração temporal: esquema “forward-backward” para tratamento das ondas de gravidade inerciais (MESINGER, 1974; JANJIC, 1979);

g) Grade E de Arakawa;

h) Dados de contorno: Obtidos do modelo global GDAS-1 do NCEP, a cada 6h;

Os “pacotes” de Física do modelo são compostos de:

i) Esquema de convecção de Betts-Miller (BETTS e MILLER, 1986), Betts-Miller-Janjic (JANJIC, 1994);

j) Esquema de radiação de onda curta de Lacis e Hansen (1974); e de onda longa de Fels e Schwarzkopf (1975);

k) Turbulência e camada limite planetária: Mellor-Yamada 2.0 nas trocas de superfície, e Mellor-Yamada 2.5 na atmosfera livre.

Neste estudo, o domínio espacial de integração foi de 12° N a 45° S e 25° W a 90° W, com a resolução horizontal de 40 km.

3.3 O sistema de Assimilação de Dados RPSAS no CPTEC

O desenvolvimento do trabalho envolveu a utilização do sistema de Assimilação de Dados RPSAS conectado ao modelo regional Eta. O sistema Eta/RPSAS usado tem resolução horizontal de 40km, utilizando uma estrutura computacional idêntica à utilizada para a reanálise regional (ARAVÉQUIA et al, 2008). As simulações numéricas foram realizadas com saídas a cada 6h.

Para os anos de 2004 e 2005 foram gerados dois experimentos, um com assimilação dos perfis AIRS (e dados convencionais) e outro sem os dados AIRS. Os dados das análises geradas pelo RPSAS nos horários de 00, 06, 12 e 18Z foram utilizados para a realização dos cálculos da variação local do conteúdo de água precipitável, dos fluxos de umidade integrados verticalmente e da divergência do fluxo de umidade sobre as áreas de estudo. As

previsões para os períodos de 12 a 36h foram usadas para o cômputo da precipitação acumulada em 24h e da evapotranspiração, seguindo a metodologia usada por Aravéquia et al (2008), com o intuito de reduzir os efeitos de um viés negativo da precipitação causado pela aplicação de um filtro digital, usado para suprimir a energia de ondas de gravidade.

Conforme pode ser observado na Figura 3.1, as simulações numéricas de assimilação de dados foram iniciadas a partir de um “first guess” (FG) obtido da reanálise regional (Aravéquia et al, 2008) ou de fonte operacional do CPTEC. A partir de então, os processos passaram a ser cíclicos, com a geração do “first guess” pelo modelo Eta e da análise pelo RPSAS. Não foi imposta uma limitação geográfica para assimilação dos perfis de geopotencial do AIRS (limitação de assimilar apenas os dados sobre o Oceano Atlântico), de forma que os dados foram assimilados seguindo o padrão operacional.

O satélite Aqua faz suas passagens sobre a América do Sul nas proximidades da “janela de assimilação” das 06 e 18Z. Com isso, os perfis de geopotencial AIRS usados no experimento C_AIRS foram assimilados nas “janelas de assimilação” de 06Z e 18Z, porém só foram usados nas previsões de longo prazo (p.e. para se obter a precipitação) nas “janelas de assimilação” de 00Z e 12Z. Tal procedimento é idêntico ao procedimento operacional do CPTEC.

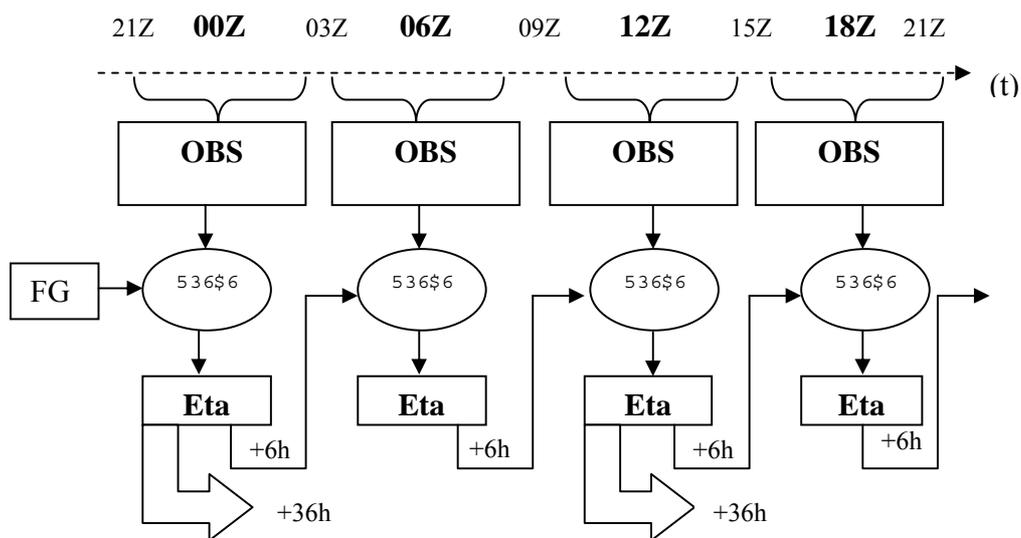


Figura 3.1 - Representação esquemática simplificada do ciclo de assimilação de dados.

O Physical-space Statistical Analysis System (PSAS) foi desenvolvido no “Data Assimilation Office” (DAO) do “Goddard Space Flight Center” da NASA, e designado para ser um incremento ao então usado sistema de Assimilação de Dados (AD) baseado em Interpolação Ótima (OI), sendo considerado um método similar ao 3D-Var (KALNAY, 2002; HERDIES et al, 2008).

O sistema de AD regional do CPTEC, denominado Regional Physical-space Statistical Analysis System (RPSAS) foi iniciado a partir da versão global do PSAS do DAO. O sistema foi configurado para uso no mesmo domínio do modelo Eta operacionalmente usado no CPTEC. A estrutura da reanálise regional foi composta como parte do experimento LBA (Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia) e é composto pelo sistema PSAS, o modelo Eta na resolução de 40km e usa como condições de contorno dos provenientes das análises e previsões do NCEP. Maiores detalhes sobre a Assimilação de dados podem ser encontrados no Apêndice B.

3.4 O balanço de umidade

O procedimento matemático utilizado para se obter o balanço de umidade foi baseado numa equação simplificada composta por termos integrados verticalmente (Equação 3.15), cuja obtenção segue a formulação proposta por Peixoto (1973) e Peixoto e Oort (1992). Na literatura, constam diversos trabalhos baseados nesse procedimento (p.e SOUZA, 1991; ROCHA, 1991; BERBERY et al, 1996; RAO et al, 1996; SAULO et al, 2000; MARENGO, 2005; CAVALCANTI et al, 2008), apesar de que a abordagem teórica segue diferentes enfoques. Temos que o balanço de água na fase de vapor, para um determinado ponto da atmosfera, num determinado instante, é dado pela expressão:

$$\frac{Dq}{Dt} = S(q) = e - c \quad (3.11)$$

Onde q é a umidade específica para o vapor d’água, e representa a taxa de evaporação, c representa a taxa de condensação e $S(q)$ representa a razão de destruição (sumidouro) ou formação (fonte) de vapor d’água por unidade de massa.

Reescrevendo a Equação 3.11 na forma de derivada material, temos que:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla_h \cdot q \vec{V} + \frac{\partial q \omega}{\partial p} = e - c \quad (3.12)$$

De forma similar, uma equação para o balanço na fase condensada pode ser escrita observando-se que a taxa de formação ou destruição de água na fase de condensação é de forma que $S(q_c) = -S(q)$. Logo:

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} + \nabla_h \cdot q_c \vec{V} + \frac{\partial q_c \omega}{\partial p} = -(e - c) \quad (3.13)$$

Em que V é o vetor da intensidade do vento e ω é a velocidade vertical em coordenada isobárica. A equação para o balanço total em determinado nível de pressão P é obtida com a combinação da Equação 3.12 e a Equação 3.13. Assim, temos:

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla_h \cdot q \vec{V} + \frac{\partial q \omega}{\partial p} \right) + \left(\frac{\partial q_c}{\partial t} + \nabla_h \cdot q_c \vec{V} + \frac{\partial q_c \omega}{\partial p} \right) = 0 \quad (3.14)$$

A equação resultante para o conteúdo total de água nas fases sólida, líquida e gasosa (vapor d'água) em uma coluna atmosférica é obtida pela integração da Equação 3.14, ao longo da vertical (com relação à pressão) desde a superfície até um nível considerado, e pode ser expressa por:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot F - ET = -\frac{\partial W_c}{\partial t} - \nabla \cdot F_c - P \quad (3.15)$$

Em que W e W_c são os conteúdos de água nas fases de vapor e condensada, F e F_c são os fluxos de umidade nas fases de vapor e condensado, ET é a evapotranspiração e P é a precipitação pluvial.

Para escalas de tempo longas (acima de um mês) os termos $\partial W/\partial t$ e $\partial W_c/\partial t$ podem ser desprezados (PEIXOTO e OORT, 1992). O termo do divergente do fluxo de umidade condensada integrado verticalmente é de importância fundamental em áreas pequenas e representa o transporte de água condensada existente em partículas de nuvens. Esses termos

têm sido desprezados em estudos para grandes áreas e para escalas de tempo de mês ou superiores (SAULO et al, 2000; MARENGO, 2005). A expressão final fica:

$$\nabla \cdot \vec{F} = ET - P \quad (3.16)$$

Os valores médios desses termos foram calculados nas áreas indicadas pela Figura 3.2, seguindo os volumes de controle da Figura 3.3, pela expressão:

$$\frac{1}{A} \iint \nabla \cdot \vec{F} dA = ET - P \quad (3.17)$$

O cálculo da divergência do fluxo de umidade integrada verticalmente na coluna atmosférica, média para as áreas de estudo, foi feito usando-se o teorema de Green, dado por:

$$\int_S \nabla \cdot \vec{F} = \oint_l \vec{F} \cdot \vec{n} dl \quad (3.18)$$

onde \vec{n} é o vetor normal ao lado das áreas de estudo (retângulo, ao não se considerar a convergência de meridianos), com sentido positivo apontado para o seu centro e dl é o comprimento infinitesimal de cada lado do retângulo.

O domínio espacial usado no estudo, entretanto, não é formado por dados diferenciais, mas discretos, onde os pontos de grade estão distribuídos numa resolução horizontal de 40 Km. Dessa forma, a Equação 3.18 assume uma notação de somatório expressa por:

$$\int_S \nabla \cdot \vec{F} = \oint_l \vec{F} \cdot \vec{n} dl \cong \sum \vec{F} \cdot \vec{n} * l = L(\bar{F}_1 + \bar{F}_2 + \bar{F}_3 + \bar{F}_4) \quad (3.19)$$

Onde L representa o comprimento do lado de cada área definida na Figura 3.2; F_1, F_2, F_3 e F_4 representam o fluxo médio de umidade integrado verticalmente para cada lado do “quadrado” que está associado às áreas de estudo (Áreas “O”, “C” e “L”).

A Figura 3.2 mostra as áreas de estudo (áreas Oeste, Central e Leste). A área Total (“T”) é a soma das três áreas O, C e L. Tendo em vista a proximidade ao Equador das áreas de estudo, para efeitos de cálculos o efeito da convergência dos meridianos foi desprezado e o

comprimento dos lados de cada polígono (quadrado) foi considerado constante. Essa aproximação está explícita na Equação 3.19 e o erro inerente é menor que 1,0 %.

Tabela 3.1 - Limites geográficos das áreas de estudo:

Área	Longitude à esquerda	Longitude à direita	Latitude a norte	Latitude ao sul
Oeste (O)	75° W	65° W	0°	10° S
Central (C)	65° W	55° W	0°	10° S
Leste (L)	55° W	45° W	0°	10° S
Total (T)	75° W	45° W	0°	10° S

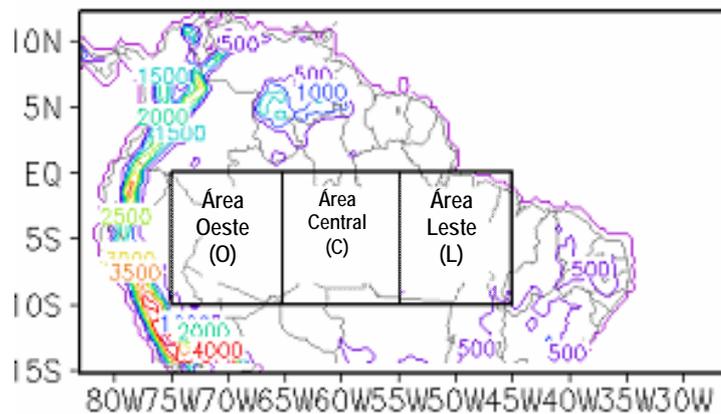


Figura 3.2 - Representação esquemática das áreas geográficas definidas para o estudo.

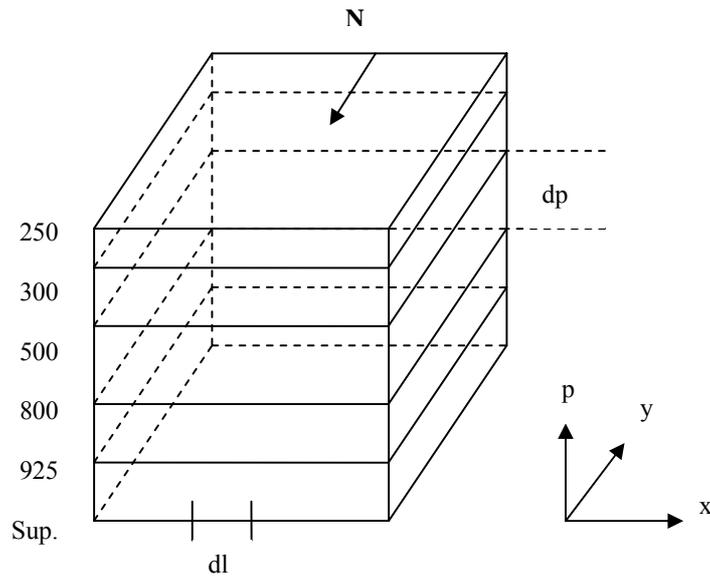


Figura 3.3 – Diagrama esquemático de alguns dos volumes de controle.

Para uma situação em que se utilizam “dados reais” provenientes de fontes diversas, para representar os termos da Equação 3.15, observa-se que um somatório de erros é incluído no cômputo do balanço, que algumas vezes não é obtido. De acordo com Marengo (2005), as fontes desses erros estão associadas a erros sistemáticos gerados durante a coleta de cada coleção de dados usada nos cálculos do balanço; a erros de interpolação ou correção de dados observados; e a erros de modelagem dos processos de balanço de umidade e energia dos modelos atmosféricos/sistemas de reanálise que geraram a base de dados. Dessa forma, a Equação 3.15 deve ser considerada, em critérios práticos, como:

$$-\left[\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot F\right] + \varepsilon = P - ET \quad (3.20)$$

Onde ε representa o somatório de erros envolvidos no cálculo do balanço, ao se usar dados observados e resultados de modelagem numérica. Os valores de ε encontrados por Marengo (2005) variaram entre -0,5 a 2,9 mm/dia. Esses valores são da ordem de grandeza dos demais termos da Equação 3.19, o que demonstra a dificuldade de se obter o “fechamento” do balanço de umidade.

Os valores do termo da Evapotranspiração da Equação 3.16 foram estimados a partir dos dados de previsão de calor latente à superfície, seguindo uma metodologia já conhecida na literatura (MARENGO, 2005).

A equação do balanço combina termos obtidos a partir das análises (que estão relacionadas com o sistema de assimilação propriamente dito: o termo de variação local do conteúdo de água precipitável, o termo de divergência do fluxo de umidade e o termo de evapotranspiração) com o termo obtido na forma de previsão (associado ao modelo de previsão de tempo – a precipitação). Tal fato pode ser considerado como uma fonte de incremento dos erros de fechamento da equação do balanço de umidade.

3.4.1 O fluxo de umidade

O transporte de umidade na atmosfera tem sido estudado, na forma tradicional, com a definição de componentes médios no tempo e no espaço, dos turbilhões estacionários e das perturbações transientes (PEIXOTO e OORT, 1992). Neste estudo, o fluxo médio será separado do fluxo transiente seguindo a proposta apresentada para estudos de turbulência de Reynolds (1894). Sendo q , u e v representações da umidade específica, da componente zonal do vento e da componente meridional do vento numa dada latitude Φ e longitude λ , eles podem ser decompostas nas seguintes componentes: média e transiente (ZHU e NEWELL, 1998):

$$q_{\lambda,\phi} = \bar{q}_{\lambda,\phi} + q'_{\lambda,\phi} \quad (3.21)$$

$$u_{\lambda,\phi} = \bar{u}_{\lambda,\phi} + u'_{\lambda,\phi} \quad (3.22)$$

$$v_{\lambda,\phi} = \bar{v}_{\lambda,\phi} + v'_{\lambda,\phi} \quad (3.23)$$

onde a barra representa uma média no tempo,

$$\bar{A} = \frac{1}{T} \int_0^T A dt \quad (3.24)$$

e os apóstrofos representam desvios da média no tempo. Depois, fazendo uso da definição das médias no tempo e fazendo uma multiplicação cruzada, temos as formulações dos fluxos zonal e meridional, respectivamente:

$$\overline{qu} = \overline{q\bar{u}} + \overline{q'u'} \quad (3.25)$$

$$\overline{qv} = \overline{q\bar{v}} + \overline{q'v'} \quad (3.26)$$

onde o transporte total é expresso em termos de uma componente média no tempo e na componente transiente.

O fluxo integrado de umidade, dividido em componentes zonal (λ) e meridional (Φ), assume a forma:

$$\overline{Q_\lambda} = \frac{1}{g} \int_{P_0}^{Topo} \overline{qu} dp \quad (3.27)$$

$$\overline{Q_\phi} = \frac{1}{g} \int_{P_0}^{Topo} \overline{qv} dp \quad (3.28)$$

onde P_0 é a pressão à superfície e Topo representa o nível de 250 hPa.

Fazendo as devidas substituições na Equação 3.26 e Equação 3.27, temos que:

$$\overline{Q_\lambda} = \frac{1}{g} \int_{P_0}^{Topo} \overline{q\bar{u}} dp + \frac{1}{g} \int_{P_0}^{Topo} \overline{q'u'} dp, \text{ e} \quad (3.29)$$

$$\overline{Q_\phi} = \frac{1}{g} \int_{P_0}^{Topo} \overline{q\bar{v}} dp + \frac{1}{g} \int_{P_0}^{Topo} \overline{q'v'} dp \quad (3.30)$$

Usando a expressão $\vec{Q} = \vec{i}Q_\lambda + \vec{j}Q_\phi$, (3.31)

onde \vec{Q} é a representação vetorial do fluxo de umidade integrado verticalmente, \vec{i} representa o vetor unitário na direção leste, e \vec{j} representa o vetor unitário na direção norte, temos que:

$$\vec{Q} = \vec{i} \overline{Q_\lambda} + \vec{j} \overline{Q_\phi} \quad (3.32)$$

e

$$\vec{Q}' = \vec{i} \frac{1}{g} \int_{P_0}^{Topo} \overline{q'u'} dp + \vec{j} \frac{1}{g} \int_{P_0}^{Topo} \overline{q'v'} dp \quad (3.33)$$

A divergência do fluxo de umidade é definida por:

$$\nabla \cdot \vec{Q} = \int \nabla \cdot (\rho q V) dz = - \int \nabla \cdot (qV) \frac{dp}{g} = \frac{q}{g} \int_{pt}^{ps} \nabla \cdot V dp + \frac{1}{g} \int_{pt}^{ps} (V \cdot \nabla q) dp \quad (3.34)$$

Ao se calcular a divergência pelo teorema de Green, Equação 3.19, seu valor é obtido diretamente pela soma algébrica dos valores dos fluxos de umidade por cada lado dos retângulos que definem as áreas de estudo.

Tendo em vista que a atmosfera é considerada com umidade nula a partir de 300 hPa pelo RPSAS, e a partir de 250 hPa pelo modelo Eta (ESPINOZA et al, 2002), a integração vertical dos cálculos dos fluxos de umidade e da sua divergência serão feitos com o nível de pressão de topo sendo igual a 250hPa (pt=250hPa).

3.5 Efeitos da Assimilação de Dados

Por estar usando um modelo operacional e ocorrer a assimilação de vários dados simultaneamente numa dada “janela de assimilação”, o efeito da assimilação dos perfis de geopotencial AIRS são analisados na forma de médias mensais.

Pode-se considerar que o esse efeito da assimilação dos perfis de geopotencial nos termos da Equação 3.19 é causado pela adição de aproximadamente 15.000 novos dados dessa

variável nas análises dos horários sinóticos de 06 e 18Z (a assimilação nos horários de 00Z e 12Z é da ordem de menos de 500 novos dados por ciclo). Apesar de o campo de geopotencial apresentar pequenos valores gradiente horizontal (sentido zonal) na área de estudo, conforme está mostrado no subitem 5.3 (Figura 5.5 ‘a’, ‘b’ e ‘c’), a melhor precisão do posicionamento das isolinhas de geopotencial implica, diretamente, melhor detalhamento dos campos de vento e da temperatura do ar. Como consequência, ocorre alterações no conteúdo de água precipitável calculado pelo modelo (a umidade relativa é afetada pela temperatura do ar), melhor definição do campo de fluxo de umidade (afetado pelo vento) e, em menor ordem, da precipitação, tendo em vista a alteração de fatores relacionados ao aquecimento do ar e à convergência/divergência da umidade. O estudo dos esquemas de parametrização de convecção, entretanto, não fez parte do enfoque deste trabalho.

3.6 Climatologia e estudo de compostos

Com os dados ERA-40 (UPPALA et al, 2005) foram computados os fluxos de umidade integrados verticalmente (subitem 4.3), com base numa climatologia de julho/1972 a junho/2002, e os termos da equação do balanço de umidade (subitem 3.4). Com os dados de reanálise do NCEP (Kalnay et al, 1996) foram realizados estudos com a técnica de compostos e também foram calculados os termos da equação do balanço de umidade.

Foram realizados estudos dos padrões de precipitação, na forma de compostos. A definição dos subgrupos foi baseada na metodologia usada por Souza et al (2000) e pelas informações do “Oceanic Niño Index” (CPC, 2008). Um índice de correlação foi computado entre os valores da precipitação média da Área T, para os meses do verão e outono do ano de 2005, e os valores da precipitação para a mesma área e referentes aos compostos definidos na Tabela 3.2. O valor desse índice foi usado como um fator de caracterização do padrão de comportamento da precipitação do ano de 2005 em relação aos compostos (subgrupos).

Ressalta-se que, de acordo com Rao et al (1996) e Souza et al (2000), a precipitação na região amazônica, nos meses do verão e outono, corresponde, em média, a mais de 70% da

precipitação total do ano. A escolha desse período, para a análise comparativa, considerou o fato supracitado e o de que o período das duas estações (verão e outono) delimita o período de efeito mais pronunciado dos eventos de “dipolo positivo do Atlântico” e do “El Niño”, e restringem a “contaminação” dos dados com efeitos posteriores, como outros eventos El Niño/La Niña que ocorram no decorrer do ano.

Tabela 3.2 - Anos de ocorrência “Dipolo” Quente no Oceano Atlântico, de Dipolo Quente no Atlântico e El Niño, e El Niño (exclusivamente), durante o período de 1978 a 2007.

Dipolo Quente (evento exclusivo)	Dipolo Quente e El Niño	El Niño (evento exclusivo)
1979 e 1981	1978, 1980, 1992 e 1997.	1982, 1983, 1987, 1991, 1993, 2002, 2003, 2004 e 2006.

Fonte: Adaptado de Souza et al (2000) e CPC (2008).

Foram utilizados índices de avaliação e acompanhamento dos eventos de ENSO com o intuito de se verificar a ocorrência de um evento de El Niño no final do ano de 2004. Os índices usados foram o “Multivariate Enso Index” (MEI), o “Southern Oscillation Index” (SOI) e o Oceanic Niño Index (ONI).

O “Multivariate Enso Index” (MEI), índice desenvolvido pelo CDC (Climate Diagnostics Center, da NOAA), é um índice em forma de média “dinâmica” que indica a intensidade relativa do evento El Niño para cada mês do ano, em relação aos outros meses de mesmo nome de uma série histórica (58-59 anos) e utiliza seis variáveis: a pressão atmosférica ao nível do mar (P), as componentes do vento zonal (U) e meridional (V), a temperatura da superfície do mar (S), a temperatura do ar na superfície (A) e fração de cobertura de nuvens (C). Por esse índice, na avaliação de tercil, o período de julho a dezembro apresentou a evolução de um evento El Niño de fraca a forte intensidade, onde os limites do tercil eram de 40 a 59 pontos, e os valores para o período supracitado encontram-se listados na Tabela 3.3.

O “Southern Oscillation Index” (SOI) é calculado pelo Departamento de Meteorologia da Austrália (Bureau of Meteorology of Australia) e expressa uma relação entre a pressão atmosférica ao nível do mar em Darwin e Tahiti. Ele indicou uma seqüência de valores negativos para o SOI, de junho a dezembro de 2004, vide Tabela 3.3. Essa seqüência também sinaliza para a formação e evolução de um evento El Niño de fraca intensidade.

O Oceanic Niño Index (ONI), calculado pelo CPC (NOAA), expressa a vertente oceânica do El Niño, e indica a ocorrência do fenômeno El Niño pela sucessão de no mínimo cinco meses de anomalias de TSM com $+0,5^{\circ}\text{C}$ (média corrida de três meses), para a região Niño 3.4, e com a média calculada para o período de 1971 a 2000. Os valores das médias centradas nos meses de julho de 2004 a fevereiro de 2005 estão listados na Tabela 3.3.

Tabela 3.3- Valores dos Índices de monitoramento de fenômeno El Niño.

ÍNDICES	PERÍODO								
	2004							2005	
	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV
MEI	34	41	41	41	40	45	43	35	46
SOI	-14,4	-6,9	-7,6	-2,8	-3,7	-9,3	-8,0	1,8	-29,1
ONI	0,4	0,7	0,8	0,9	0,8	0,8	0,8	0,6	0,5

Fontes: CDC (2008); BOM (2008); e CPC (2008).

3.7 Análise das saídas do RPSAS e comparações

Os resultados obtidos nas saídas do sistema de assimilação de dados RPSAS estudados segundo as seguintes metodologias:

1 – Cálculo dos Erros Médios Absolutos entre as análises dos experimentos S-AIRS e C_AIRS, para os horários sinóticos de 00, 06, 12 e 18Z, por mês e para os campos e níveis de pressão de interesse. As diferenças absolutas entre os campos médios para determinadas variáveis mostram os locais onde ocorreram os maiores impactos da assimilação dos perfis AIRS, sem mostrar, entretanto, se essa inclusão implicou melhora ou degradação da qualidade das análises.

2 – Cálculo do Índice de Impacto da Análise (IP) nas análises dos experimentos S_AIRS e C_AIRS em relação às análises operacionais do CPTEC para o modelo Eta na resolução de 40 km (análises do NCEP, convertidas para a grade de 40 km do modelo Eta), conforme definido por Andreoli et al (2007):

$$IP = 100 * \left\{ \left[\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (S_AIRS_i - OPER_i)^2}{N}} - \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (C_AIRS_i - OPER_i)^2}{N}} \right] / \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (C_AIRS_i - OPER_i)^2}{N}} \right\} \quad (3.35)$$

Onde S_AIRS indicam as análises do experimento S_AIRS, C_AIRS indicam as análises do experimento C_AIRS, $OPER$ indica as análises operacionais do CPTEC (para o campo de uma dada variável de interesse) e N indica o número de análises utilizadas. Esse índice expressa o impacto positivo ou negativo obtido com a inclusão dos dados AIRS, de forma percentual e normalizada. Valores positivos indicam uma maior concordância entre as análises geradas pelo RPSAS (experimento C_AIRS) e as análises operacionais do CPTEC. Os valores negativos indicam a situação oposta.

3 – Avaliação subjetiva dos campos médios mensais de precipitação, entre os experimentos S_AIRS, C_AIRS e dos obtidos de estações de superfície (synop).

4 – Comparação dos valores dos fluxos de umidade dos experimentos S_AIRS e C_AIRS com os fluxos calculados com dados provenientes do projeto ERA-Interim e das reanálises do NCEP, para o período de agosto a outubro de 2005.

4 CLIMATOLOGIA E DISCUSSÃO SINÓTICA

4.1 Aspectos gerais

De um modo geral, pode-se dizer que a região amazônica apresenta um clima equatorial chuvoso, sem estação seca definida e com pequena flutuação térmica durante o ano. A temperatura média da região é de 24°C a 26°C, e as poucas exceções à baixa amplitude térmica ocorrem nas áreas do Acre, Rondônia e sul do Amazonas, quando da ocorrência dos fenômenos de “friagem”, que são incursões de massas de ar frio provenientes dos extratropicais e que alcançam essas regiões, baixando as temperaturas para valores de até 6°C em Rio Branco-AC. O forte aquecimento superficial durante o verão e o outono austrais causa convecção profunda e define a “estação chuvosa” em algumas partes da região. Entretanto, instabilidades atmosféricas geradas por sistemas de escala sinótica podem intensificar a convecção. Alguns desses sistemas são relacionados com o ciclo sazonal da circulação atmosférica, tais como a alta da Bolívia, em altos níveis, e a Zona de convergência Intertropical (SOUZA et al, 2000).

Estudos mostram que a ZCIT migra em direção ao sul, durante o verão e o outono austral, induzindo intensa precipitação, principalmente na região centro-leste da Amazônia, no final do verão e começo do outono. Frentes frias originárias dos extratropicais também podem afetar a convecção na Amazônia (i.e. NOBRE e SHUKLA, 1996) . Esse é o caso das “friagens”, já citadas, cuja causa é a chegada de frentes frias nas regiões de baixas latitudes e que causam períodos de baixas temperaturas. Além disso, sistemas frontais intensos localizados na região central e sudeste do Brasil, e a ZCAS podem interagir com a convecção tropical, ampliando e organizando uma profunda convecção em toda a Amazônia. E, ainda, linhas de instabilidade que se movem do oceano Atlântico para o interior do continente, em direção à Amazônia central, podem intensificar a convecção nessa região (COHEN et al, 1995; SOUZA et al, 2000).

As áreas tropicais dos oceanos Pacífico e Atlântico adjacentes à Amazônia desempenham um importante papel na variabilidade climática interanual da região. O oceano Pacífico interfere no clima da Amazônia com os efeitos remotos de suas oscilações climáticas de

grande escala (p.e. o El Niño/Oscilação Sul - ENOS). Esse fenômeno tem uma fase chamada de El Niño em um extremo da oscilação, e outra chamada de La Niña no outro extremo da oscilação. As principais alterações da circulação atmosférica e oceânica relacionadas ao El Niño são: água do mar com temperatura acima da média nas regiões central e leste do Pacífico, e pressão à superfície do mar menor que o normal nas áreas a leste do Pacífico e maior que o normal na parte oeste. As alterações do fenômeno La Niña apresentam características reversas (SOUZA et al, 2000). Há diversos estudos que abordam sobre os efeitos do ENOS na Amazônia (MOURA e SHUKLA, 1981; NOBRE e SHUKLA, 1996, PEZZI e CAVALCANTI, 2001).

As influências do Atlântico na Amazônia se fazem presentes por efeitos remotos de um modo dominante de grande escala relacionado com gradientes inter-hemisféricos de TSM. O padrão de “dipolo” (gradiente inter-hemisférico de TSM) tem como consequência alterações no posicionamento da ZCIT, na intensidade e posição dos ventos alísios e mesmo na formação de nebulosidade na Amazônia (NOBRE e SHUKLA, 1996).

4.2 Discussão Sinótica

4.2.1 Período de agosto a outubro de 2004:

Esse período foi marcado pelo surgimento e permanência de uma constante anomalia positiva de TSM no Atlântico Norte, principalmente entre 40°W e a costa noroeste da África. No Pacífico Equatorial, o surgimento de uma configuração em que as águas superficiais estavam com valores de TSM acima da média histórica (Niño 3,4 e 4), levou os centros mundiais de Meteorologia a considerarem o início de um episódio quente do fenômeno ENOS (vide Figura 4.1). O estabelecimento de um fenômeno “El Niño” de fraca intensidade foi considerado pelo CPTEC (Boletim Climanálise, 2004d) e pode ser avaliado por diversos índices, entre os quais o “MEI rank”, o SOI (Southern Oscillation Index), e o Oceanic Niño Index (ONI).

A ZCIT oscilou entre uma posição ao norte de sua média climatológica, em agosto [Figura 4.1 (a)], para uma posição em torno de sua média (8°N), em setembro [Figura 4.1 (b)], onde

continuou até outubro [Figura 4.1 (c)]. Esse fato, associado à ocorrência de linhas de instabilidade que provocaram maior acumulado de precipitação na região norte e central do Pará, em setembro, e ao posicionamento da alta da Bolívia em torno de sua posição climatológica (figura não mostrada), em outubro, promoveram a distribuição da precipitação mostrada na Figura 4.2 (a). Em uma análise mais geral, percebe-se que: em agosto, a precipitação foi abaixo da média climatológica, no norte de Roraima, Amapá e do Amazonas por causa do posicionamento da ZCIT; em setembro, as Linhas de Instabilidades foram responsáveis por acumulados acima da média histórica na região central do Pará; e, em outubro, houve acumulados de precipitação acima da média histórica na porção oeste, em função do posicionamento da Alta da Bolívia naquele mês (figura não mostrada).

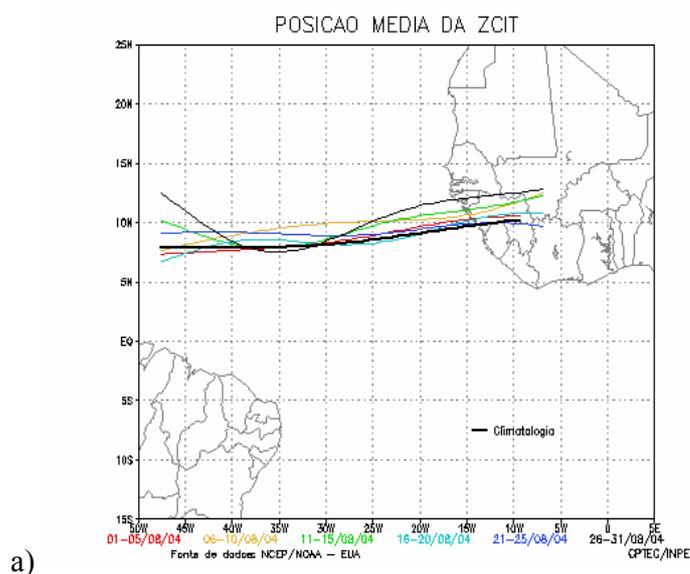


Figura 4.1 - Posicionamento da ZCIT, para o período de; (a) ago/2004, (b) set/2004, (c) out/2004, (d) ago/2005, (e) set/2005 (f) out/2005. (Continua)

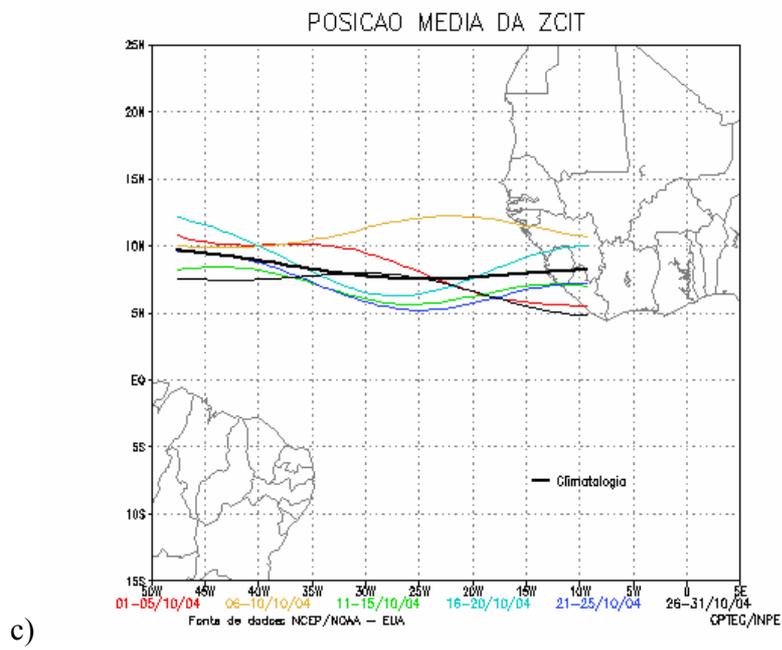
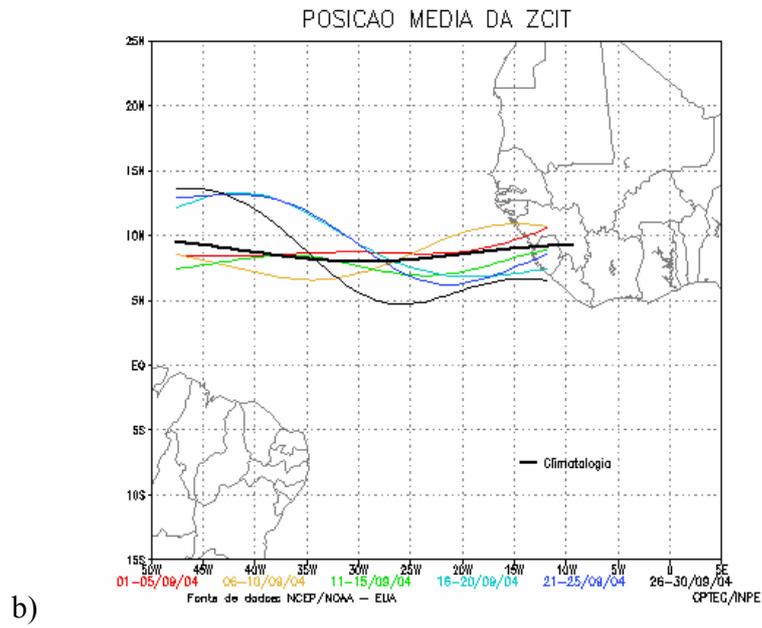


Figura 4.1 - Continuação. (Continua)

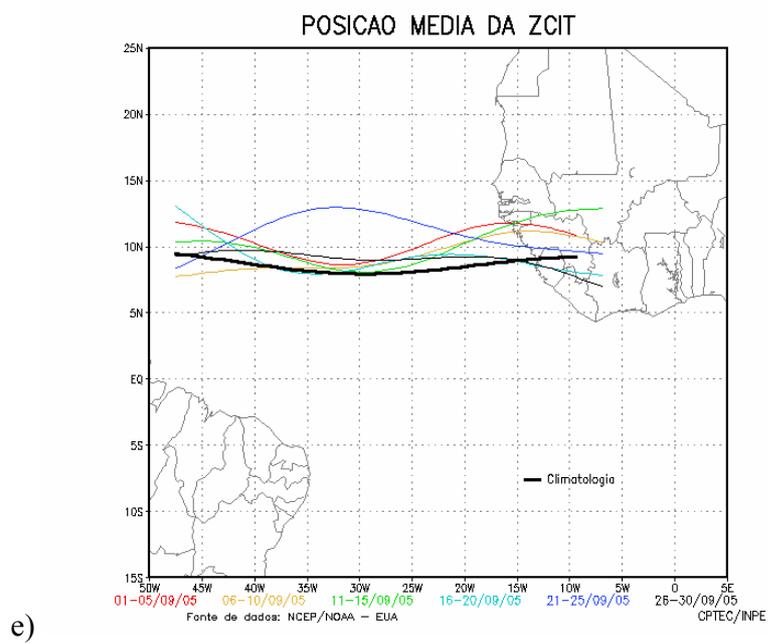
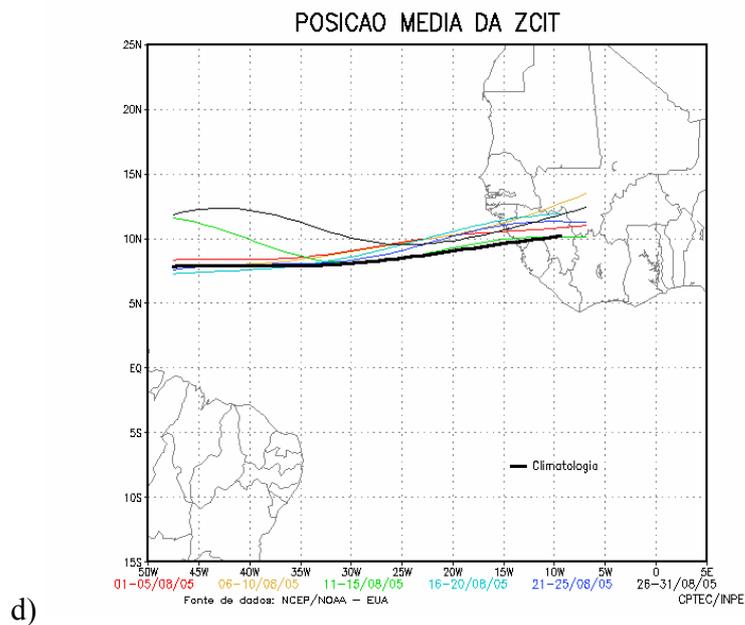


Figura 4.1 - Continuação. (Continua)

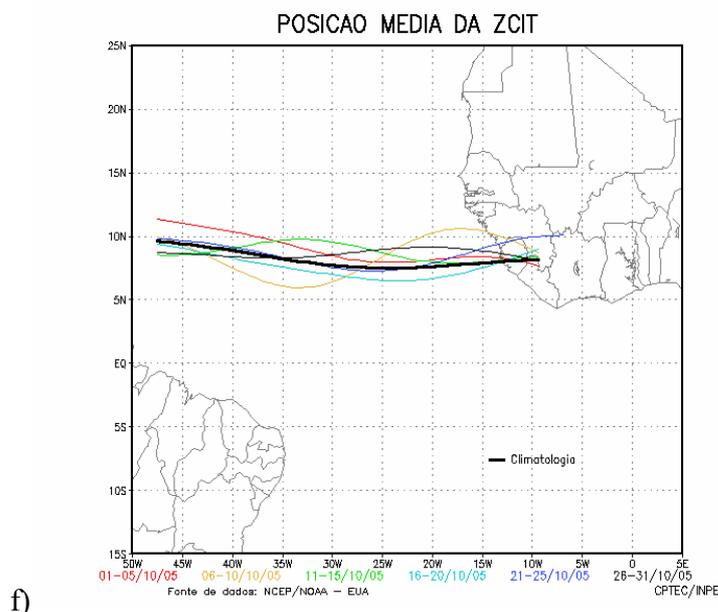


Figura 4.1 - Conclusão.

Fonte: Boletim Climanálise (2004a, b, c; 2005a, b, c).

4.2.2 Período de agosto a outubro de 2005:

Nesse trimestre, a anomalia positiva da TSM do Atlântico Tropical Norte manteve-se, porém com uma apreciável redução de extensão espacial. A região do Pacífico Equatorial oeste que apresentava anomalia positiva de TSM também foi reduzida ao longo do período, conforme pode ser observado na Figura 4.3–b. A anomalia negativa de TSM na costa oeste da América do Sul foi intensificada, porém não o suficiente para o estabelecimento de uma fase fria do ENOS. No Atlântico Sudoeste, ocorreu uma redução da anomalia positiva de TSM (Figura 4.3 – b).

A ZCIT manteve-se ao norte de sua posição climatológica nos meses de agosto e setembro [Figura 4.1, (d) e (e)], o que contribuiu para a ocorrência de chuvas abaixo da média histórica em quase toda a região amazônica. Ocorreram chuvas no sul da região associadas a eventos de “friagens” e à ocorrência de linhas de instabilidade, no norte do Pará. Com o retorno da ZCIT para posições em torno de sua média histórica, restabeleceram-se os níveis

de precipitação, dando por fim o período prolongado de seca na segunda quinzena de outubro [Figura 4.1 (f) e Figura 4.2– b].

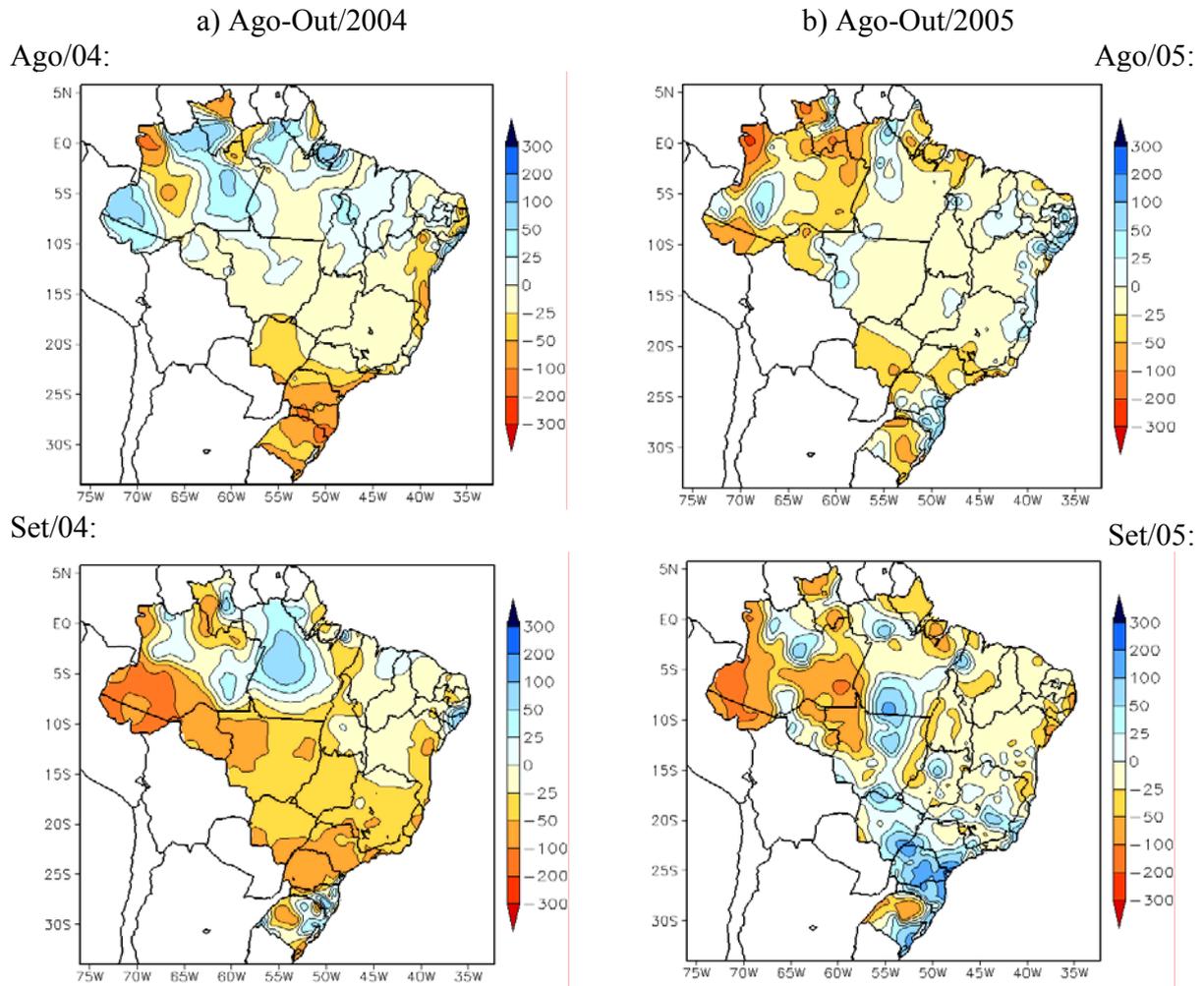
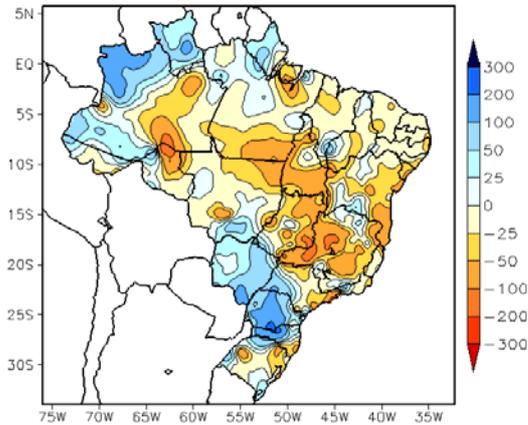


Figura 4.2 - Desvios de precipitação (em mm) em relação à média climatológica (1961-1990) para os trimestres de agosto a outubro de a) 2004 e b) 2005.
(Continua)

Out/04:



Out/05:

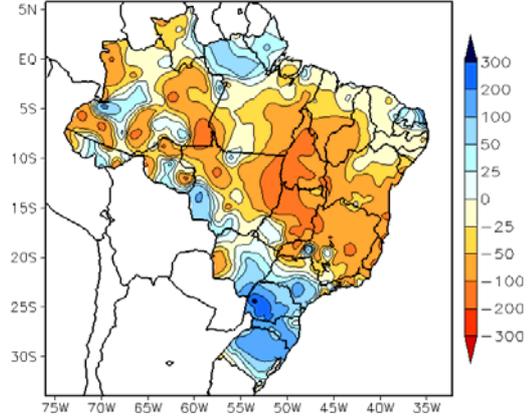
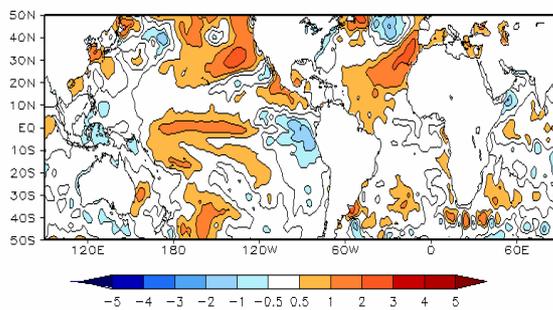


Figura 4.2 – Conclusão.

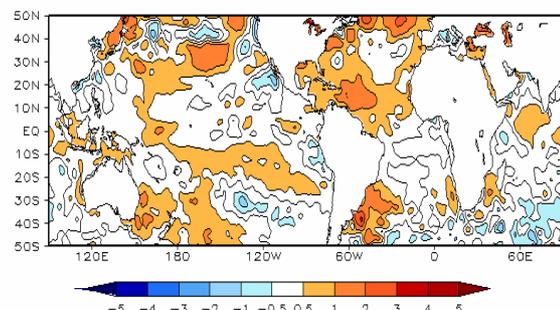
Fonte: INMET citado por Boletim Climanálise, 2004a,b,c e 2005a,b,c.

a) AGOSTO A OUTUBRO DE 2004

b) AGOSTO A OUTUBRO DE 2005



Ago/04



Ago/05

Figura 4.3 - Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM), para os trimestres de agosto a outubro de a) 2004 e b) 2005. As anomalias são apresentadas com intervalos entre as isotermas de 0,5°C para anomalias até 1°C. Acima deste valor, o intervalo é de 1°C. As anomalias são desvios das médias mensais em relação à climatologia do CPC. (Continua)

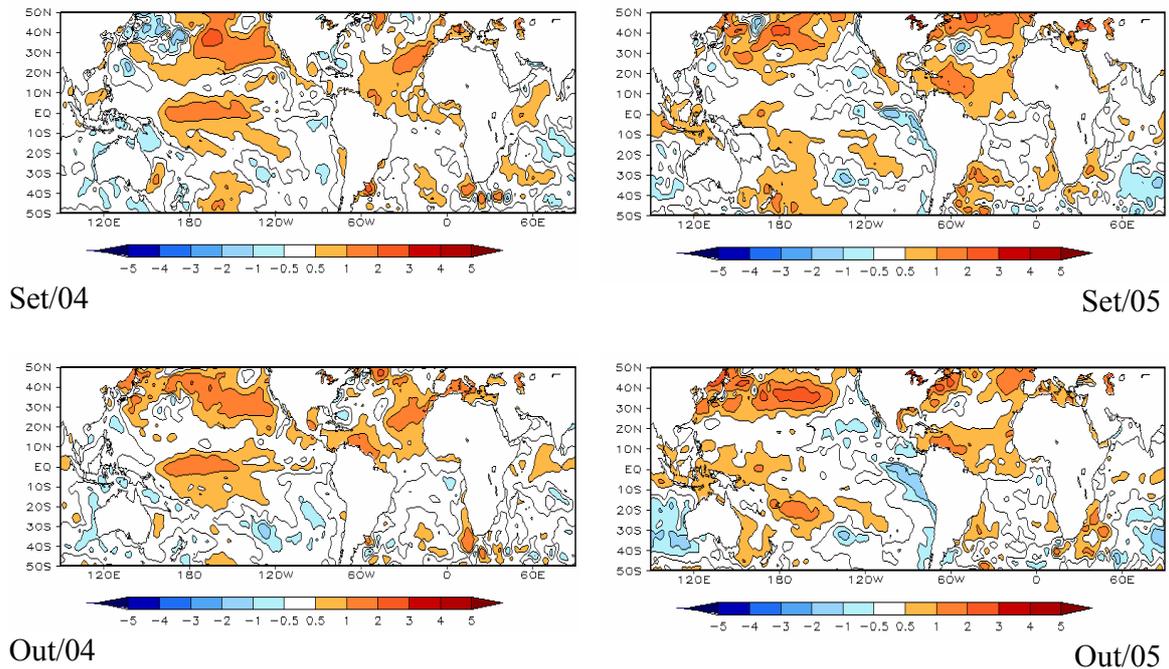


Figura 4.3- Conclusão.

FONTE: CPC/NCEP/NWS citado por Boletim Climanálise (2004a,b,c e 2005a,b,c)

4.3 Variações sazonal e mensal do fluxo de umidade

O cômputo do fluxo de umidade integrado verticalmente para a região amazônica, por estações, mostra que o fluxo total tem intensidade média com duas ordens de grandeza maior que o fluxo transiente (Figura 4.4). Esse fluxo transiente, integrado verticalmente, é causado pela média do produto da anomalia da umidade específica pela anomalia das componentes do vento, e representa o transporte de umidade que não é realizado pelos termos médios. Tal resultado é coerente com trabalhos de Peixoto e Oort (1992), RAO et al (1996), e Zhu e Newell (1998). Observa-se que o fluxo tem uma orientação zonal, de leste, sendo o Oceano Atlântico a fonte dessa umidade. No verão, há um intenso fluxo a leste dos Andes, que é coerente com a intensificação dos jatos de baixos níveis que ocorre nessa estação, e um maior efeito do fluxo meridional de umidade proveniente do Atlântico norte.

No outono, ocorre uma redução do fluxo de umidade para as regiões subtropicais, causado pelo JBN, e o fluxo total passa a ter uma orientação mais zonal, que tem seu ponto máximo no inverno, quando a ZCIT move-se para norte e o Oceano Atlântico “sul” passa a ser a principal fonte de umidade. Na primavera, ocorre uma transição, com redução da intensidade do fluxo total e aumento da intensidade do fluxo causado pelos JBN. As figuras dos fluxos transientes mostram, para todas as estações, que o fluxo transiente é desprezível em comparação ao fluxo médio (não mostrado).

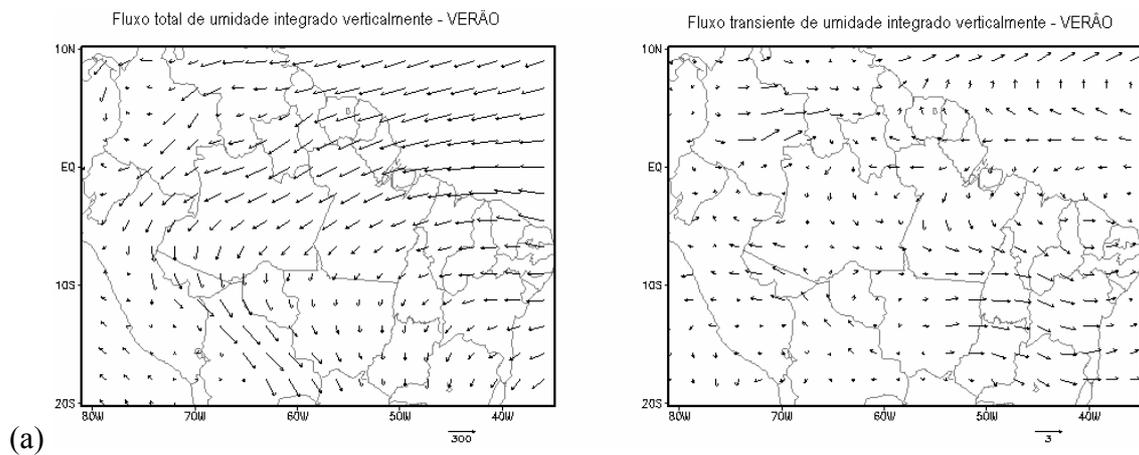


Figura 4.4 - Climatologia sazonal dos fluxos de umidade (total e transiente) com uso dos dados ERA-40, com resolução horizontal de $1,25^\circ \times 1,25^\circ$ de longitude e latitude. Os dados referem-se ao período de dezembro de 1958 a agosto de 2002. a) Climatologia para a estação do verão austral; b) Climatologia para o outono austral; c) Climatologia para o inverno austral; e d) Climatologia para a primavera austral. (Continua)

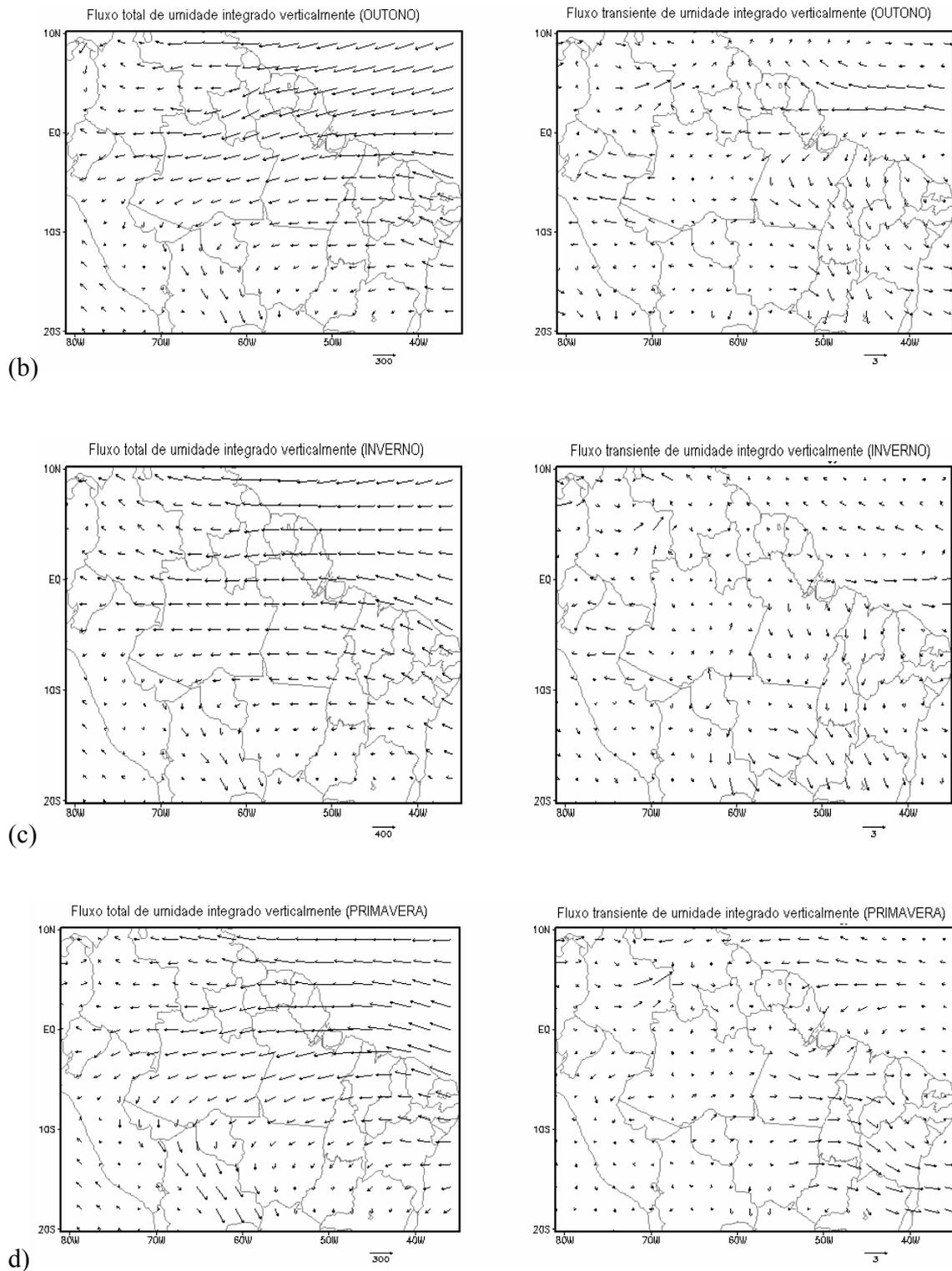


Figura 4.4 - Conclusão.

A climatologia do fluxo de umidade integrado verticalmente, calculado com os dados ERA-40 está mostrada na Figura 4.5. Os retângulos de cada caixa representam as áreas Oeste (O), Central (C) e Leste (L), previamente definidas. Os vetores nos lados de cada área indicam a intensidade e o sentido do fluxo de umidade (expressos em mm/dia). O somatório dos fluxos pelas faces de cada área (O, C e L) representa o valor da divergência (convergência) integrada (expressa entre colchetes no interior das áreas, em mm/dia), quando ocorre um valor positivo (negativo). A divergência (convergência) implica saída (entrada) de umidade em cada volume de controle designado pelas áreas.

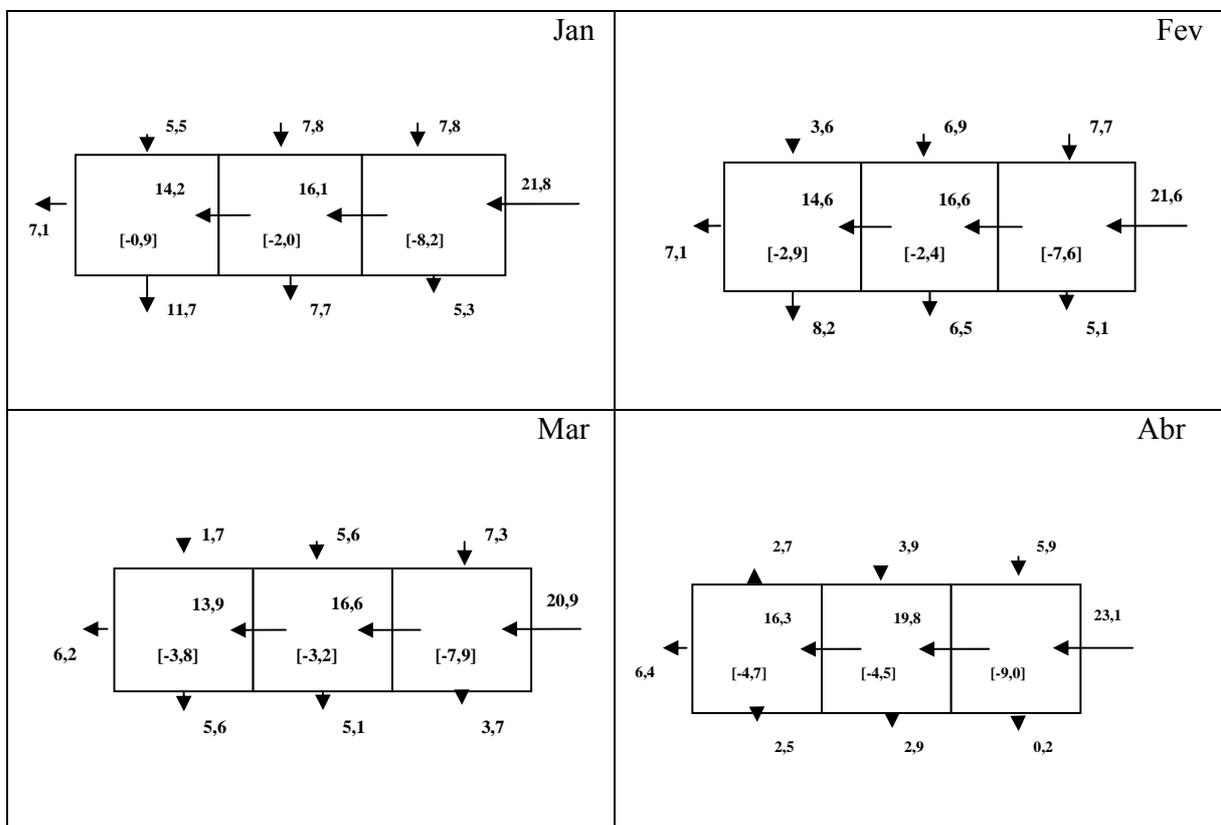


Figura 4.5 - Climatologia mensal dos fluxos de umidade integrados verticalmente, para as Áreas W, C e L. Os fluxos estão representados pelas flechas (unidade: mm/dia) e, no centro de cada área, está expressa a divergência média mensal (em mm/dia). A sigla no canto inferior direito representa o mês. A climatologia foi computada com dados ERA-40, de dezembro de 1958 a agosto de 2002. (Continua)

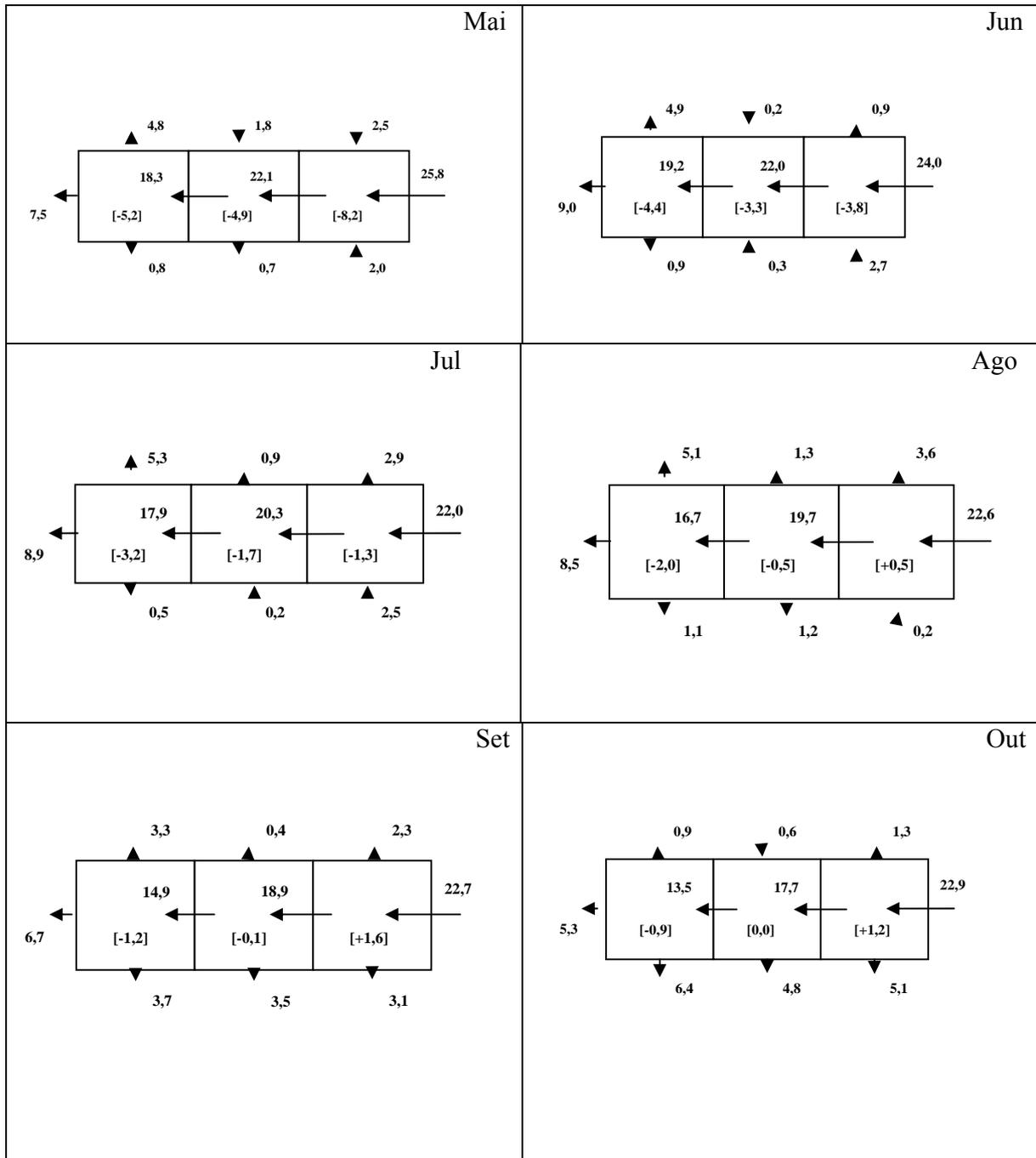


Figura 4.5 - Continuação.

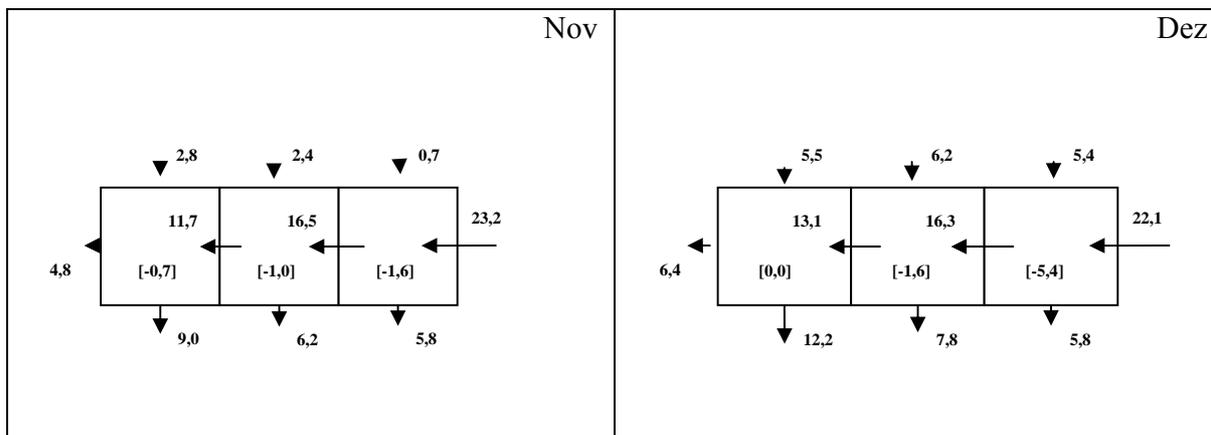


Figura 4.5 - Conclusão.

A análise da climatologia dos fluxos de umidade integrados verticalmente (Figura 4.5) mostra diversas feições do comportamento desses fluxos, em especial a sazonalidade. Observa-se, claramente, o constante fluxo de umidade proveniente do Atlântico sul e que atinge a área de estudo pela área E. Os valores desse fluxo ficam, na média, acima de 20 mm durante todo o ano. Os fluxos de umidade que atingem a face norte da área T (área total) representam os fluxos provenientes do Atlântico Norte. É possível observar que esse fluxo atinge valores máximos nos meses do verão austral (20,4 mm/dia em janeiro), e valores mínimos no inverno austral (10,1 mm/dia, para norte, em agosto). A explicação para essa variabilidade está na combinação do efeito do posicionamento climatológico da ZCIT, que fica mais ao norte (sul) nos meses do inverno (verão) austral e da alta subtropical do Atlântico sul, que fica mais ao norte (sul) no período de inverno (verão) austral. Quanto mais a norte (sul) estiver a ZCIT, de uma forma geral, menor (maior) é o fluxo de umidade proveniente do Atlântico norte para a Amazônia. O posicionamento da alta subtropical do Atlântico sul no verão (inverno) diminui (aumenta) o fluxo zonal de umidade para a Amazônia.

Outra feição importante da climatologia da América do Sul e que pode ser observada na Figura 4.5 é a intensificação dos fluxos de umidade que alimentam o jato de baixos níveis (JBN) que ocorre a leste dos Andes. Isso pode ser visto nos fluxos da face sul das áreas “O” e “C”. O fluxo para os subtropicais começa a ganhar mais intensidade em outubro e atinge o

máximo em dezembro/janeiro, que é reconhecidamente o mês de maiores ocorrências do JBN na região.

Outra climatologia dos fluxos de umidade integrados verticalmente, com base nos dados mensais das reanálises do NCEP, também foi calculada, para efeitos comparativos (figura não mostrada). As principais características observadas nessa comparação estão relacionadas ao fato de que os fluxos zonais são direcionados para oeste, em consonância com o que foi apresentado na Figura 4.4, e ao fato de que os fluxos meridionais, no caso do NCEP, apresentam um sentido de norte para sul, nas faces norte e sul das áreas “O”, “C” e “L”, com as seguintes exceções: de maio a agosto, o fluxo norte da área “O” é divergente (para norte); de abril a setembro, o fluxo sul da área “L” é convergente (para norte). Com os dados ERA-40, as variações de sentido dos fluxos ocorrem em todas as áreas e refletem melhor o comportamento físico associado ao movimento sazonal da ZCIT, da alta subtropical do Atlântico sul e dos sistemas de tempo que ocorrem no inverno austral.

A aproximação da ZCIT em relação à Amazônia implica maiores fluxos para sul na borda norte da área “T”, e isso pode ser observado na Figura 4.5, desde o mês de novembro até março. Quando ZCIT inicia seu deslocamento em direção ao hemisfério norte, os fluxos da borda norte da área “T” vão lentamente diminuindo de intensidade e passam a exercer um comportamento divergente (para norte), em função da componente meridional, para norte, dos ventos alísios responsáveis pelo fluxo de umidade. Tal mudança pode ser percebida, também na Figura 4.4, desde o mês de abril (onde se inicia o processo de inversão do fluxo na borda norte da área “O”), passando pelo mês de agosto (quando os fluxos assumem um comportamento divergente máximo) e começam a apresentar comportamento convergente, para sul, na área “C”, em outubro.

Os vetores representativos dos fluxos (médios) de umidade, nas latitudes de 0° e 10° S, da Figura 4.4, representam esse comportamento sazonal dos fluxos meridionais de umidade, apesar de estarem relacionadas a estações do ano (e não aos meses isoladamente). Na Figura 4.4 (a), vemos que os fluxos na face norte das áreas “O”, “C” e “L” (paralelo do Equador) apresentam uma componente meridional para sul, no verão, e isso é coerente com os vetores correlatos da Figura 4.5, dos meses de dezembro a fevereiro. Na Figura 4.4 (b),

nota-se a diminuição da componente meridional para sul em relação à estação anterior e o fluxo da face norte da área “O” começa a apresentar sentido norte. A componente meridional não fica tão nítida, em função da soma vetorial com a componente zonal, que apresenta maior intensidade. Na Figura 4.4 (c), o fluxo assume uma característica mais zonal no inverno e a componente meridional para norte assume valores máximos, novamente ocorrendo uma coerência com a Figura 4.5, dos meses de junho a agosto. Na figura 4.4 (d), observa-se o retorno dos fluxos meridionais de norte para sul, na primavera, e isso se reflete nos fluxos da face norte das áreas “O”, “C” e “L” da Figura 4.5, dos meses de setembro a novembro, que deixam de ter o sentido norte em todas as áreas, em setembro, para ter um sentido para sul, em todas as áreas, em novembro.

O efeito da sazonalidade do posicionamento da alta subtropical do Atlântico sul pode ser observado pelo comportamento ondulatório dos valores do fluxo de umidade zonal na face leste da área “L”. Enquanto que, com os dados ERA-40, os máximos (e mínimos) não corresponderam exatamente aos períodos do inverno (e verão) austral, quando a alta subtropical está posicionada mais a norte (a sul) no oceano Atlântico sul, tal resultado foi alcançado com os dados do NCEP. O fluxo zonal na face leste da área “L”, porém, é influenciado também pelo posicionamento da ZCIT e a análise não pode se limitar ao posicionamento da alta subtropical do Atlântico sul. A figura 4.6 mostra um comparativo dos valores dos fluxos de umidade integrados verticalmente para a face leste da área “L”. É possível observar que a curva dos dados derivados do NCEP apresenta um máximo em junho (inverno) e um mínimo em janeiro (verão). A curva dos dados derivados do projeto ERA-40 não apresenta essa mesma característica.

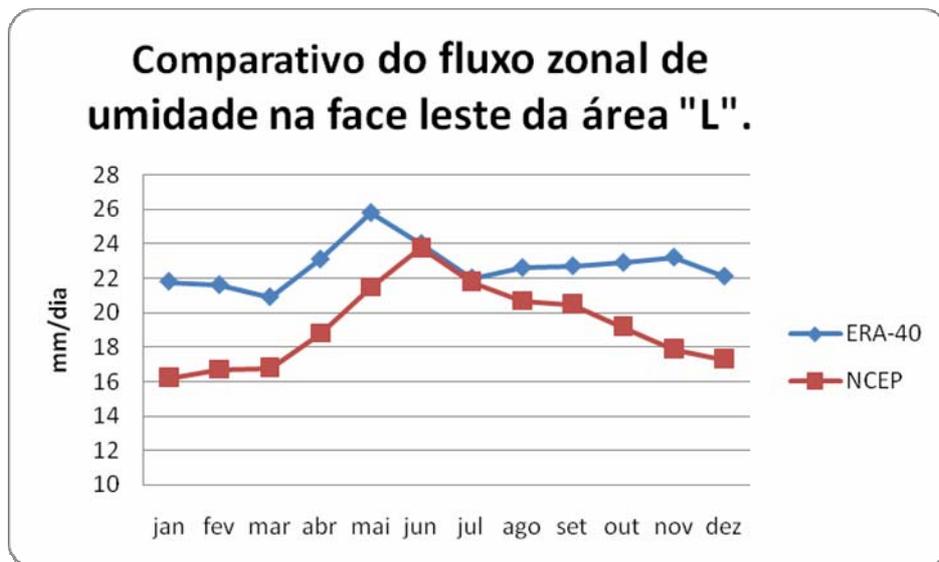


Figura 4.6 - Fluxos de umidade integrados verticalmente da face leste da área “L”, para uma climatologia com base nos dados ERA-40 (dez/1958 a ago/2002) e reanálises do NCEP (jan/1970 a dez/2007).

Tanto o posicionamento da alta subtropical do Atlântico sul e da ZCIT, quanto a ocorrência climatológica de sistemas transientes (frentes frias) provenientes dos subtrópicos em direção à Amazônia (principalmente no inverno) são as causas principais da alteração do sentido dos fluxos de umidade na borda sul das áreas “C” e “L” (que passam a ser convergentes – para norte) e da diminuição dos fluxos da área “O”, conforme pode ser observado na Figura 4.5, nos meses de maio a agosto. Os vetores da Figura 4.4 também expressam esse comportamento sazonal do fluxo de umidade meridional que ocorre no paralelo de 10° S, ao longo dos meridianos de 45°W a 65°W. Com os dados do NCEP, apenas ocorre a inversão do fluxo meridional da área “L”, de abril a setembro. Para as áreas “O” e “C”, ocorre uma diminuição da intensidade dos fluxos de umidade, de forma sazonal (figura não mostrada).

Da mesma forma que foi apresentada a relação para os fluxos da face norte, as alterações do sentido dos fluxos médios de umidade na face sul das áreas “C” e “L” podem ser relacionadas entre as Figuras 4.4 e 4.5. Na Figura 4.4 (a), temos um fluxo meridional para sul, no paralelo de 10°S, entre as longitudes de 45°W a 65°W, que definem as áreas “C” e

“L”. Há uma correlação com os fluxos apresentados na Figura 4.5, para os meses de dezembro a fevereiro. Na Figura 4.4 (b), há uma redução dos fluxos para sul, no outono, e a consequência é a inversão do fluxo da face sul da área “L”, em maio, conforme a Figura 4.5. No inverno, observa-se um fluxo meridional de umidade com sentido norte, com valores máximos em junho e reversão do fluxo (para sul) na área “C” em agosto, vide Figura 4.4 (c) e Figura 4.5, de junho a agosto. Já na primavera, os fluxos meridionais assumem novamente o sentido sul [Figura 4.4 (d)], o que pode ser constatado na Figura 4.5, para os meses de setembro a novembro.

As diferenças encontradas entre os estudos climatológicos com base nas séries de dados de reanálises do NCEP e do projeto ERA-40, do ECMWF, são relacionadas à diferença de resolução espacial (horizontal), diferenças do modelo/sistema de assimilação de dados e aos próprios conjuntos de dados assimilados. A melhor resolução horizontal dos dados ERA-40 (1,25°) em relação aos dados do NCEP (2,5°) permitem a melhor definição desses fluxos. Outro fator a ser considerado é a qualidade dos dados em função dos diferentes períodos da climatologia (UPPALA et al, 1996).

A Tabela 4.1 mostra os valores da divergência integrada verticalmente para as áreas “O”, “C”, “L” e “T”, com base nos dados ERA-40. Essa climatologia mostra que a Amazônia apresenta um comportamento de convergência de umidade durante a maior parte do ano, mas que essa convergência apresenta uma sazonalidade e ocorre divergência nos meses de agosto a dezembro (para a área “E”), culminando com um comportamento divergente para a área “T” em setembro e outubro. Nota-se, também, que ocorre uma “neutralidade” nos meses de outubro (para a área “C”) e em dezembro (para a área “O”). Em tais meses, a média climatológica indica que os fluxos convergentes de umidade se igualam aos fluxos divergentes de umidade.

Os valores obtidos com os dados de reanálise do NCEP (não mostrados) não apresentam valores com neutralidade e não sugerem comportamento divergente para a área “T”, apesar de mostrarem um comportamento divergente para a área “O”, de julho a setembro, apenas. É possível que a qualidade dos dados usados, em função do período das bases de dados utilizadas, tenha relação com essas diferenças, uma vez que as análises mais antigas

apresentam maiores incertezas em relação aos dados de vento na Amazônia e isso tem impacto direto nos resultados obtidos com os dados ERA-40.

Tabela 4.1 - Dados mensais da climatologia da divergência integrada verticalmente para as áreas “O”, “C”, “L” e “T”, realizada com dados ERA-40, de dezembro de 1958 a agosto de 2002.

Área	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
O	-0,9	-2,9	-3,8	-4,7	-5,2	-4,4	-3,2	-2,0	-1,2	-0,9	-0,7	0,0
C	-2,0	-2,4	-3,2	-4,5	-4,9	-3,3	-1,7	-0,5	-0,1	0,0	-1,0	-1,6
E	-8,2	-7,6	-7,9	-9,0	-8,2	-3,8	-1,3	+0,5	+1,6	+1,2	-1,6	-5,4
T	-3,7	-4,3	-5,0	-6,1	-6,1	-3,8	-2,1	-0,7	0,1	0,1	-1,1	-2,3

4.4 A climatologia do balanço de umidade

Os termos da equação do balanço de umidade para as Áreas W, C, E e T estão listados na Tabela 4.3. É possível observar que os valores de precipitação e evapotranspiração do projeto ERA-40 são subestimados; que os dados calculados da base de dados do NCEP foram os que apresentaram o menor erro de fechamento; que os valores da variação local de água precipitável são desprezíveis, conforme já era esperado; e que os valores calculados de divergência do fluxo de umidade (tanto com dados ERA-40 quanto com dados do NCEP) são maiores que o computado por Marengo (2005), que encontrou o valor de 1,4 mm/dia.

Betts et al (2005) encontraram um viés negativo para a precipitação da região amazônica, para os dados ERA-40. Entretanto, a precipitação calculada neste trabalho apresenta valores não compatíveis com esse viés, da ordem de -0,3mm/dia. Os valores de precipitação calculados dos dados ERA-40 estão subestimados, sem qualquer motivo aparente.

A Figura 4.7 mostra os resultados de um estudo climatológico realizado com base nos dados de reanálise do NCEP (sobre o termo da divergência e o da precipitação) da equação do balanço de umidade, usando dados mensais. Enquanto que a médias climatológicas foram realizada com base no período de janeiro/1978 a dezembro/2007, as séries de dados mensais de divergência e precipitação foram computadas para o período de atuação do El Niño, julho de 2004 a março de 2006, de acordo com Ropelewski e Halpert (1987).

Observa-se que a precipitação já estava ocorrendo abaixo da média climatológica, na área “T”, desde julho/04 e essa tendência só mudou com as chuvas de novembro/2005. Uma das causas para tal ocorrência foi o comportamento da divergência do fluxo de umidade integrada verticalmente, para a área “T”, que apresentou valores maiores que a média climatológica para quase todo o período de julho/04 a novembro/05 (com exceção dos meses de fevereiro a abril/05, quando apresentou uma maior convergência do que a média climatológica). Apesar do efeito da evapotranspiração, observa-se que: quanto maior (menor) o valor da divergência, menor (maior) será o aporte de umidade para a área “T”, e isso se reflete diretamente nos dados da precipitação. Tal fato pode ser observado com base nos dados da Figura 4.7.

A Figura 4.8 mostra uma série temporal estendida, com dados contendo as mesmas variáveis mostradas na Figura 4.7. É possível perceber que a divergência dos meses do final do outono, do inverno e do início da primavera já estava apresentando valores maiores que a média climatológica desde 1997. A precipitação para o inverno, como consequência, mostra-se inferior à média climatológica desde 1993. É possível que essa combinação de fluxos de umidade menos intensos e menos precipitação que a média climatológica, no período de inverno, tenha exercido grande influência na ocorrência da seca de 2005.

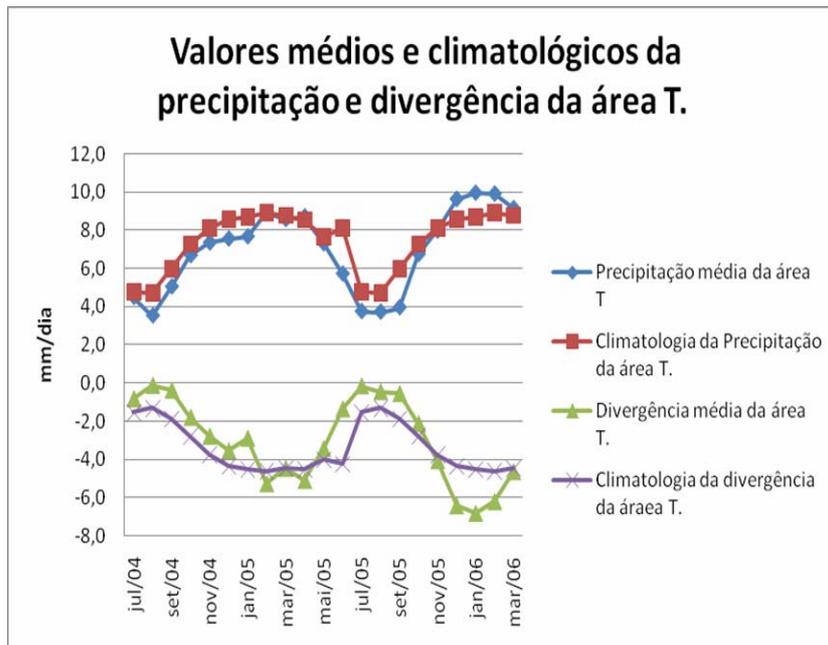


Figura 4.7 - Valores da divergência do fluxo de umidade e da precipitação para a área T e para o período de julho/04 a março/06, usando como base os dados mensais das reanálises do NCEP. A base da climatologia é de jan/1978 a dez/2007.

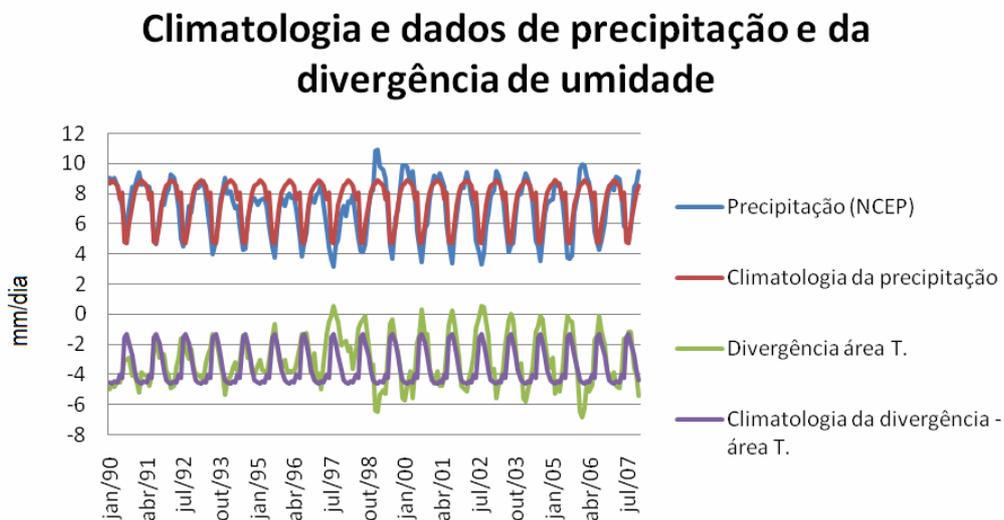


Figura 4.8 - Série estendida para os dados de precipitação e divergência da área T, para o período de jan/1990 a dez/2007. A climatologia tem como base o período de jan/1978 a dez/2007. A unidade é mm/dia.

4.5 Análise das influências dos compostos e diagrama esquemático

Marengo et al (2008a,b) indicaram que as porções oeste e sul da Amazônia foram as que mais sofreram os impactos da seca de 2005. Esse tipo de comportamento frente a um fenômeno El Niño já havia sido proposto por Souza et al (2000) e Pezzi e Cavalcanti (2001). Os estudos desenvolvidos, entretanto, têm historicamente se voltado para as análises dos eventos de forte intensidade do “El Niño”. Citando um exemplo de efeito de episódios de El Niño de baixa intensidade, observaram-se na Austrália alguns casos de secas severas que ocorreram como consequência de eventos de El Niño de fraca a moderada intensidade, enquanto que o El Niño de forte intensidade de 1997 não teve grandes consequências na região (BOM, 2008). Tal fato serve como reforço para o fato de que episódios de El Niño de fraca a moderada intensidade não devem ter seus efeitos desconsiderados no cômputo dos impactos sobre secas nas regiões onde os efeitos de outros eventos mais intensos de El Niño são observados.

Foi realizada uma correlação de uma série de dados (médias mensais) da precipitação na Área T, para anos de evento “Dipolo do Atlântico” (exclusivamente) e para anos de El Niño e “Dipolo positivo” do Atlântico, com a série das médias dos valores correspondentes ao ano de 2005, para os meses do verão e outono. Os dados estão listados na Tabela 4.2. Observa-se que a precipitação média sobre a Área T, no ano de 2005, apresentou um comportamento mais correlacionado a anos de ocorrência dos eventos “dipolo do Atlântico” e El Niño, do que simplesmente os anos de ocorrência do evento de “dipolo do Atlântico” isoladamente.

Observam-se, claramente, as evidências da ocorrência de um fenômeno El Niño, mesmo que de fraca intensidade. Tal fato trás um novo prisma para a análise da severidade da seca de 2005 na Amazônia, que não deve ser dissociada desse evento, uma vez que o El Niño exerce um efeito de intensificação na severidade das secas na região, conforme já discutido por Souza et al (2000), e com o fator agravante de ser o fator preponderante sobre o efeito do gradiente de TSM no Atlântico, conforme estudado por Pezzi e Cavalcanti (2001).

Tabela 4.2 - Índices de correlação entre a média espacial para a precipitação da Área T, dos meses do verão e outono, com o ano base de 2005, e os dos compostos dos anos de ocorrência simultânea de “Dipolo do Atlântico” e El Niño, e os de ocorrência exclusiva de “Dipolo do Atlântico”, com base nos dados de JAN/1978 a DEZ/2007 (NCEP).

Base de dados utilizada:	Anos de Dipolo do Atlântico e evento El Niño (simultaneamente).	Anos de Dipolo do Atlântico (evento exclusivo).	Anos de El Niño (evento exclusivo)
Reanálises do NCEP.	77,2 %	33,3%	68,2%
CPC (NOAA)	73,6%	42,9%	61,1%
Liebmann e Allured (2005)	78,8%	65,7%	89,2%

A Figura 4.9 apresenta a nova configuração dos eventos de interação oceano-atmosfera que ocorreram nos oceanos Atlântico e Pacífico, e seu efeito na Amazônia. Pode-se considerá-lo como um diagrama esquemático das causas da seca na Amazônia de 2005.

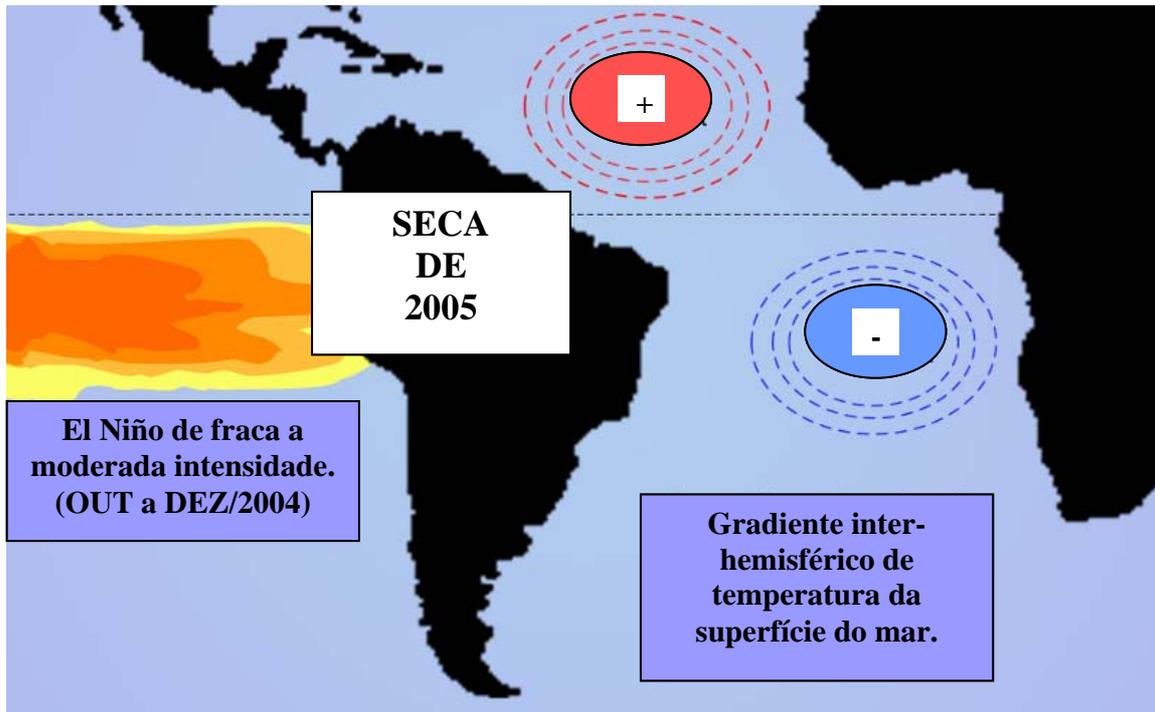


Figura 4.9 - Diagrama esquemático das causas da seca de 2005 na Amazônia.

Tabela 4.3 - Climatologia dos termos da Equação do balanço de umidade para a região Amazônica para as Áreas “O”, “C”, “L” e “T”. Os dados ERA-40 são relativos a uma base de dados de jul/1972 a jun/2002. Os dados do NCEP e a precipitação do CDC (NOAA) são de jan/1978 a dez/2007. Os dados são expressos em mm/dia.

Dados	$\partial w/\partial T$				DIV(F)				PRECIPITAÇÃO				EVAPOTRANSPIRAÇÃO				Erro de fechamento			
	O	C	E	T	O	C	L	T	O	C	L	T	O	C	L	T	O	C	L	T
ERA-40	0	0	0	0	-2,49	-2,12	-4,10	-2,90	0,91	0,80	1,11	0,94	0,88	0,88	0,89	0,89	-2,46	-2,20	-3,88	-2,85
NCEP	0	0	0	0	-0,91	-4,45	-5,65	-3,67	6,24	7,71	8,05	7,33	4,45	4,59	4,23	4,42	0,88	-1,33	-1,83	-0,76
NCEP + Precipitação do CDC (NOAA)	0	0	0	0	-0,91	-4,45	-5,65	-3,67	5,74	5,89	4,95	5,52	4,45	4,59	4,23	4,42	0,38	-3,15	-4,98	-2,57

5 RESULTADOS DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS

Neste capítulo são mostrados os resultados dos experimentos C_AIRS e S_AIRS e são realizadas comparações diversas com o intuito de se observar o impacto causado pela assimilação de perfis de geopotencial AIRS no RPSAS e no balanço de umidade calculado com as saídas do RPSAS. Foram computados os valores para as médias espaciais (referentes às áreas “O”, “C”, “L” e “T”) dos termos que compõem a equação do balanço de umidade, tais valores são exibidos nas Tabelas 5.1 a 5.4; é feito um comparativo entre os valores desses termos com relação à variação dos experimentos S_AIRS e C_AIRS para os períodos relativos aos anos de 2004 e 2005, e entre eles; é mostrado o efeito da inclusão dos perfis de geopotencial AIRS no fluxo de umidade para os meses de agosto a outubro de 2005 e realizada uma análise de dois casos típicos; é realizada uma análise do impacto da assimilação dos perfis AIRS sob um prisma de impacto espacial, mostrando as regiões mais afetadas com esses dados, por meio dos campos do erro médio absoluto de determinadas variáveis (p.e. vento zonal e temperatura) e mostrando quais recebem maiores benefícios, na forma de melhora da qualidade da análise, por meio do Índice de Impacto da Análise (IP). O Capítulo 5 finaliza com a comparação dos fluxos de umidade dos experimentos S_AIRS e C_AIRS com os fluxos de umidade obtidos das reanálises do NCEP e do projeto ERA_Interim; além de comparações com dados de precipitação observada.

5.1 O balanço de umidade

As simulações do RPSAS forneceram detalhes de alta resolução (40km) associados ao balanço de umidade da Amazônia. Conforme pode ser observado nos dados das Tabelas 5.1 a 5.4, para a área T observa-se que há um erro de fechamento compatível com os detalhados na literatura (Marengo, 2005) e que esse erro é pequeno, tanto para as simulações com os perfis de geopotencial AIRS quanto para as sem aqueles dados, demonstrando que a boa capacidade de tratamento das variáveis de umidade do sistema de assimilação e do modelo. Os erros de fechamento do mês de outubro de 2005 formaram uma exceção, ao apresentar valores acima de 1,00 mm/dia. As razões para esse comportamento espúrio, no entanto, não foram observadas.

Os termos de acúmulo de água precipitável (variação local do conteúdo de água precipitável) para os meses de agosto passaram a apresentar valores não desprezíveis, apesar de serem pequenos. Tal fato será aqui associado ao aumento da resolução espacial e do número de níveis verticais do modelo Eta, que promoveram um melhor detalhamento desse termo da equação do balanço de umidade. Já para as simulações de 2005, os valores são ainda menores, e também não foram desprezados em função de que representam um considerável conteúdo de umidade atmosférica, uma vez que a média espacial está relacionada a uma área de aproximadamente $1.234.765 \text{ km}^2$. Cada $0,01 \text{ mm/dia}$ equivale a uma variação de aproximadamente $1,23 \cdot 10^{10} \text{ kg}$ de água por dia.

A análise dos termos da divergência do fluxo de umidade integrado verticalmente mostra que a inclusão dos perfis AIRS promoveu a redução da convergência para os períodos de agosto a outubro de 2004 e 2005. Essa redução está associada ao melhoramento dos detalhes dos campos de vento e umidade, e representa uma melhor simulação numérica dos fluxos de umidade. Pode-se inferir, com isso, que a inclusão dos perfis de geopotencial AIRS possibilitou uma melhor representação do estado da atmosfera, modelada nas análises do RPSAS.

A Tabela 5.5 mostra os valores dos termos da equação do balanço de umidade, para a área T, para os trimestres de agosto a outubro de 2004 e 2005. Observa-se que os termos que sofrem os maiores impactos, em termos percentuais, com a assimilação dos perfis de geopotencial AIRS são os termos da divergência do fluxo de umidade e a precipitação. O termo da evapotranspiração praticamente é inalterado.

O termo da precipitação sofreu um acréscimo médio de $7,0\%$ no trimestre de agosto a outubro de 2004, e de $2,1\%$ no trimestre correspondente ao ano de 2005. Observa-se que os perfis de geopotencial AIRS tiveram impacto na precipitação simulada pelo modelo Eta, que apresentou aumento do acumulado de chuvas na maioria das áreas. Pode-se inferir, então, que as análises com os perfis AIRS possibilitaram a previsão de maiores valores de precipitação por combinarem fatores dinâmicos e termodinâmicos mais propícios à ocorrência da precipitação.

Tabela 5.1 - Termos da Equação do Balanço de Umidade com as saídas do RPSAS para 2004, experimento sem AIRS.

2004	SEM AIRS																			
	DW/Dt				Divergência				Precipitação				Evapotranspiração				Erro de Fechamento			
MÊS	O	C	L	T	O	C	L	T	O	C	L	T	O	C	L	T	O	C	L	T
AGO	0,28	0,24	0,30	0,27	1,50	-1,70	0,70	0,17	3,40	4,27	2,39	3,35	3,51	3,33	3,33	3,39	1,67	-0,52	0,06	0,40
SET	0,00	0,05	0,27	0,10	2,60	-2,00	-0,50	0,03	1,88	4,44	4,30	3,54	4,10	3,85	3,70	3,88	0,37	-1,37	0,37	-0,21
OUT	-0,11	-0,03	0,12	-0,01	1,90	-1,80	-3,40	-1,10	2,13	5,64	6,29	4,69	4,03	3,91	3,77	3,90	-0,12	-0,10	-0,75	-0,32
TRIMESTRE	0,06	0,08	0,23	0,12	2,00	-1,83	-1,07	-0,30	2,47	4,78	4,33	3,86	3,88	3,70	3,60	3,73	0,64	-0,66	-0,11	-0,04

Tabela 5.2 - Termos da Equação do Balanço de Umidade com as saídas do RPSAS para 2004, experimento com AIRS.

2004	COM AIRS																			
	DW/Dt				Divergência				Precipitação				Evapotranspiração				Erro de Fechamento			
MÊS	O	C	L	T	O	C	L	T	O	C	L	T	O	C	L	T	O	C	L	T
AGO	0,32	0,28	0,32	0,31	1,20	-1,70	1,20	0,23	3,29	4,32	2,50	3,71	3,52	3,35	3,31	3,39	1,29	-0,45	0,71	0,86
SET	0,02	0,00	0,24	0,09	2,70	-2,30	-0,60	-0,07	1,80	5,19	5,18	4,52	4,09	3,84	3,67	3,87	0,42	-0,95	1,14	0,67
OUT	-0,11	0,01	0,14	0,02	1,70	-2,00	-2,80	-1,03	2,55	5,79	6,61	4,56	4,08	3,94	3,78	3,93	0,06	-0,13	0,18	-0,39
TRIMESTRE	0,08	0,10	0,24	0,14	1,87	-2,00	-0,73	-0,29	2,55	5,10	4,76	4,14	3,90	3,71	3,59	3,73	0,59	-0,51	0,68	0,25

Tabela 5.3 - Termos da Equação do Balanço de Umidade com as saídas do RPSAS para 2005, experimento sem AIRS.

2005	SEM AIRS																			
	DW/Dt				Divergência				Precipitação				Evapotranspiração				Erro de Fechamento			
MÊS	O	C	L	T	O	C	L	T	O	C	L	T	O	C	L	T	O	C	L	T
AGO	0,13	0,16	0,30	0,20	3,30	-1,40	-2,00	-0,03	1,80	4,90	3,30	3,33	3,80	3,61	3,60	3,67	1,46	0,04	-2,01	-0,17
SET	-0,29	-0,13	0,25	-0,06	3,10	-1,10	-4,30	-0,77	3,00	6,50	4,70	4,73	4,05	3,84	3,80	3,89	1,75	1,42	-3,15	0,01
OUT	0,42	0,14	-0,20	0,12	6,50	-1,30	-5,60	-0,13	2,70	8,90	7,40	6,33	4,07	4,01	3,96	4,01	5,53	3,73	-2,34	2,31
TRIMESTRE	0,09	0,06	0,12	0,09	4,30	-1,27	-3,97	-0,31	2,50	6,77	5,13	4,80	3,97	3,82	3,79	3,86	2,91	1,73	-2,50	0,71

Tabela 5.4 - Termos da Equação do Balanço de Umidade com as saídas do RPSAS para 2005, experimento com AIRS.

2005	COM AIRS																			
	DW/Dt				Divergência				Precipitação				Evapotranspiração				Erro de Fechamento			
MÊS	O	C	L	T	O	C	L	T	O	C	L	T	O	C	L	T	O	C	L	T
AGO	0,03	0,03	0,20	0,08	2,90	-0,80	-2,50	-0,13	2,14	4,68	4,29	3,70	3,85	3,65	3,61	3,70	1,22	0,25	-1,62	-0,05
SET	-0,41	-0,22	0,19	-0,14	3,20	-1,00	-3,60	-0,47	3,07	6,28	5,66	5,00	4,09	3,94	3,82	3,95	1,77	1,12	-1,57	0,44
OUT	0,47	0,06	-0,09	0,15	5,10	-1,20	-4,30	-0,13	2,52	8,06	7,36	5,98	4,28	4,09	3,96	4,11	3,81	2,83	-0,99	1,88
TRIMESTRE	0,03	-0,05	0,10	0,03	3,73	-1,00	-3,47	-0,24	2,58	6,34	5,77	4,90	4,06	3,89	3,78	3,92	2,28	1,41	-1,38	0,76

Tabela 5.5 - Balanço de umidade da Amazônia calculado nos experimentos S_AIRS e C_AIRS, para os trimestres de agosto a outubro de 2004 e 2005. Valores médios para a área T e unidades em mm/dia.

Ano	Experimento	dW/dt	Divergência	P _o	ET	ε
2004	S_AIRS	0,12	-0,30	3,86	3,72	-0,04
	C_AIRS	0,14	-0,29	4,13	3,72	0,25
Variação			3,3%	7,0%	0,0%	
2005	S_AIRS	0,09	-0,31	4,80	3,86	0,71
	C_AIRS	0,03	-0,24	4,90	3,90	0,77
Variação			22,5%	2,1%	1,0%	

Os detalhes dos processos de convecção não serão abordados neste estudo. Apesar de não se ter uma série mais extensa de dados das saídas do RPSAS que possibilite a avaliação de variações inter-anuais da precipitação, é possível correlacionar a variação ocorrida entre os dois trimestres estudados com os dados da Figura 4.7, onde se observa que a precipitação no trimestre de 2004 foi menor que a precipitação do trimestre de 2005. O efeito captado pelas reanálises do NCEP foi representado nas saídas de alta resolução do RPSAS e explica o aumento médio da precipitação observada entre os valores médios do trimestre de agosto a outubro de 2005 em relação ao mesmo período de 2004.

A inclusão dos perfis AIRS não resultou em alterações significativas no fluxo de calor latente à superfície. Com isso, os termos de Evapotranspiração foram pouco afetados

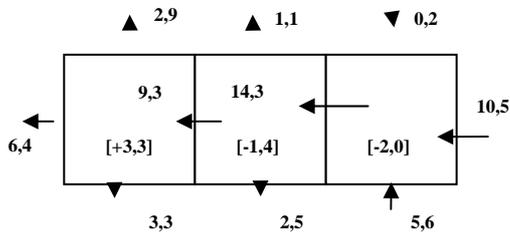
pela inclusão dos perfis de geopotencial AIRS. Para o período do trimestre de agosto a outubro de 2004, a alteração média foi nula. Para o período correlato de 2005, a mudança foi de pouco mais de 1%. O aumento encontrado em 2005, por sua vez, representou bem o fenômeno físico associado restabelecimento do potencial hídrico da região, com o retorno das chuvas do final de outubro e a maior recirculação de umidade dentro da bacia amazônica.

5.2 Estudos dos fluxos de umidade

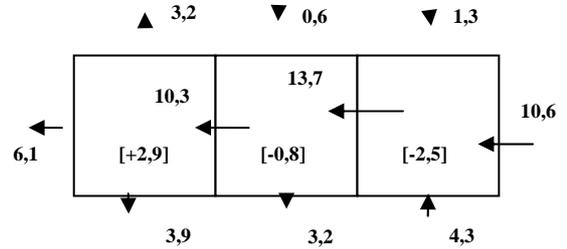
A análise detalhada dos fluxos de umidade integrados para as áreas “O”, “C” e “L” pode ser feita por meio da Figura 5.1, que trata do período correspondente ao ano de 2005. Nota-se que o efeito dos perfis de geopotencial AIRS ocorreu na forma de variações nas magnitudes dos fluxos (e até mesmo no sentido dos fluxos, em alguns casos). O mesmo foi verificado para os meses de agosto a outubro de 2004 (figura não mostrada). Essas variações dos fluxos de umidade integrados verticalmente implicaram as alterações dos valores da divergência em cada “área” de controle. É possível observar que, para o mês de agosto, a inclusão dos perfis AIRS acarretou até uma mudança do sentido do fluxo de umidade na face norte da área “C”. Tal fato pode ser mais bem avaliado pela observação da Figura 5.2.

Com a assimilação dos perfis de geopotencial AIRS, a convergência de umidade foi reduzida em todas as áreas (com exceção das áreas “O” e “L”, em agosto/05). Essa constatação mostra que a inclusão dos perfis AIRS promoveu uma melhor definição dos fluxos de umidade e representou melhor a redução desse fluxo para o período de estudo, o que é coerente com a realidade física evidenciada com a seca de 2005.

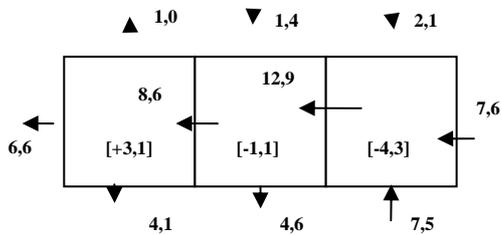
Ago-05, S_AIRS:



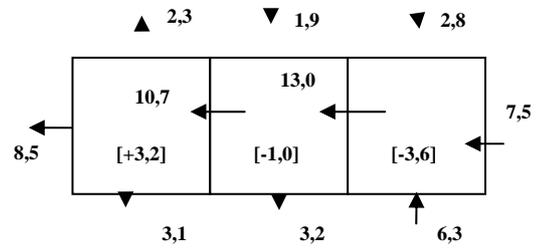
Ago-05, C_AIRS:



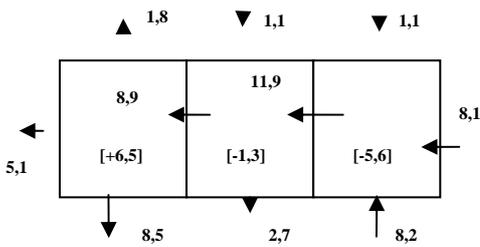
Set-05, S_AIRS:



Set-05, C_AIRS:



Out-05, S_AIRS:



Out-05, C_AIRS:

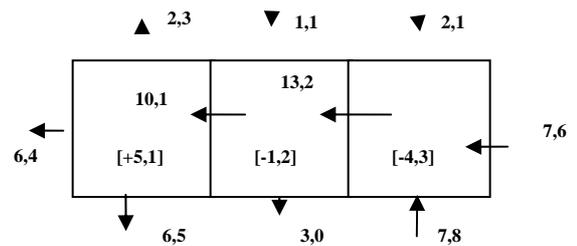


Figura 5.1 - Fluxos de umidade integrados verticalmente (em mm/dia) para as áreas “O”, “C” e “L”, com base nas análises do RPSAS, para agosto a outubro de 2005. Na coluna da esquerda, são mostrados os dados do experimento S_AIRS. Na coluna da direita, os resultados do experimento C_AIRS.

A Figura 5.2 apresenta os cortes verticais para a face norte da área “T”, tanto para o experimento S_AIRS quanto para o experimento C_AIRS. Nota-se que há uma maior ocorrência de fluxos meridionais com sentido norte na região da área “C” (no experimento S_AIRS). O inverso ocorre com o experimento C_AIRS, e tal fato explica a inversão do sentido do fluxo de umidade, observado na Figura 5.1. O aumento da intensidade do fluxo de umidade na face norte da área “L”, no experimento C_AIRS, também pode ser observada em função da diminuição do núcleo de fluxo meridional para norte, no nível de pressão de 750 hPa, juntamente com o aumento do fluxo de umidade para sul em baixos níveis. A Figura 5.2 (c) mostra a diferença entre os campos do fluxo de umidade meridional dos experimentos C_AIRS e S_AIRS, na média para o mês de ago/05. A formação de núcleos de fluxo para norte na face norte da área “O” e de núcleos de fluxo para sul na face norte das áreas “C” e “L” está coerente com as diferenças mostradas na Figura 5.1.

No sentido zonal, alterações do fluxo de umidade podem ser observadas como na Figura 5.3, que mostra o fluxo zonal de umidade no meridiano de 55°W, entre os paralelos de 0° e 10°S, para os experimentos S_AIRS e C_AIRS. Observa-se que o fluxo de umidade é mais intenso nas proximidades do paralelo do Equador, no experimento S_AIRS, em baixos níveis. A redução desse fluxo de umidade, no experimento C_AIRS, está representada na Figura 5.1. A Figura 5.3 (c) mostra a diferença média, para o mês de ago/05, que ocorreu no fluxo zonal de umidade com a assimilação dos perfis de geopotencial AIRS pelo RPSAS. Para o caso do fluxo zonal, o efeito a ser considerado é o da integração vertical de toda a face oeste da área “L”, que se representa, na Figura 5.1, com o aumento do fluxo, para oeste, de 13,7 para 14,3 mm/dia.

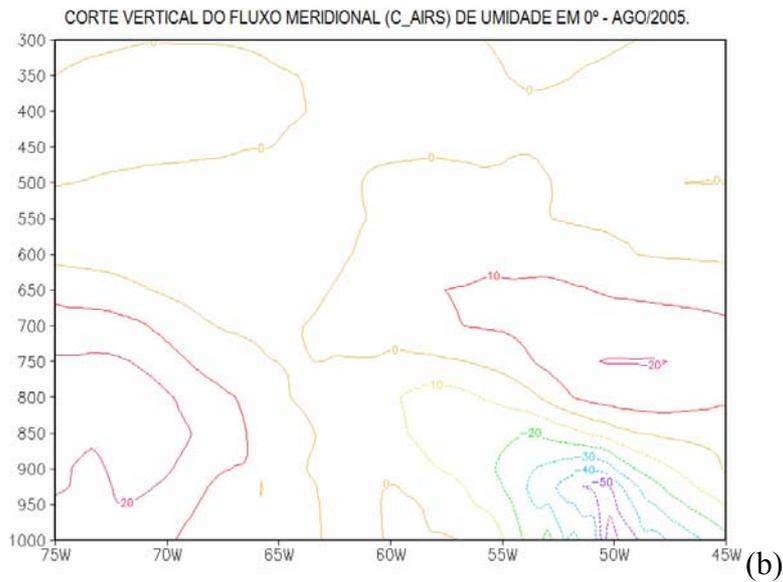
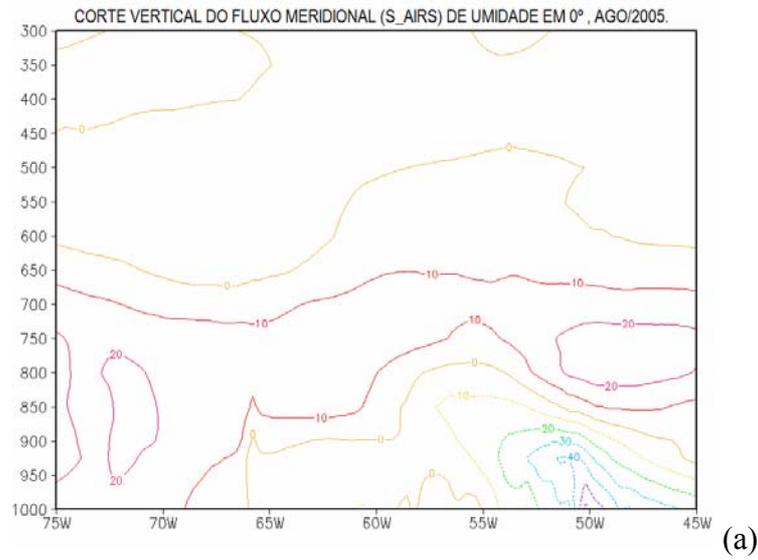


Figura 5.2 - Corte vertical do fluxo meridional de umidade, na latitude de 0°, entre os meridianos de 45°W e 75°W. (a) Para o experimento S_AIRS; (b) para o experimento C_AIRS; (c) Diferença entre o experimento C_AIRS e S_AIRS. (Continua)

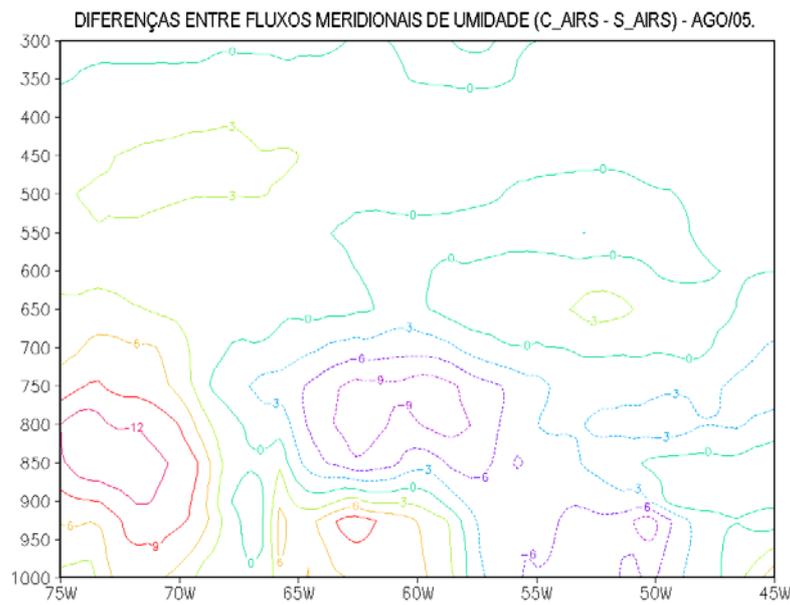


Figura 5.2 - Conclusão.

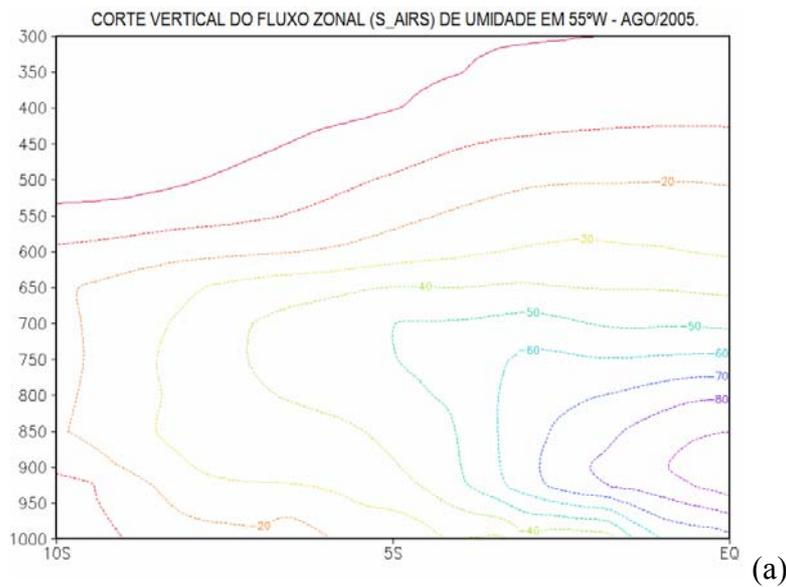


Figura 5.3 - Corte vertical do fluxo zonal de umidade, ao longo do meridiano de 55°W, entre os paralelos de 0° e 10°S. (a) Para o experimento S_AIRS; (b) para o experimento C_AIRS; (c) diferenças entre os experimentos C_AIRS e S_AIRS. (Continua)

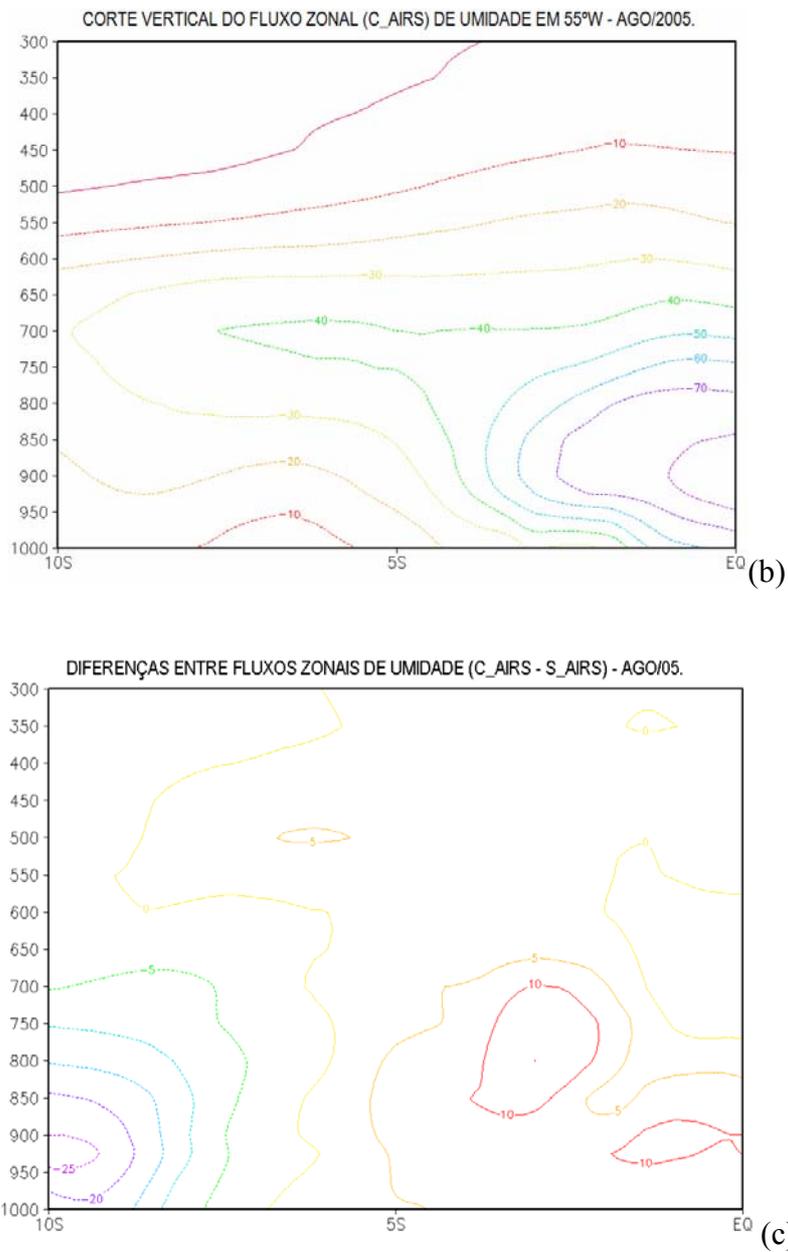


Figura 5.3: Conclusão.

Os valores da divergência das áreas “O”, “C” e “L”, referentes à Figura 5.1, estão listados na Tabela 5.6. Uma comparação com os valores climatológicos obtidos com base nos dados de reanálise do NCEP (apresentados na Figura 4.7) e com a divergência da área “T” (que equivale à média dos valores de divergência das áreas “O”, “C” e “L”) mostra que existe uma correlação de 96,8% entre a climatologia do NCEP e os dados de

divergência para o trimestre de agosto a outubro de 2004, no experimento S_AIRS. Para o experimento C_AIRS, o índice de correlação é de 98,6%. Para o ano de 2005, essa correlação é nula para o caso S_AIRS, e de -57,4% para o caso C_AIRS. Tal fato pode ser atribuído ao valor das divergências obtidas no mês de outubro de 2005, que apresentam valores muito diversos em relação à climatologia. No entanto, não foi conduzido nenhum teste estatístico para verificar suas consistências.

Tabela 5.6 - Valores da divergência integrada verticalmente para cada área de controle, para os meses de agosto a outubro de 2005. Unidades estão em mm/dia.

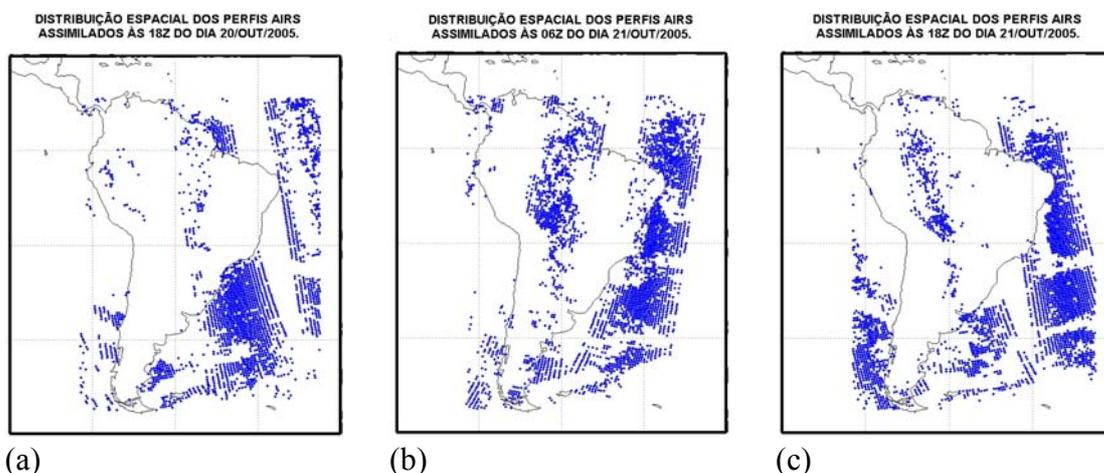
Mês	Experimento	Oeste	Central	Leste
Ago	S_AIRS	+3,3	-1,4	-2,0
	C_AIRS	+2,9	-0,8	-2,5
Set	S_AIRS	+3,1	-1,1	-4,3
	C_AIRS	+3,2	-1,0	-3,6
Out	S_AIRS	+6,5	-1,4	-5,5
	C_AIRS	+5,1	-1,2	-4,3

5.3 Análise do impacto espacial dos dados AIRS

A inclusão dos perfis de geopotencial AIRS nas análises do sistema de assimilação de dados RPSAS pode ser avaliada, também, seguindo um estudo do efeito desses dados no domínio espacial do modelo Eta. A Figura 5.4 mostra a distribuição espacial típica dos perfis de geopotencial AIRS que foram assimilados pelo RPSAS. Observa-se que as passagens do satélite Aqua pela América do Sul contemplam sondagens do oceano

Atlântico e de partes da Amazônia. Tais perfis contribuem para um melhor detalhamento dos campos de vento e umidade, além de representarem uma fonte de dados para as regiões onde há falta de observações *in situ*, como sobre os oceanos.

A Figura 5.5 (a), (b) e (c) mostra o campo da altura geopotencial média para os meses de agosto de 2005, nos níveis de pressão de 850, 500 e 300 hPa, respectivamente, para o experimento C_AIRS. Tais níveis foram selecionados para representar exemplos de “baixos”, “médios” e “altos” níveis de pressão. Já o mês de agosto/05 foi selecionado por ser representativo dos outros meses.



(a) (b) (c)
Figura 5.4 - Distribuição espacial típica dos perfis AIRS assimilados pelo RPSAS. Em (a) distribuição para as 18Z do dia 20/10/2005; em (b) distribuição para as 06Z do dia 21/10/2005; e em (c) distribuição para as 18Z do dia 21/10/2005.

A Figura 5.6 mostra a diferença absoluta média para o mês de setembro/2005 da altura geopotencial para os níveis de pressão de 850 e 500 hPa. Observa-se que, para a área de estudo, o campo de geopotencial apresenta uniformidade horizontal e que a diferença absoluta média é da ordem de até 10m. Essa condição nos possibilita afirmar que a inclusão de perfis AIRS teve um impacto pequeno no próprio campo de geopotencial, o que pode ser explicado pela uniformidade horizontal do campo, em função da proximidade do Equador e da uniformidade horizontal do campo de temperatura (figura não mostrada).

A Figura 5.5 (d), (e) e (f) mostra diferença absoluta média, para o mês de setembro/2005, da intensidade do vento zonal, para os níveis de pressão de 850, 500 e 300 hPa, respectivamente. Verifica-se que a assimilação dos perfis AIRS resultou em alterações médias na ordem de 2 a 3 m/s, alcançando até valores maiores que 3 m/s. As alterações foram maiores em médios e altos níveis. Os resultados para o vento meridional (figuras não mostradas) apresentaram valores semelhantes, apesar de a distribuição espacial ter sido diferente.

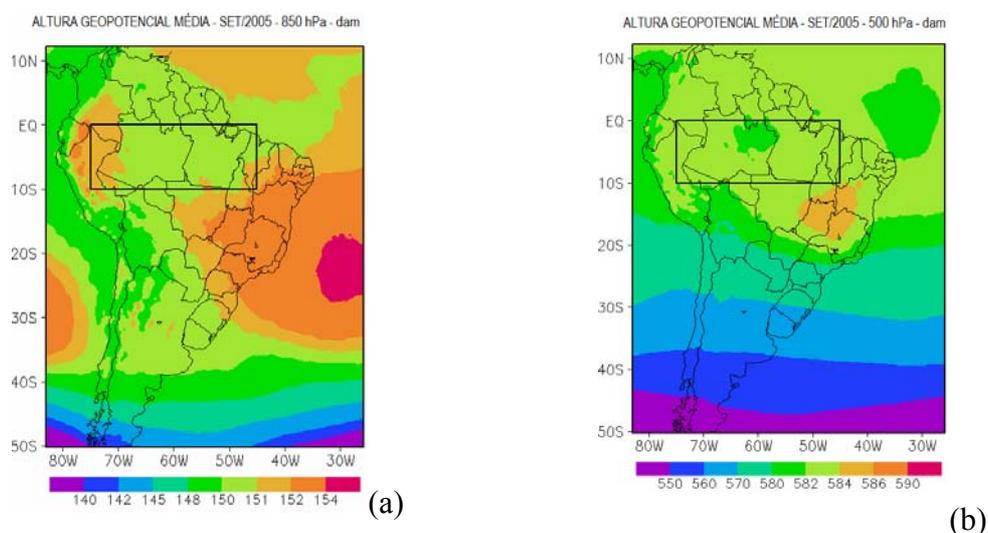


Figura 5.5 - (a), (b) e (c) Altura geopotencial média para o mês de set/2005 para os níveis 850, 500 e 300 hPa, respectivamente. (d), (e) e (f) Diferença absoluta média para a intensidade do vento zonal para o mês de set/2005, para os níveis de 850, 500 e 300 hPa, respectivamente. (Continua)

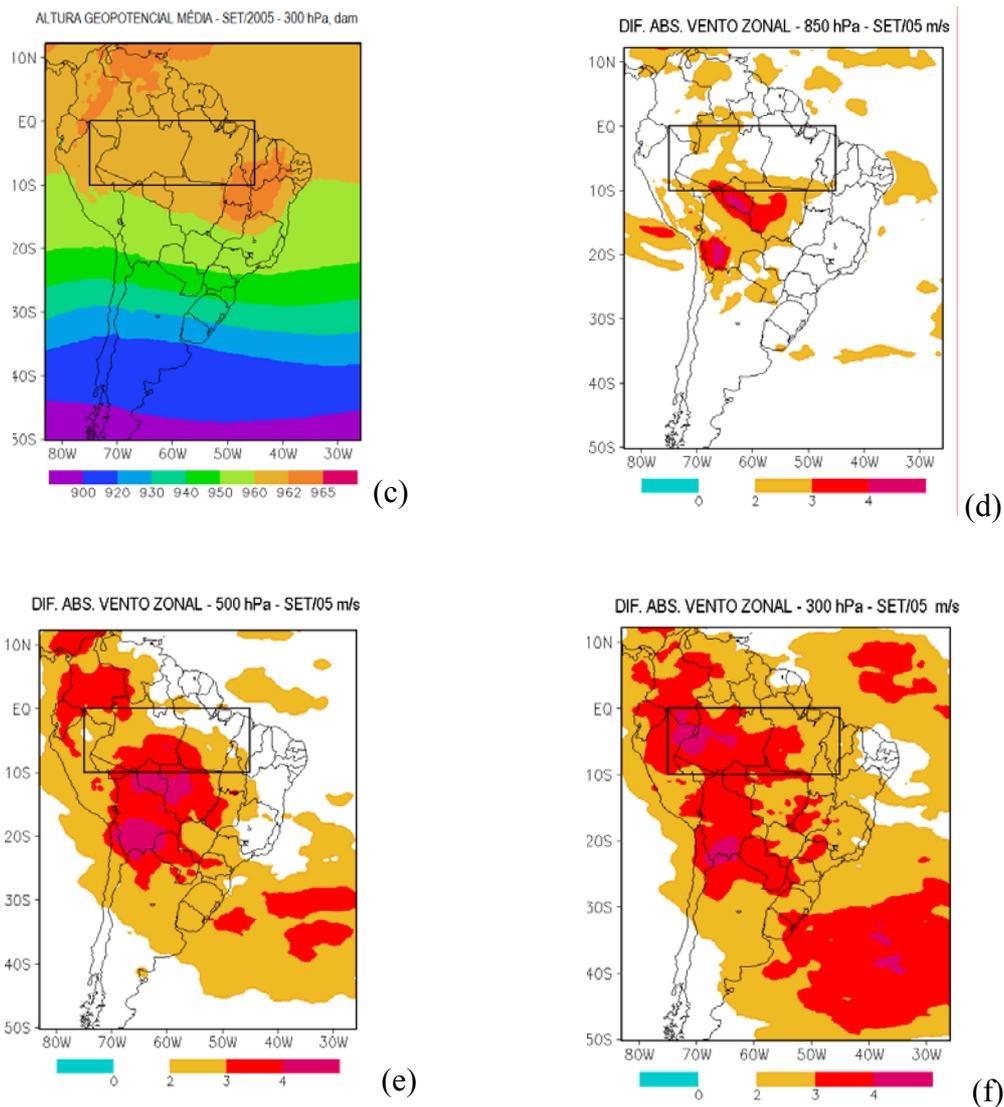


Figura 5.5 - Conclusão.

A Figura 5.7 mostra a diferença absoluta média para o mês de setembro/2005 do campo de umidade específica, para os níveis de pressão de 850 e 500 hPa. Observa-se que o impacto dos perfis AIRS foi maior em baixos níveis, onde há maiores valores de umidade específica. Em médios níveis, a diferença absoluta média não ultrapassou o valor de 1,0 g/Kg. Esses valores mostram que o impacto da assimilação dos perfis de geopotencial AIRS sobre a umidade específica também não foi muito significativo, em termos quantitativos, apesar de ter sido significativo no aspecto espacial, quando provocou alterações em quase todo o domínio do Eta, em baixos níveis.

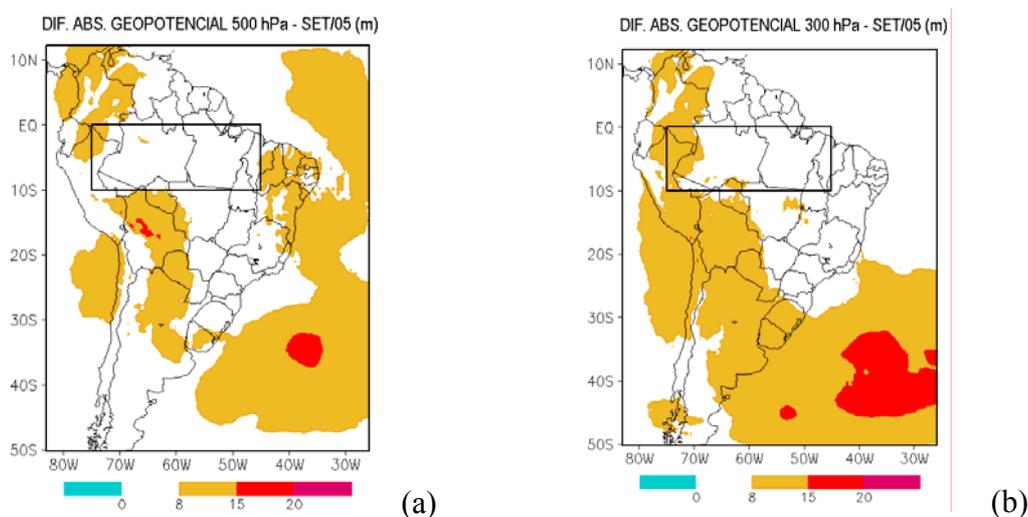


Figura 5.6 - Diferença absoluta média da altura geopotencial para o mês de setembro de 2005, para o nível de pressão de: (a) 500 hPa; (b) 300 hPa.

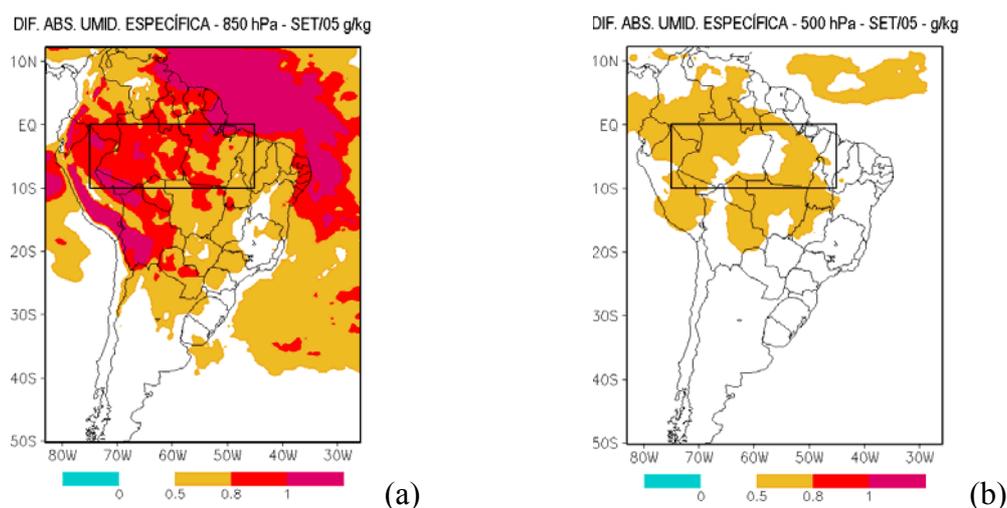


Figura 5.7 - Diferença absoluta média da umidade específica para o mês de setembro de 2005, para o nível de pressão de: (a) 500 hPa; (b) 300 hPa.

O Índice de Impacto calculado para o período de agosto a outubro de 2005 mostra que a inclusão dos perfis de geopotencial AIRS nas no RPSAS promoveu, de uma forma geral, melhoria da qualidade nas análises geradas por esse sistema, conforme pode ser observado na Figura 5.8, que retrata o IP para os campos de temperatura do ar, umidade

específica e vento (zonal e meridional) para o mês de agosto de 2005, nos níveis de pressão de 500 hPa e 850 hPa. Em algumas regiões, houve degradação da qualidade da análise, porém em níveis percentuais menores que o encontrado, na média, para as melhorias. O mês de agosto/05 foi escolhido por ser representativo dos demais.

Na Figura 5.8 (a), temos o IP sobre a temperatura do ar e verifica-se que, em ambos os níveis, há uma melhor concordância com as análises operacionais na porção sudoeste e central da Amazônia, e uma degradação da qualidade nas porções nordeste e norte. Na Figura 5.8 (b), o IP sobre a umidade específica indica melhoras da qualidade concentradas na porção noroeste (850 hPa) e centro-sul (500hPa). Na figura 5.8 (c), o IP sobre o vento zonal é mostrado e observa-se que uma melhora expressiva da qualidade da análise na porção centro-sul. A Figuras 5.8 (d) mostra o IP sobre o vento meridional e é possível perceber que há uma melhora da qualidade, de forma expressiva, nas porções noroeste e centro-sul da Amazônia (no nível de 850 hPa). No nível de 500 hPa, há melhora nas porções centro-sul e oeste.

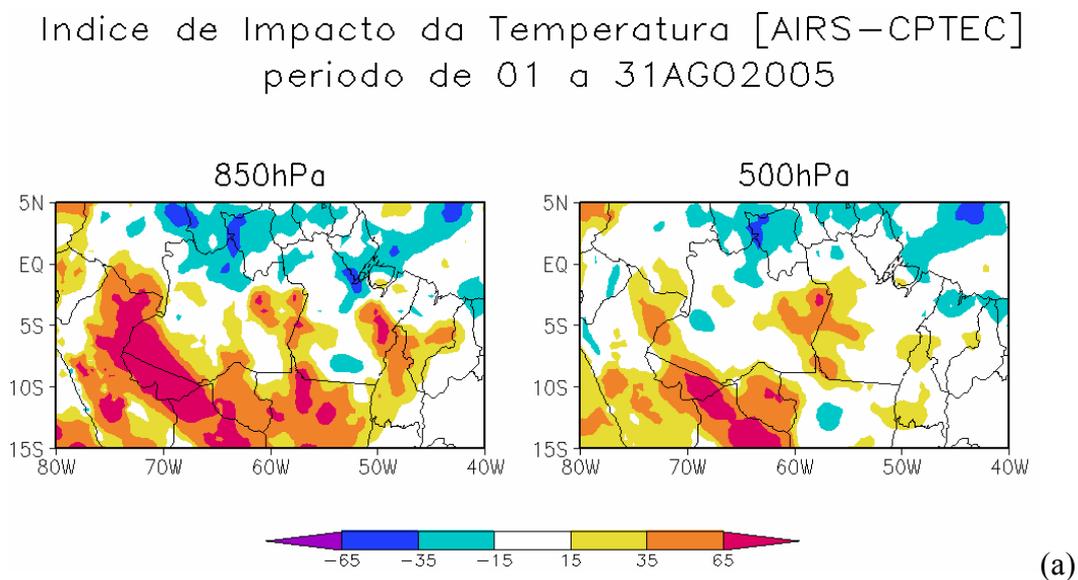
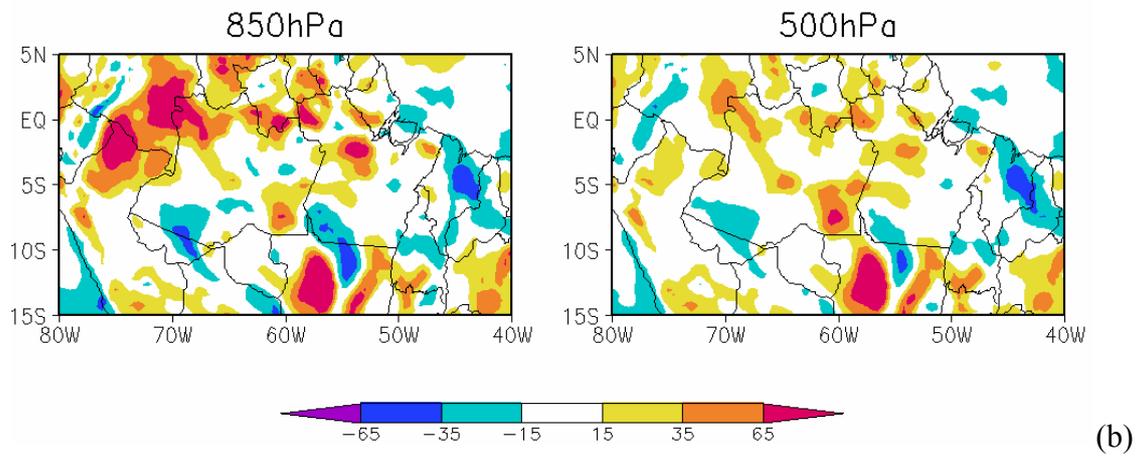


Figura 5.8 - Índices de Impacto da Análise, para o mês de agosto/2005 e para os níveis de pressão de 850 hPa e 500 hPa. (a) Temperatura do ar; (b) Umidade específica; (c) Vento zonal; e (d) Vento meridional. (Continua)

Indice de Impacto da Umid. Esp. [AIRS-CPTEC]
período de 01 a 31AGO2005



Indice de Impacto Vento Zonal. [AIRS-CPTEC]
período de 01 a 31AGO2005

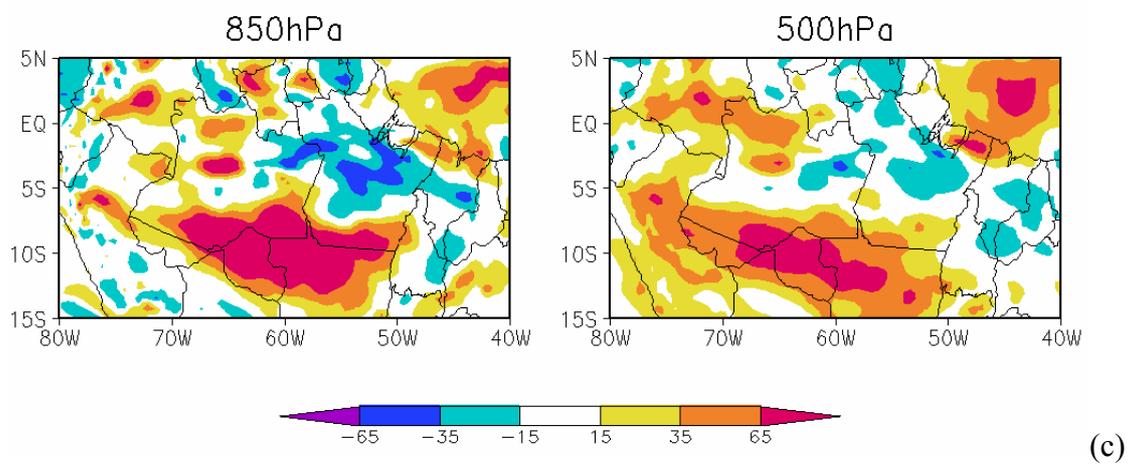


Figura 5.8 - Continua.

Índice de Impacto Vento Merid. [AIRS-CPTEC]
período de 01 a 31AGO2005

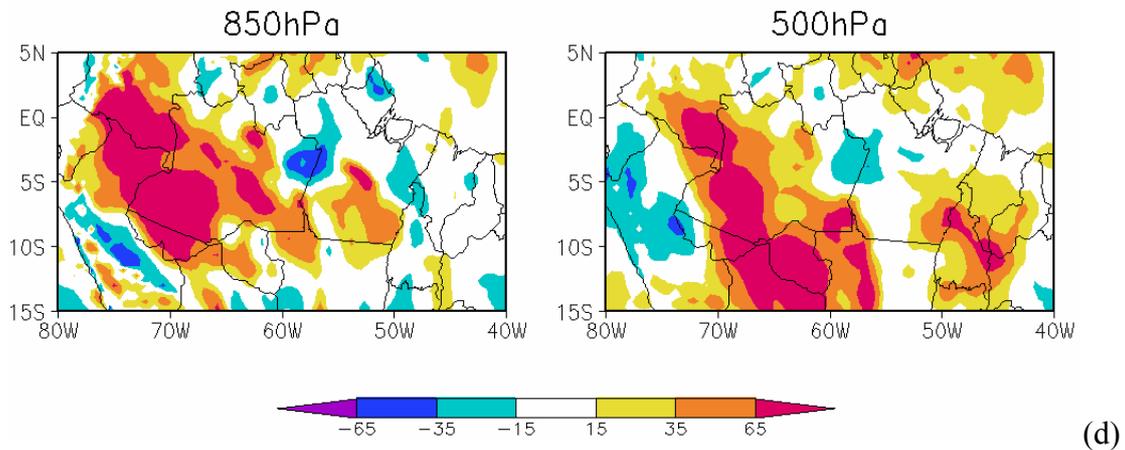


Figura 5.8 - Conclusão.

5.4 Comparações

As comparações dos dados de saída do RPSAS foram realizadas considerando-se que os efeitos da assimilação de dados sobre a variação diária do conteúdo de água precipitável, assim como sobre a evapotranspiração, foram desprezíveis, ao longo do período de agosto a outubro de 2004 e 2005. Dessa forma, foram conduzidas as comparações dos campos de precipitação, por representar a variável constante de equação do balanço de umidade que é rotineiramente medida, e dos campos do fluxo de umidade, por representar o efeito da interação da área oceânica (e da sua porção da atmosfera) com a área em estudo, como é bem representada pelo termo da divergência do fluxo de umidade da equação do balanço de umidade.

A Figura 5.9 mostra os fluxos de umidade integrados verticalmente calculados a partir dos dados das reanálises do NCEP e do projeto ERA-Interim, do ECMWF, para os meses de agosto a outubro de 2005. Percebe-se que não há uma exata concordância entre os fluxos obtidos por essas duas fontes de dados, entretanto há maior discordância

entre eles e os valores dos experimentos S_AIRS e C_AIRS. Observa-se que há uma indicação de divergência para a área “O” (+2,9 mm/dia para agosto/05, e +2,2 mm/dia para setembro/05), com a base de dados das reanálises do NCEP, enquanto que os dados do projeto ERA-Interim mostram uma situação de convergência (-0,6 mm/dia para agosto/05 e -1,1 mm/dia para setembro/05). Esse tipo de diferença encontrada nos fluxos, entre as diferentes bases de dados, é atribuída a incertezas nos campos de vento (MIN e SCHUBERT, 1997).

Uma comparação entre os dados das Figuras 5.1 e 5.9 reforça a constatação da ocorrência anômala de divergência na área “O”, em outubro/05 (6,5 mm/dia para o experimento S_AIRS; e 5,1 mm/dia para o experimento C_AIRS. Tal ocorrência não foi indicada pelos estudos com base nas reanálises do NCEP (que mostraram convergência de 1,1 mm/dia) e com base nos dados do projeto ERA-Interim (que mostraram convergência de 1,4 mm/dia).

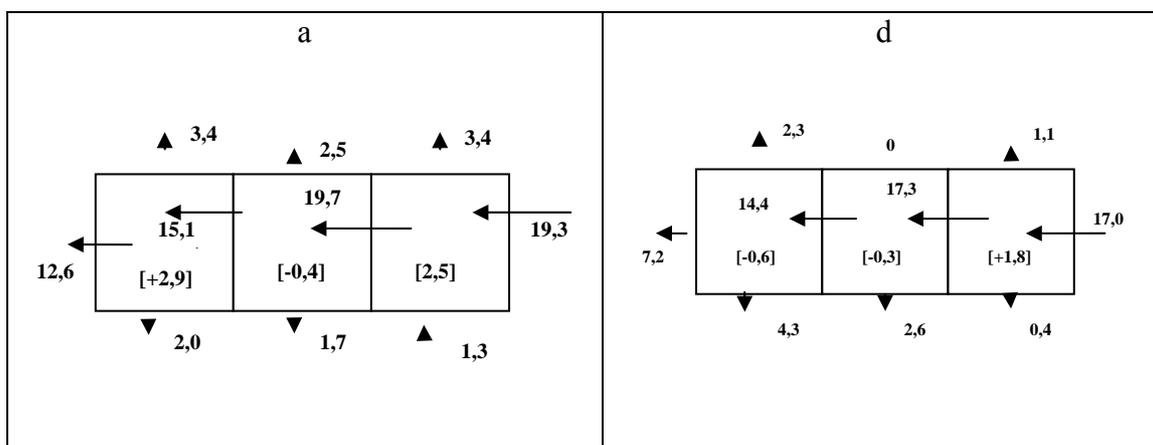


Figura 5.9 - Fluxos de umidade integrados verticalmente com base nos dados de reanálises do NCEP (coluna esquerda) e ERA_Interim (coluna direita) para os meses de (a) e (d) agosto/05; (b) e (e) setembro/05; (c) e (f) outubro/05. Unidades em mm/dia. (Continua)

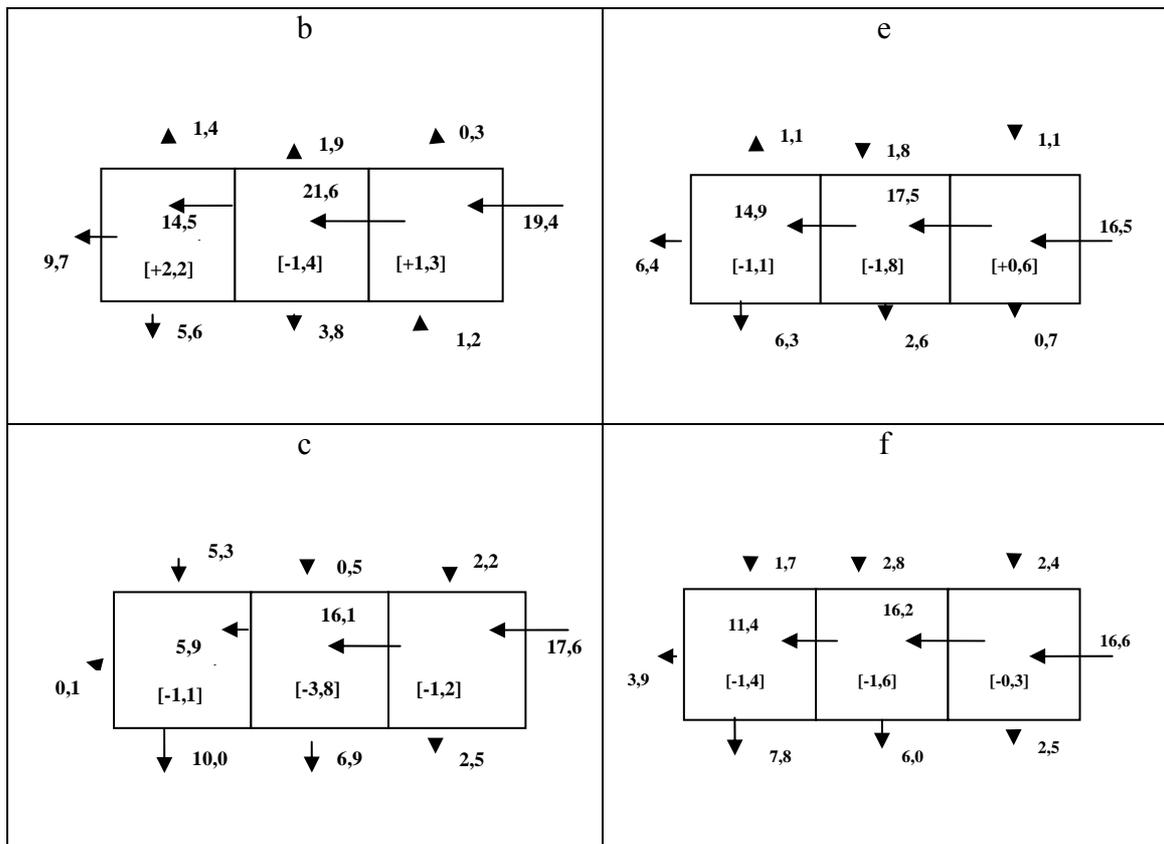
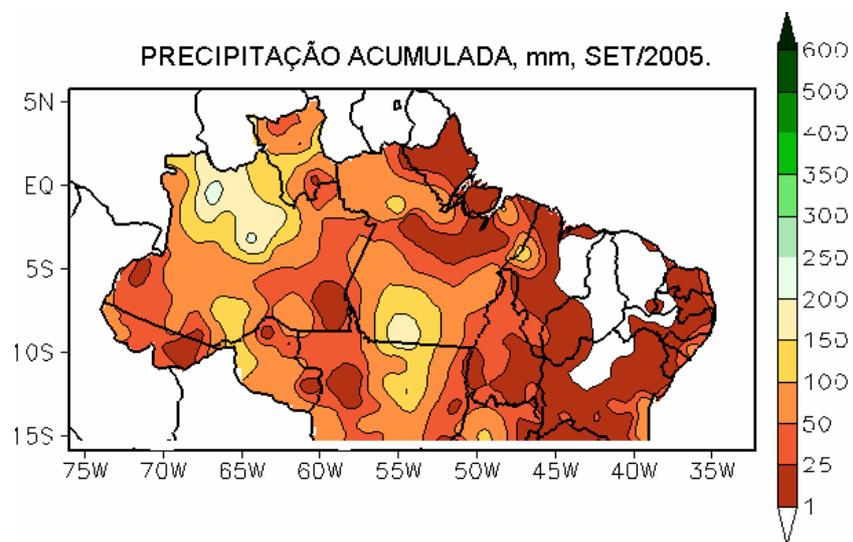


Figura 5.9 – Conclusão.

Foram realizadas duas comparações com o campo de precipitação. A primeira, uma comparação subjetiva dos campos de precipitação acumulada do mês de setembro/05 (escolhido por ser representativo dos demais meses) dos experimentos S_AIRS e C_AIRS, com o campo de precipitação observada, obtida do Boletim Climanálise. A Figura 5.10 mostra os campos de precipitação observada e dos experimentos S_AIRS e C_AIRS para o mês de agosto de 2005. Nota-se que a inclusão dos perfis AIRS gerou resultados com maior precipitação acumulada, principalmente nos máximos observados na região do Tocantins e sul do Pará [Figura 5.10 (b) e (c)]. Os acumulados de precipitação encontrados nos experimentos S_AIRS e C_AIRS foram superiores aos obtidos dos dados observados (Figura 5.10 a). As figuras dos demais meses não são mostradas. A segunda comparação é feita com dados da média da precipitação da área “T”, com valores de precipitação média obtidos dos dados de Liebmann (LIEBMANN e ALLURED, 2005) e do CDC (NOAA).

(a)



(b)

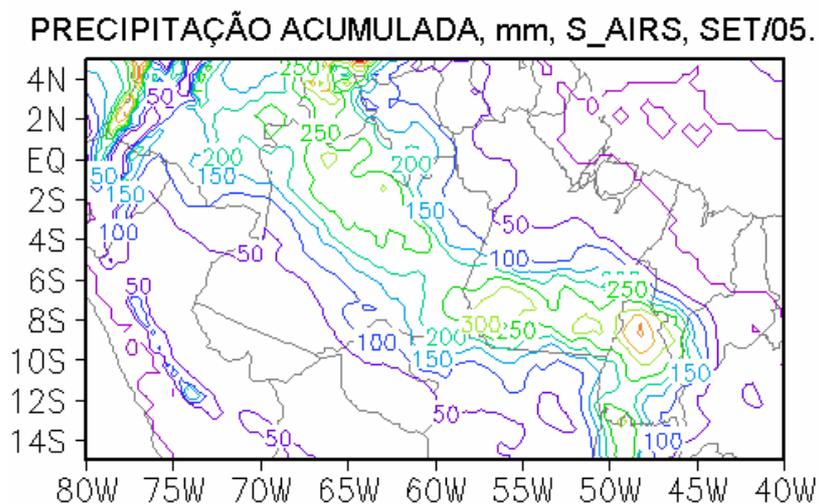


Figura 5.10: (a) Precipitação observada média para o mês de ago/2005. (b) Precipitação média prevista pelo experimento S_AIRS, para ago/2005. (c) Precipitação média prevista pelo experimento C_AIRS para ago/2005. As unidades estão em mm. (Continua)

(c)

PRECIPITAÇÃO ACUMULADA, mm, C_AIRS, SET/05.

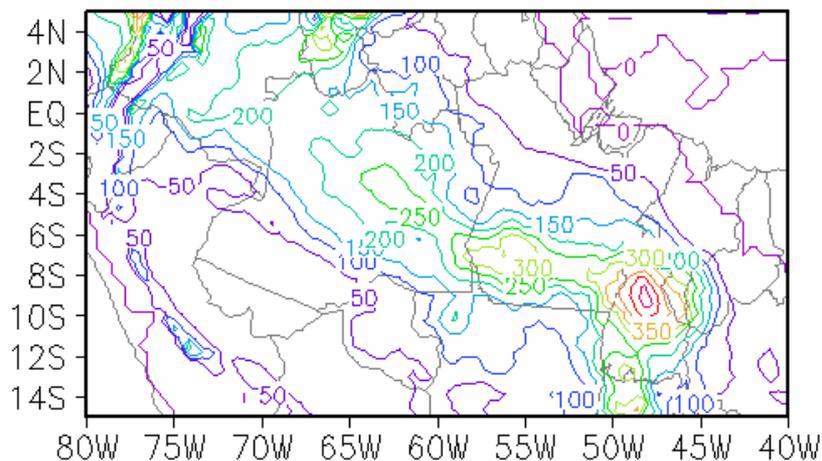


Figura 5.10 - Conclusão.

Fonte: (a) Boletim Climanálise (2005,b).

A Figura 5.11 mostra os valores da climatologia calculada com os dados de precipitação de Liebmann; do CDC, da NOAA, a precipitação observada (dados synop) para os meses de agosto a outubro de 2004 e 2005, e os correspondentes dados referentes aos experimentos S_AIRS e C_AIRS. Observa-se que, em 2004, os valores da precipitação dos experimentos estiveram mais próximos das climatologias e da precipitação observada do que em 2005, quando houve uma superestimação por parte dos experimentos em relação aos outros dados. Os dados do experimento C_AIRS ficaram ligeiramente mais afastados dos dados observados, com exceção para o mês de outubro/05.

A inclusão dos perfis de geopotencial AIRS propiciaram o incremento da precipitação prevista pelo modelo Eta e tal fato mostrou-se menos coerente com a realidade representada pelos dados observados (synop) e demais climatologias. Entretanto, conforme já fora comentado anteriormente (subitem 3.5), o estudo do impacto dos perfis AIRS nos esquemas de convecção não fizeram parte do enfoque deste trabalho.

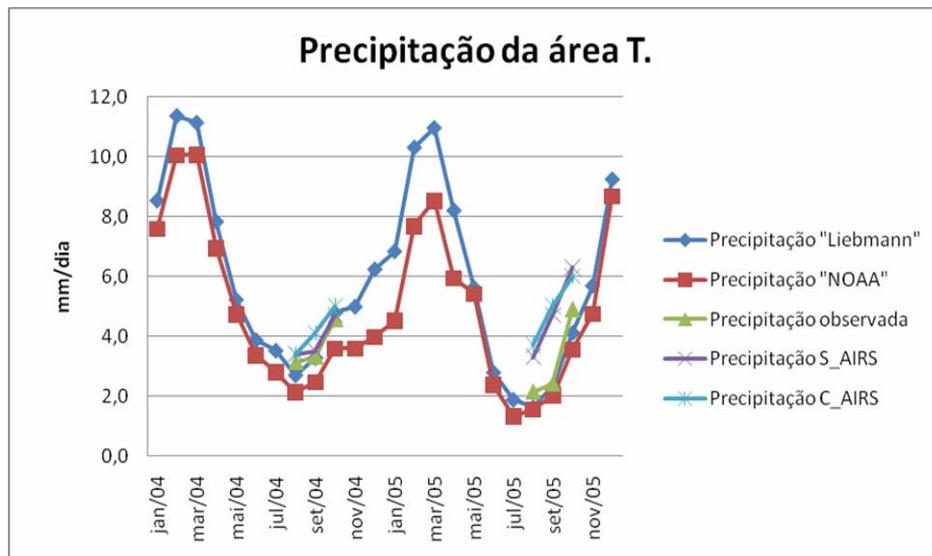


Figura 5.11 - Comparativo dos valores médios de precipitação anomalia, para a área T, com base nos dados de Liebmann, do CDC (NOAA), da rede synop e dos experimentos S_AIRS e C_AIRS, para o período de jan/04 a dez/05.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho investigou as causas da seca de 2005 na Amazônia e a análise do impacto da assimilação dos perfis de geopotencial AIRS, baseado nas análises e previsões geradas pelo RPSAS e no balanço de umidade da Amazônia, computado com as saídas do RPSAS.

Com os resultados da climatologia dos fluxos de umidade (total e transiente) na área de estudo, verificou-se que o oceano Atlântico é a principal fonte do fluxo de umidade que se dirige para a Amazônia e que esse fluxo apresenta uma componente média que é duas ordens de grandeza maior que a componente transiente, concordando com os estudos prévios de Rao et al (1996) e Zhu e Newell (1998). Os resultados representaram esses fluxos em melhor resolução que esses estudos prévios.

A seca verificada na Amazônia em 2005, que teve sua severidade comparada com as mais drásticas do século XX, teve como causa indicada, em trabalhos anteriores, apenas a ocorrência de um padrão de gradiente inter-hemisférico de anomalias de temperatura da superfície do mar (“dipolo do Atlântico”), no oceano Atlântico (MARENGO et al, 2008a,b). Por meio de um estudo de compostos, foi verificado que a precipitação na região de estudo, para os meses de novembro/04 a maio/05 apresentou um índice de correlação com um composto referente aos mesmos meses, mas de anos em que ocorreram simultaneamente eventos de El Niño e de “dipolo do Atlântico” (índice de correlação de 77,2% para os dados da reanálise do NCEP; 73,6% para os dados do CPC-NOAA; e 78,8% para os dados de LIEBMANN e ALLURED, 2005), do que com o composto de ocorrência exclusiva de “dipolo do Atlântico” (índice de correlação de 33,3% para os dados de reanálise do NCEP; 42,9% para os dados do CPC-NOAA; e 65,7% para os dados de LIEBMANN e ALLURED, 2005).

Um evento El Niño de baixa a moderada intensidade foi identificado por meio dos seguintes índices de monitoramento de ENSO: Multivariate ENSO Index, Oceanic Niño Index e Southern Oscillation Index. A literatura (SOUZA et al, 2000; PEZZI e CAVALCANTI, 2001; RONCHAIL et al, 2002) mostra que a precipitação sobre a

Amazônia pode ser modulada por efeitos combinados de eventos ENOS e de gradientes inter-hemisféricos de TSM no oceano Atlântico. De acordo com esses estudos da literatura, a ocorrência combinada de um evento El Niño, no Pacífico, com um gradiente inter-hemisférico de TSM, no Atlântico, é a composição que promove a maior diminuição da precipitação sobre a Amazônia. Portanto, conclui-se que a seca de 2005 na Amazônia teve seus efeitos agravados por essa configuração anômala de eventos de interação oceano-atmosfera, nos oceanos Pacífico e Atlântico, que afetam a precipitação na América do Sul. O diagrama mostrado na Figura 4.9 sintetiza, esquematicamente, a ocorrência desses padrões de anomalia nos oceanos Pacífico e Atlântico, e esse novo prisma sobre as causas da seca de 2005 na Amazônia é o resultado de uma das vertentes de pesquisa deste trabalho.

Utilizando-se, principalmente, de uma equação de termos integrados da coluna atmosférica, a Equação 3.20, foi realizado um estudo de impacto da assimilação de perfis de geopotencial AIRS nas análises do RPSAS e no balanço de umidade da Amazônia calculado com base nas saídas do RPSAS, o que se configurou como a segunda vertente de pesquisa deste trabalho.

Os resultados mostram que, dos termos da equação do balanço de umidade, os termos da divergência do fluxo de umidade e o da precipitação prevista foram os que mais sofreram impactos com a assimilação dos perfis de geopotencial AIRS no sistema RPSAS. O termo da variação local de água precipitável mostrou-se praticamente inalterado, da mesma forma que o termo da evapotranspiração.

Os dados dos experimentos S_AIRS e C_AIRS reproduziram diversas feições encontradas nas climatologias realizadas com os dados do projeto ERA-40, de reanálises do NCEP e do projeto ERA-Interim, com a vantagem de ter uma melhor resolução espacial (40 km). Foi possível constatar que a divergência do fluxo de umidade (Tabelas 5.1 a 5.4) foi maior do que a calculada com os dados do NCEP (Figura 4.7), tanto para os meses de agosto a outubro de 2004 e 2005. Tal fato é coerente com uma menor disponibilidade de umidade para a região amazônica para o

período, cujo processo de seca ocorreu ao longo do segundo período de 2004 até meados de outubro de 2005. A precipitação prevista pelas saídas do sistema RPSAS foi maior, na média, no experimento C_AIRS do que no experimento S_AIRS, para ambos períodos (2004 e 2005). Tal fato está intrinsecamente relacionado ao processo de parametrização de precipitação do modelo. A evapotranspiração foi praticamente inalterada em 2004 e teve um pequeno acréscimo em 2005. Mesmo sendo pequeno, o aumento da evapotranspiração representou corretamente a situação física associada ao aumento da disponibilidade hídrica do correspondente período de 2005.

Espacialmente, a inclusão dos perfis de geopotencial AIRS no sistema RPSAS promoveu alterações nos diversos campos de variáveis, sendo observados diferentes impactos em função dos níveis de pressão. Os valores pequenos de alteração média entre os experimentos S_AIRS e C_AIRS, obtidos por meio dos erros médios absolutos para as variáveis analisadas, estão associados principalmente ao pequeno gradiente horizontal do geopotencial da área de estudo, que se localiza numa região tropical com pouca variação horizontal de temperatura do ar. Os campos dos Índices de Impacto da Análise (IP) mostraram que a inclusão dos perfis de geopotencial AIRS nas análises do RPSAS permitiu uma melhoria da qualidade dessas análises, quando comparadas às análises operacionais do CPTEC. Apesar desta melhoria não ter sido para toda a área de estudo, elas ocorrem com maior frequência que a degradação da qualidade e servem de estímulo para a continuação do uso desses dados operacionalmente no CPTEC.

Seguindo um prisma mais geral, a assimilação de perfis de geopotencial AIRS no sistema RPSAS gerou melhorias nas análises (campos das variáveis associadas ao fluxo de umidade e da evapotranspiração), ao promover o cômputo de resultados mais consistentes e correlacionados com os acontecimentos físicos envolvidos com a seca de 2005 (p.e. a diminuição dos fluxos de umidade). Com relação ao campo de precipitação, que faz parte das previsões do modelo Eta, ocorreu superestimação dos resultados

6.1 Sugestões de trabalhos futuros

Para trabalhos que venham a representar uma continuação natural dos estudos ligados ao impacto das sondagens atmosféricas nas análises geradas pelo RPSAS e aos efeitos de interação oceano-atmosfera com a precipitação sobre a Amazônia, sugere-se:

- 1) Selecionar uma área de estudo com maior cobertura de estações de superfície (para dados “synop” e de precipitação), com o propósito de se evitar as incertezas no cálculo das componentes do vento e da própria precipitação observada.
- 2) Realizar um estudo sobre os impactos de eventos El Niño de fraca a moderada intensidade sobre a precipitação na Amazônia, uma vez que os efeitos de eventos El Niño de menor magnitude parecem apresentar características diferentes dos eventos extremos de El Niño, que são mais comumente estudados.
- 3) Realizar um estudo de impacto dos perfis de geopotencial AIRS com uso de uma técnica avançada de assimilação de dados (4D-Var ou baseada em filtro de Kalman), uma vez que os sistemas baseados em PSAS estão se tornando obsoletos em função da maior disponibilidade de dados de satélite e, com isso, tendo sua eficiência reduzida.
- 4) Realizar o estudo de impacto da assimilação de perfis de geopotencial AIRS no balanço de energia da Amazônia, que é um estudo complementar ao do balanço de umidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMBRIZZI, T.; SOUZA, E. B. de; PULWART, R. S. The Radley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on south american seasonal rainfall. In H. F. Diaz e R. S. Bradley (Ed.), **The Hadley circulation: present, past and future**, ed. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2005, v. 21, p. 203-235. ISBN 1-4020-2943.

ANDREOLI, R. V. et al. Inclusão das sondagens AIRS/AMSU no sistema global de assimilação/previsão de tempo do CPTEC/INPE: estudo de impacto. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 1, mar. 2008.

ARAVÉQUIA, J. A. et al. Reanálise regional 2000-2004 sobre a América do Sul com o modelo RPSAS/ETA: Descrição do experimento e dos produtos derivados. **Bol. da Soc. Brasileira de Met.**, v. 32, n. 1, p. 71-77, abr. 2008. ISSN 1676-014X.

ARRAUT, J. M. **Frentes e frontogênese no verão**: aspectos geométricos, dinâmicos e impactos sobre as chuvas nos subtrópicos da América do Sul. 2007-10-18. (INPE--T/). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2007. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/12.19.10.53>>. Acesso em: 22 abr. 2008.

AUMANN, H. H. et al. AIRS/AMSU/HSB on the aqua mission: design, science objectives, data products, and processing systems. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 41, n. 2. p. 253-264, fev. 2003.

BARNES, S. L. A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. **J. Appl. Meteor.**, v. 3, p. 396-409, 1964.

BERGTHORSSON, P.; DÖÖS, B. R. Numerical weather map analysis. **Tellus**, v. 7, p. 329-340, 1955.

BERBERY, E. H. et al. Studies of north american continental-scale hydrology using eta model forecast products. **Journal of Geophysical Research**, v. 101. n. D3, p. 7305-7319, mar. 1996.

BERRI, G. J., INZUNZA, B. The effect of the low-level jet on the poleward water vapour transport in the central region of south América, **Atmos. Environ.**, v. 27, p. 335-341, 1993.

BETTS, A. K., and M. J. MILLER. A new convective adjustment scheme. Part II: single column tests using GATE wave, BOMEX and arctic air-mass data sets. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 112, p. 693-709. 1986.

BETTS, A. K. et al. Hydrometeorology of the Amazon in ERA-40. **Journal of Hydrometeorology.**, v. 6, p. 764-774, out. 2005.

BLACK, T. L. The new NMC mesoscale eta model: description and forecast examples. **Wea. Forecasting**, v. 9, p. 265-278, 1994.

BOLETIM CLIMANÁLISE, 2004a. CPTEC/INPE. Vol 19, n. 8. Disponível em <www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim>. Acesso em 10 set. 2008.

BOLETIM CLIMANÁLISE, 2004b. CPTEC/INPE. Vol 19, n. 9. Disponível em <www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim>. Acesso em 10 set. 2008.

BOLETIM CLIMANÁLISE, 2004c. CPTEC/INPE. Vol 19, n. 10. Disponível em <www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim>. Acesso em 10 set. 2008.

BOLETIM CLIMANÁLISE, 2004d. CPTEC/INPE. Vol 19, n. 11. Disponível em <www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim>. Acesso em 10 set. 2008.

BOLETIM CLIMANÁLISE, 2005a. CPTEC/INPE. Vol 20, n. 8. Disponível em <www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim>. Acesso em 10 set. 2008.

BOLETIM CLIMANÁLISE, 2005b. CPTEC/INPE. Vol 20, n. 9. Disponível em <www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim>. Acesso em 10 set. 2008.

BOLETIM CLIMANÁLISE, 2005c. CPTEC/INPE. Vol 20, n. 10. Disponível em <www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim>. Acesso em 10 set. 2008.

BOUTTIER, F.; COUTIER, P. Data assimilation concepts and methods. In **Data Assimilation and the use of satellite data (MET DA)**. Meteorological Training Course 2003, ECMWF, 2003. Disponível em http://caos.iisc.ernet.in/pub/summer_school/weather_and_climate_prediction/courtier_boutier_assm_training.pdf>. Acesso em 19 mar. 2008.

BUREAU OF METEOROLOGY (BOM). **The southern oscillation index**. Disponível em www.bom.gov.au/climate/glossary/soi.shtml. Acesso em 10 Dez. 2008.

CAVALCANTI, E. P. et al. Fluxo de vapor de água atmosférico na obtenção do resíduo et-p em três macrorregiões brasileiras. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 12, n. 5. Campina Grande – PB. Out. 2008. ISSN 1415-4366.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88-108, jan. 2004.

CLIMATE DIAGNOSTICS CENTER (CDC). **Multivariate enso index**. Disponível em <http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/mei.html>. Acesso em 10 Dez. 2008.

CHAHINE, M. T. et al. AIRS – Improving weather forecasting and providing new data on greenhouse gases. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 87, n. 7, jul. 2006.

CHARNEY, J. Dynamical forecasting by numerical process. **Compendium of Meteorology**. American Meteorological Society, Boston, MA. 1951.

CLIMATE PREDICTION CENTER (CPC). **Cold & warm episodes by season. Changes to the oceanic Niño index (ONI)**. Disponível em http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff. Acesso em 10 dez. 2008.

CRESSMAN, G. An operational objective analysis system. **Mon. Wea. Rev.**, v. 87, p. 367-374, 1959.

CINTRA, R. S. C. et al. Inclusão de dados ATOVS no sistema de assimilação de dados GPSAS do CPTEC. **Anais do XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Goiânia, Brasil, p. 16-21, abr. 2005.

COHEN, J. C. P. et al. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review.**, v. 123, p. 3163-3174. 1995.

CORREIA, F. W. S. **Modelagem do impacto de modificações da cobertura vegetal amazônica no clima regional**. 2005-03-11. 422 p. (INPE-14094-TDI/1077). (Tese de Doutorado) - 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: 19 mar. 2008.

COHN, S. E. et al. Assessing the effects of data selection with DAO physical-space statistical analysis system. **Monthly Weather Review.**, v. 126, n. 11, p. 2913-2926, nov. 2008.

DALEY, R. **Atmospheric data analysis**. Cambridge University Press. Nova Iorque, p. 457, 1991. ISBN 0-521-38215-7.

DANSGAARD, W. Stable isotopes in precipitation. **Tellus**, v. 16, p. 436-468, 1964.

ESPINOZA, E. S. et al. **Sistema de assimilação ETA/RPSAS**. In: XII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. Foz do Iguaçu, PR. Anais. Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002.

ESPINOZA, E. S., ARAVÉQUIA, J. A., CINTRA, R. Inclusão de umidade do ATOVS na assimilação regional – resultados preliminares. [CD-ROM] in: XII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. 29/ago a 03/set. de 2004. Fortaleza-CE. Anais.

FELS, S. B., M. D. SCHWARZKOPF. The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. **J. Atmos. Sci.**, v.32, p. 1475-1488. 1975.

FERREIRA, N. R. et al. Variability of south american convective cloud systems and tropospheric circulation during January-March 1998 and 1999. **Monthly Weather Review**, v. 131, p. 961-973, mai, 2003.

FU, X.; WANG, B.; TAO, L. Satellite data reveal the 3-D moisture structure of tropical intraseasonal oscillation and its coupling with underlying ocean. **Geophys. Res. Lett.**, v. 33, L03705, doi:10.1029/2005GL025074, 2006.

GILCHRIST, B.; CRESSMAN, G. An experiment in objective analysis. **Tellus**, v. 6, p. 309-318, 1954.

HALTINER, G. J.; WILLIAMS, R. T. **Numerical prediction and dynamic meteorology**, Second Edition. New York. Cambridge University Press. 1980. ISBN 0-471-05971-4.

HARMS, D. E.; RAMAN, S.; MADALA, R. V. An examination of four-dimensional data-assimilation techniques for numerical weather prediction. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 73, n. 4, p. 425-440, abr. 1992.

HERDIES, D. L et al. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, doi:10.1029/2001JD000997, 2002.

HERDIES, D. L.; KOUSKY, V. E.; EBISUZAKI, W. The impact of high-resolution SALLJEX data on global NCEP analyses. **Journal of Climate**, v. 20, p. 5765-5783. doi: 10.1175/2007JCLI1375.1, 2007.

HERDIES, D. L.; et al. A Assimilação de dados no CPTEC/INPE. **Bol. da Soc. Brasileira de Met.**, v. 32, n. 1, p. 57-64, abr. 2008. ISSN 1676-014X.

HOKE, J.; ANTHES, R. The inicialization of numerical models by a dynamic relaxation technique. **Mon. Wea. Rev.**, v. 104, p. 1551-1556, 1976.

JANJIC, Z. I. Forward-backward scheme modified to prevent two-grid-interval noise and its application in sigma coordinate models. *Contrib. Atmos. Phys.*, v. 52, p. 69-84, 1979.

JANJIC, Z. I. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Mon. Wea. Rev.*, v. 122, p. 927-945, 1994.

JANKOVIC, V. Choosing the right axis: an institutional history of the Belgrade eta forecast model. **Proceedings of the International Commission on History of Meteorology**, vol. 1. 2004. Disponível em <<http://www.meteohistory.org/2004proceedings1.1/>>. Acesso em 18 mar. 2008.

JAPAN AEROSPACE EXPLORATION AGENCY (JAXA). An Earth-observation satellite to contribute to the understanding of the Earth's water cycle. 2008. Disponível em <http://www.jaxa.jp/projects/sat/aqua/index_e.html>. Acesso em 15 abr. 2008.

KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 77, p. 437-471, 1996.

KALNAY, E. **Atmospheric modeling, data assimilation and predicability**. Cambridge University Press, Cambridge. 2002, p. 341, ISBN – 10 0 521 79629 6.

KIDDER, S. Q.; HAAR, T. H. V.; **Satellite meteorology an introduction**. Academic Press, 1995, p. 466, ISBN 0-12-406430-2.

KISTLER, R. E. A study of data assimilation techniques in an autobarotropic primitive equation channel model. MS Thesis, Dept of Meteorology, Penn State University. 1974.

KRISHNAMURTI, T. N.; BOUNOUA, L. **An introduction to numerical weather prediction techniques**. CRC Press. 1995, p. 293, ISBN 0-8493-8910-0.

LACIS, A. A., J. E. HANSEN. A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, v. 31, p. 118-133, 1974.

- LENTERS, J. D.; COOK, K. H. Summertime precipitation variability over South America: role of the large-scale circulation. **Mon. Weather Rev.**, v. 127, p. 409-431, 1999.
- LIEBMANN, B.; D. ALLURED. Daily precipitation grids for South America. **Bull. Am. Meteorol. Soc.** Nov. 2005, p. 1567 – 1570, 2005.
- LIU, K. N. **An introduction to atmospheric radiation**. Second Edition. Academic Press, 2002, p. 583, ISBN 0-12-451451-0. International Geophysics Series, vol. 84.
- MACEDO, L. Manaus e leste do Amazonas sofrem a seca mais severa dos últimos 103 anos, diz pesquisador do INPE. Agência Brasil. 19 out. 2005. Disponível em <<http://www.brasiloeste.com.br/noticia/1651/seca-amazonas>> Acesso em 28 fev. 2008.
- MACHADO, L. T. The Amazon energy budget using the ABLE-2B and fluamazon data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57. P. 3131-3144, set. 2000.
- MACIEL, JIMMY. Fome e devastação na calha do rio Madeira. A Crítica. Manaus – AM. 23 out. 2005. Disponível em <<http://www.amazonia.org.br/noticias/noticia.cfm?id=183994>>. Acesso em 25 fev. 2008.
- MATTOS, J. G. Z. de. **Sensibilidade no uso de “pseudo-temps” na assimilação de dados do MCGA/CPTEC/COLA**. 3-nov-2006. 109 p. (Dissertação de Mestrado). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2006.
- MARENGO, J. A. Characteristics and variability of the atmospheric water balance of the Amazon basin, In: 6TH INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, Santiago, Chile, 3-7 de abril de 2000, p. 284-285, AMS Publi.
- MARENGO, J. A. Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River basin water budget. **Climate Dynamics**, v. 24, p. 11-22, 2005.

MARENGO, J. A. et al. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**, v. 21, p. 495-516, fev., 2008.

MARENGO, J. A. et al. Hydro-climatic and ecological behavior of the drought of Amazonia in 2005. **Phil. Trans. R. Soc. B**, v. 363, p. 1773–1778, 2008.
doi:10.1098/rstb.2007.0015.

MESINGER, F., 1974: An economical explicit scheme which inherently prevents the false two-grid-interval wave in the forecast fields. *Proc. Symp. "Difference and Spectral Methods for Atmosphere and Ocean Dynamics Problems"*, Academy of Sciences, Novosibirsk 1973; Part II, p. 18-34.

MESINGER, F. A. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Riv. Meteor. Aeronaut.**, v. 44, p. 195-202. 1984.

MIN, W.; SCHUBERT, S. The climate signal in regional moisture fluxes: a comparison of three global data assimilation products. **Journal of Climate**, v. 10, n. 10, p. 2623-2642, out. 1997.

MOLION, L. C. B. **A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the amazonas basin with considerations of deforestation effects**. 1975-07-22. 140 p. (INPE-923-TPT/035). Tese de Doutorado - INPE, São José dos Campos. 1976.
Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2005/06.09.18.00>>. Acesso em: 25 jun. 2008.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil : observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 2653-2675, dez. 1981.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). Jet Propulsion Laboratory – California Institute of Technology – **AIRS Mission Launch**. Web Curator: Sharon Ray, 2006. Disponível em <<http://airs.jpl.nasa.gov/Mission/Launch/>> Acesso em 23 abr. 2008.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). Goddard Earth Sciences – **Atmospheric Infrared Sounder**. Editor: Steve Kempler, 2007.

Disponível em <<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/AIRS/instruments.shtml>> Acesso em 07 mar. 2008.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). **EOS – Mission Profiles**. Editor: Maura Tokay, 2008. Disponível em

<http://eospsoc.gsfc.nasa.gov/eos_homepage/mission_profiles/show_mission.php?id=11> Acesso em 31 mar. 2008.

NEWELL, R. E. et al. Tropospheric rivers? a pilot study. **Geophysical Research Letters**, v. 12, n. 24, p. 2401-2404, dez. 1992.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over tropical Atlantic and South America. **J. Clim.**, v. 10, p. 2464-2479, 1996.

NIČKOVIĆ, S. et al. Documentation of the UB/NMC (University of Belgrade and National Meteorological Centre, Washington) Eta Model, Part I: Scientific Documentation of the Eta Model, 1997.

PANOFSKY, J. Objective weather-map analysis. **Journal of Meteorology**, v. 6, p. 386-392, 1949.

PENMAN, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proc. Roy. Soc. A**. v. 193, p. 120-146, 1948.

PEZZI, L. P., CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South América: a numerical study. **Climate Dynamics**, v. 17, p. 205-212, 2001.

PEIXOTO, J. P. Atmospheric vapor flux computations for hydrological purposes. World Meteorological Organization, Geneva: WMO/IHD, 1973, p. 83. Report n.20.

PEIXOTO J. P., A. H. OORT. **Physics of climate**. American Institute of Physics – AIP – New York. 1992, p. 520, ISBN 0-88318-711-6.

PIELKE, R. A. **Mesoscale meteorological modeling**, Second Edition. Academic Press. 2002, p. 676, ISBN 0-12-554766-8.

RAO, V.B. et al, 1996: Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research.**, v. 101, n. D21, p. 26.539-26.551, nov. 1996.

REYNOLDS, O. On the dynamical theory of turbulent incompressible viscous fluids and the determination of the criterion. **Philos. Trans. Roy. Soc.** London, v. 186A, p. 123-161, 1894.

ROCHA, E. J. P. **Balanco de umidade na Amazônia durante o experimento FLUAMAZON**. Jul. 1991 (Dissertação de Mestrado). 92 pp. Departamento de Ciências Atmosféricas – Instituto Astronômico e Geofísico – Universidade de São Paulo. 1991.

RONCHAIL, J. et al. Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the Equatorial Pacific and the Tropical Atlantic Oceans. **International Journal of Climatology.**, v. 22, n.13, p. 1663-1686, nov. 2002.

ROPELEWSKI, C. F., HALPERT, M.S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 8, p. 1606-1626, ago. 1987.

ROTHER, L. Record drought cripples life along the Amazon. New York Times. 11 dez. 2005. Acesso em 28 fev. 2008. Disponível em
<<http://www.nytimes.com/2005/12/11/international/americas/11amazon.html>>

SALATI, E.; J. MARQUES; L. C. B. MOLION, 1978: Origem e distribuição das chuvas na Amazônia. **INTERCIÊNCIA**, v. 3, n. 4, p. 200-205, 1978.

SALATI, E. et al. Recycling of water in the Amazon Basin: an isotopic study. **Water Resources Research**, v. 15, n. 5, p. 1250-1258, out. 1979.

SASAKI, Y. Proposed inclusion of time variations terms, observational and theoretical, in numerical variations analysis. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 47, p. 115-24. 1969.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.; SILVA DIAS, P.L: Meteorology of the southern hemisphere, In: **Meteorological Monographs**, American Meteorological Society, v. 27, n. 49, p. 119-139, dez. 1998.

SAULO. A. C.; NICOLINI, M.; CHOU, S. C. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-1998 spring-summer season. **Climate Dynamics**, n. 16, p. 867-881, 2000.

SOUZA, E. B de, et al: On the Influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazonica**, n. 30 (2). p. 305-318, 2000.

SOUZA, P. F. de S. **Variabilidade espacial e temporal das componentes atmosféricas do ciclo hidrológico da Amazônia durante o experimento meteorológico GTE/ABLE-2B**. 30-abr-2001. 108 p. (Dissertação de Mestrado). INPE, São José dos Campos. 1991.

STEPHENS, J. Variational initialization with the balance equation. **J. Appl. Meteor.**, v. 9, p. 732-9, 1970.

STROW, L. L et al. An overview of the AIRS radiative transfer model. **IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing.**, v. 41, n. 2, fev. 2003.

SCHWARRZCHILD, K., 1914: Diffusion and absorption in the sun's atmosphere. Sitzungsberichte der Königlich Preussischen Akademie der Wissenschaften, p. 1183-1200. In "SELECTED PAPERS ON THE TRANSFER OF RADIATION" (D. H. Menzel, ed.). Dover, New York, 1966.

UPPALA, S. M. et al. The ERA-40 re-analysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 131, n. 612, p. 2961-3012, 2005.

VECCHI, G. A.; SODEN, B. J. Global warming and the weakening of the tropical circulation. **Journal of Climate**, v. 20, n. 17, p. 4316-4340, set. 2007.

VILLA NOVA, N. A.; E. SALATI, E. MATSUI. Estimativa de evapotranspiração na Bacia Amazônica. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 6 (2), p. 215 – 228, 1976.

WANG, H.; FU, R. The influence of Amazon rainfall on the Atlantic ITCZ through convectively coupled Kelvin waves. **Journal of Climate**, v. 29, n. 7, p. 1188-1201, abr. 2007.

WU, L. et al. Atmospheric teleconnections of Tropical Atlantic variability: interhemispheric, tropical-extratropical, and cross-basin interactions. **Journal of Climate**, v. 20, n.5, p. 856-870, mar. 2007.

ZHU, Y.; NEWELL, R. E. A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 725-735, mar. 1998.

A APÊNDICE A – CONCEITOS BÁSICOS SOBRE A SECA

A.1 O fenômeno “Seca”

De acordo com o “National Drought Mitigation Center” (NDMC), a seca é uma ocorrência normal do clima, apesar de muitos afirmarem que é um evento anômalo e raro. Ela ocorre em quase todas as zonas climáticas, mas suas características variam de região para região. A seca possui uma diversidade de definições, mas todas elas se relacionam com a deficiência de precipitação sobre um determinado período, normalmente uma estação ou mais. Essa deficiência resulta numa falta de água que afeta uma dada atividade, um grupo de pessoas ou um setor do meio ambiente. A seca deve ser considerada a partir de uma média de longo prazo do balanço entre a precipitação e a evapotranspiração, numa dada área, condição essa tida como “normal”.

Há dois tipos principais de definição de seca: a conceitual e a operacional. A definição conceitual é formulada em termos gerais e serve para ajudar as pessoas a compreender o significado da seca, sem se ater a detalhes técnicos. Pode assumir, por exemplo, a forma a seguir: “Seca é um período de deficiência de precipitação que produz prejuízos para as colheitas, reduzindo a produção agrícola”. A definição operacional auxilia na identificação do início e da severidade da seca, e tem como característica a utilização de índices climáticos da precipitação para identificar as características da seca. Normalmente, é feita uma comparação com uma base climatológica de pelo menos 30 anos de dados, apesar de que os limiares de classificação da seca sejam, muitas vezes, atribuídos de forma empírica ou arbitrária. Como exemplo, muitas vezes é adotada como parâmetro de início de uma estação de seca o limiar de 75% da média de precipitação.

O fenômeno “Seca” pode ser avaliado sob diversos prismas ou perspectivas. As abordagens mais comuns são a Meteorológica, a Hidrológica, a Agrícola e a Sócio-Econômica.

A.1.2 A Seca meteorológica

A seca meteorológica é usualmente definida com base medida do desvio da precipitação em relação ao valor normal e na duração do conseqüente período seco. Caracteriza-se pela falta de água induzida pelo desequilíbrio entre a precipitação e a evaporação, a qual depende de outros elementos como a velocidade do vento, temperatura, umidade do ar e insolação. As definições para a seca meteorológica variam de lugar para lugar, uma vez que as especificidades de cada localidade precisam ser consideradas. Por exemplo, em algumas regiões, a definição da seca meteorológica está relacionada a períodos de seca com base no número de dias com a precipitação abaixo de um limiar pré-estabelecido. Mas esse tipo de medida serve apenas para regiões caracterizadas por um regime de precipitação aproximadamente constante durante todo o ano, como é o caso de locais próximos às florestas equatoriais ou regiões de climas subtropicais úmidos. Manaus (Brasil), Louisiana (EUA) e Londres (Inglaterra) são locais onde esse tipo de definição pode ser aplicado. Em regiões em que a precipitação ocorre seguindo um padrão sazonal, essa definição é alterada, por ser impraticável ou irrealista, por outras baseadas no afastamento de um padrão médio de precipitação em escalas mensal, sazonal ou anual.

A.1.3 A Seca agrícola

A seca agrícola está associada à falta de água causada pelo desequilíbrio entre a água disponível no solo, a necessidade das culturas e a transpiração das plantas. Este tipo de seca está relacionado com as características das culturas, da vegetação natural, ou seja, dos sistemas agrícolas em geral.

A.1.4 A Seca hidrológica

A seca hidrológica está associada à redução dos níveis médios de água nos reservatórios e com a depleção de água no solo. Esse tipo de seca está normalmente defasado da seca meteorológica e agrícola, dado que é necessário um período maior para que as deficiências na precipitação se manifestem nos diversos componentes do sistema hidrológico.

A.1.5 A Seca sócio-econômica

A seca sócio-econômica é associada ao efeito conjunto dos impactos naturais e sociais que resultam da falta de água, devido ao desequilíbrio entre o fornecimento e a procura dos recursos de água e que vai afetar diretamente as populações.

B APÊNDICE B – CONCEITOS BÁSICOS SOBRE MODELAGEM NUMÉRICA E ASSIMILAÇÃO DE DADOS

Quando Bjerknes, em 1904, definiu as bases da Previsão Numérica do Tempo ao propor que o estado futuro da atmosfera poderia ser previsto ao se aplicar algumas leis físicas a parcelas da atmosfera, como um problema de valor inicial a ser resolvido por um conjunto de equações diferenciais parciais, ele não dispunha de recursos computacionais que lhe permitissem provar a sua teoria. Em 1922, o cientista inglês Richardson fez a primeira tentativa de resolver o problema proposto por Bjerknes. Ele o fez com os recursos que tinha na época, usando calculadoras manuais para fazer a integração numérica das equações primitivas discretizadas para um domínio de resolução espacial de aproximadamente 200km na horizontal e para quatro camadas na vertical de aproximadamente 200hPa, centrado na Alemanha.

O conjunto de equações que governa a evolução da atmosfera compreende: a segunda lei de Newton ou lei de conservação de momento (*momentum*) para os movimentos nas direções x, y e z; a equação da continuidade ou conservação de massa; a equação de estado para os gases ideais; a primeira lei da termodinâmica ou da conservação de energia; e a equação de conservação da massa de água. Como esse conjunto de equações não tem uma solução analítica, diversas simplificações são feitas para adaptá-las à geometria esférica da Terra, à consideração de pouca profundidade e mesmo às restrições físicas para evitar soluções na forma de tipos específicos de ondas (e.g. ondas de gravidade de alta frequência e ondas de som). A discretização dessas equações possibilita a solução numérica com a aplicação de diversos esquemas e métodos numéricos (e.g. diferenças finitas, método espectral, etc.). Maiores detalhes desses métodos podem ser encontrados em Haltiner e Williams, (1980); Krishnamurti e Bounoua (1995); e Kalnay (2002).

Foi apenas após o advento do primeiro computador, o Electronic Numerical Integrator Analyzer and Computer (ENIAC), no final da década de 1940, que a comunidade científica voltou-se para vislumbrar a possibilidade de se prever o estado da atmosfera

de forma numérica. Um grupo de cientistas liderados por Von Neumann, Charney e Fjørtoft realizou, no Instituto de Estudos Avançados de Princeton, em 1950, a primeira previsão do tempo operacional. Para realizar essa experiência, o “Grupo de Princeton” fez diversas simplificações nas equações primitivas e usou um modelo barotrópico equivalente de uma camada. O modelo fazia a previsão do campo de geopotencial para um nível não divergente (500hPa), com a forte restrição de um escoamento geostrófico, e não se comportava bem para previsões além de 24h.

Com o desenvolvimento notável dos recursos computacionais que ocorreu nos anos seguintes, os modelos de previsão do tempo foram, aos poucos, sendo reescritos seguindo a formulação das equações primitivas, num retorno à experiência de Richardson, incorporando cada vez mais a complexidade da dinâmica atmosférica e recebendo implementações nos processos dependentes da Física em sua sub-grade.

No momento atual, além do problema de melhorar a representação de processos oceânicos, hidrológicos, químicos e até biológicos nos modelos de previsão de tempo e do clima, persiste a necessidade de prover a melhor representação possível da atmosfera para que essa informação seja a condição inicial mais “perfeita” possível para o início da integração temporal de um modelo de previsão de tempo.

B.1 Conceitos básicos de Assimilação de Dados em Meteorologia

Assimilação de Dados é a denominação dada a um complexo processo de criar uma condição inicial “balanceada”, chamada de análise, incorporando novos dados observados (dados independentes) aos dados gerados pelo próprio modelo (first guess).

É um fato conhecido que a ordem dos graus de liberdade de um modelo de previsão numérica do tempo (global) é 10^7 ou 10^6 , enquanto que a dos dados observacionais disponíveis é aproximadamente de 10^5 , gerando um problema “mal posto” (COHN et al, 1998). Para que esse problema passe a ser “bem posto” alguns conceitos da Teoria da Estimção têm sido aplicados na sua solução. As idéias provenientes do Teorema de

Probabilidade de Bayes forneceram o suporte para a utilização de informações conhecidas para prognosticar a situação futura. Essas informações são os campos de “background” e são efetivamente necessárias para possibilitar a operação de modelos de previsão de tempo com Assimilação de Dados.

B.1.1 A análise objetiva

Os primeiros trabalhos na área da previsão do tempo por métodos numéricos, a começar pelos pioneirismos de Richardson, Von Neumann, Charney e Fjørtoft, foram marcados por seleções de dados e interpolações manuais dos valores das variáveis para os pontos de grade homogeneamente distribuídos. Essa tarefa, apesar de necessária, representava uma aplicação pouco racional do tempo destinado à previsão. Tal fato levou os “cientistas de Princeton” a discutirem a necessidade de uma análise objetiva dos dados, por intermédio de um sistema computacional que não necessitasse da intervenção humana (CHARNEY, 1951; DALEY, 1991; KALNAY, 2002).

A análise objetiva é definida como o processo que transforma informações irregularmente distribuídas espacialmente em dados regularmente espaçados numa grade de pontos. Além dessa capacidade, um esquema de análise objetiva deve perfazer interpolações para detectar e remover dados espúrios, ser capaz de promover uma análise interna da consistência dos dados, e assim possibilitar a filtragem de ondas de alta frequência. A necessidade de implementação de um esquema de análise objetiva foi proposta por Charney (1951). Outros estudos levaram ao desenvolvimento de técnicas empíricas de análise, como as interpolações polinomiais propostas por Panofsky (1949) e Gilchrist e Cressman (1954), os métodos iterativos de Berghorsson e Döös (1955), Cressman (1959) e Barnes (1964). [DALEY, 1991; KRISHNAMURTI e BOUNOUA, 1995; KALNAY, 2002].

B.1.2 Métodos empíricos e o ciclo de Assimilação de Dados

Panofsky (1949) promoveu a primeira tentativa importante de desenvolver um esquema de análise objetiva. Seu trabalho baseava-se numa aproximação polinomial cúbica para os dados sob análise em uma dada região e sua abordagem envolvia a expansão de Taylor em duas dimensões. Esse esquema de análise mostrou-se, entretanto, de pouco uso prático para regiões com poucas observações; computacionalmente “pesado” para a época; e com problemas de descontinuidade para áreas adjacentes, tendo em vista seu caráter de análise regional. Gilchrist e Cressman (1954) resolveram o problema da descontinuidade do trabalho de Panofsky por meio da introdução do conceito de “regiões de influência”, áreas onde a aproximação polinomial era executada, nas proximidades dos pontos de grade, e era influenciada por todas as observações localizadas nessas regiões. Além disso, eles sugeriram a idéia de que a análise poderia ser implementada caso houvesse o conhecimento prévio dos valores das variáveis. Dessa forma, lançaram os pilares dos campos de “first guess” (campo de background ou estimativa *a priori*). Berghorsson e Döös (1955) propuseram um esquema no qual as ações da análise não tinham impacto diretamente nas observações. Em vez disso, o campo de background (obtido da climatologia ou de uma previsão anterior) era subtraído de cada observação para gerar os “incrementos da observação”. Esses incrementos da observação eram então analisados para produzir os “incrementos da análise”, que eram adicionados ao campo de background para produzir a análise final. Para cada operação de ajuste polinomial de cada ponto de grade, os incrementos da análise recebiam um “peso” por meio de uma combinação linear dos incrementos das observações que estivessem contidas na região de influência do ponto de grade. Esses “pesos” eram determinados de forma estatística ou eram ajustados empiricamente. Como fator negativo, esse método produzia resultados pouco consistentes nas fronteiras entre regiões “ricas” e “pobres” de observações. Cressman (1959) implementou o trabalho de Berghorsson e Döös (1955), fazendo uso de campos de “first guess” obtidos de uma estimativa preliminar proveniente de uma previsão curta e pela implementação de iterações sucessivas. Seu método ficou conhecido como o Método de Correções Sucessivas (MCS). O esquema de análise objetiva proposto por Barnes (1964) consistia

de múltiplas iterações utilizando a soma de observações ponderadas de forma linear na região da vizinhança dos pontos de grade. A primeira iteração era similar à do método de Cressman, para o caso do campo de “first guess” ser nulo. [DALEY, 1991; KRISHNAMURTI e BOUNOUA, 1995; KALNAY, 2002].

De acordo com Daley (1991), Harms et al (1992) e Kalnay (2002), uma das últimas técnicas empíricas desenvolvidas antes do advento dos métodos estatísticos e variacionais, e das suas adoções pelos centros operacionais, foi o “Nudging”, também chamada de Relaxação Newtoniana. Essa técnica foi apresentada por Kistler (1974) e Hoke e Anthes (1976), e consiste da adição, nas equações prognósticas, de um termo que “empurra” a solução na direção das observações interpoladas na grade do modelo.

Ao longo da segunda metade da década de 1960 e na década de 1970, as técnicas empíricas de análise começaram a perder espaço para as técnicas de interpolação estatística (IO) e variacionais. E, no processo de modelagem numérica da atmosfera, os modelos de previsão passaram a usar as equações governantes escritas na forma primitiva. Tal fato permitia, então, a ocorrência de solução numérica na forma de oscilações de alta frequência com amplitudes muito maiores que as encontradas na atmosfera real, como as ondas de gravidade inerciais. Por isso, outros procedimentos foram introduzidos, na forma de balanceamento e inicialização, para evitar que as ondas de gravidade inerciais fossem soluções do modelo e mascarassem os verdadeiros sinais de baixa frequência, típicas das ondas do tipo Rossby (sinal meteorológico). Como consequência, um Sistema de Assimilação de Dados passou a ter uma característica repetitiva ou cíclica, contendo o que ficou denominado de Ciclo de Assimilação de Dados (CAD) e incorporando os seguintes subsistemas:

- **Controle de Qualidade:** subsistema responsável por rejeitar ou modificar dados inconsistentes. Nesse subsistema, tenta-se eliminar os erros naturais (instrumentais e de representatividade) e os grosseiros.
- **Análise Objetiva:** subsistema designado para combinar, de forma balanceada, as observações, que são espacial e temporalmente distribuídas de forma irregular, com previsões numéricas ou mesmo com dados de

climatologia, para fornecer uma representação numérica do estado da atmosfera com dados regularmente espaçados numa grade de pontos, para as variáveis meteorológicas de interesse.

- **Inicialização:** subsistema responsável por reduzir o efeito das oscilações de alta frequência presentes nas observações, por meio da aplicação de filtros que reduzam sua energia ou mesmo as elimine.
- **Previsão curta para preparar a estimativa a priori:** os campos meteorológicos “inicializados” são submetidos a um modelo numérico que faz uma previsão de curto prazo, balanceada, para esses campos. Essa previsão de curto prazo, de usualmente 6h, é utilizada como base para a geração da análise, que é uma combinação desta previsão e os dados observados. Esta previsão é chamada de “first guess”.

O CAD é um processo intermitente que ocorre de forma sistemática a cada seis horas nos principais centros de previsão de tempo do mundo. O modelo de previsão tem grande importância no processo, pois a análise tem como fatores dominantes as observações, em áreas com grande quantidade de dados, e a previsão, em áreas com dados esparsos. Dessa forma, observa-se que a previsão é capaz de transportar informações de áreas “ricas” para as “pobres” em observações. A Figura B.1 mostra um exemplo de CAD, que incorpora os conceitos de Gilchrist e Cressman (1954), ao se utilizar campos de “background”; de Berghorsson e Döös (1955), por “trabalhar” com os incrementos, e não com as observações propriamente ditas; e Cressman (1959), pela utilização dos campos de “first guess”.

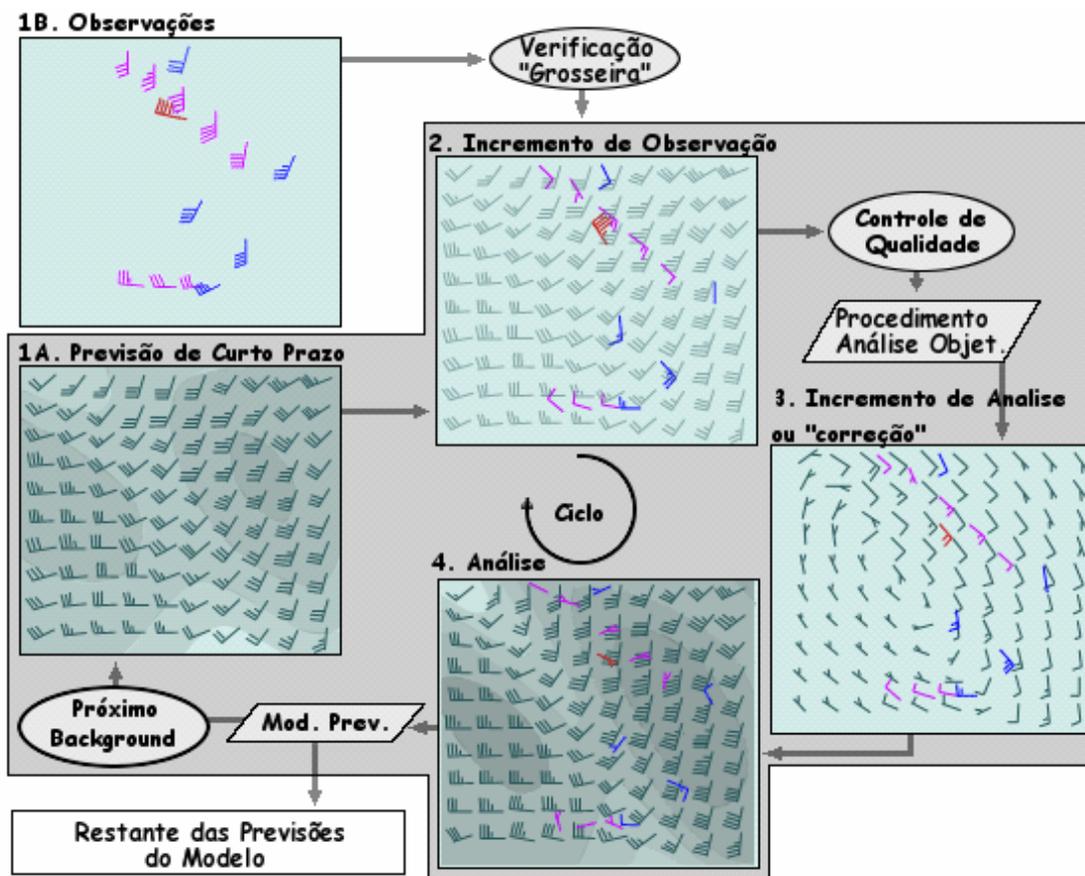


Figura B.1: Diagrama esquemático do Ciclo de Assimilação de Dados.

Fonte: Adaptado de Mattos (2006).

B.1.3 Assimilação de Dados

A necessidade de combinar as informações das variáveis meteorológicas obtidas nos horários sinóticos com outros dados assinóticos, e até mesmo com dados provenientes de previsões curtas ou de climatologia, a fim de gerar a melhor representação do estado da atmosfera é o que se chama de “Problema da Análise”. Para resolver esse problema, matematicamente, são gerados vetores de estado \mathbf{x} , que são coleções de números que representam o estado da atmosfera. É preciso fazer a distinção, entretanto, entre os dados da realidade propriamente dita (que é mais complexa do que podemos representar por meio de modelos) e a melhor representação possível dessa realidade na forma de um

vetor, que é denominado de \mathbf{x}_t , o estado verdadeiro da atmosfera no momento da análise. Outro importante vetor é o vetor de “background”, \mathbf{x}_b , que representa a estimativa *a priori* do estado da atmosfera referente ao momento da análise. Finalmente, a análise é denominada de \mathbf{x}_a , e representa a informação a ser obtida pelo sistema de Assimilação de Dados (AD). Para uma dada análise, nem todas as observações, que são colecionadas no vetor \mathbf{y}_o , são utilizadas. Além de haver a seleção característica do subsistema de Controle de Qualidade, ainda são necessárias a supressão de dados em regiões com alta densidade de observações e mesmo a utilização de um operador da observação, \mathbf{H} , que é responsável por permitir as operações matemáticas entre as observações e os dados do modelo. Na prática, esse operador é um conjunto de operadores de interpolação de dados a partir do modelo discretizado para os pontos da observação, e conversões das variáveis do modelo para os parâmetros observados (BOUTIER e COURTIER, 2003).

B.1.4 Alguns métodos de Assimilação de Dados.

Os trabalhos de Cressman (1959) e Barnes (1964) são definidos como “quase-estatísticos”, uma vez que a determinação dos valores dos pesos usados nos processos de ponderação das observações é empírica, em última análise. A técnica desenvolvida por Eliassen (1954), Gandin (1963), Alaka e Elvander (1972), Phillips (1976) e Bergman (1979) [citados por KALNAY, 2002] é baseada em regressão linear estatística e provê uma sistemática estrutura de trabalho para mesclar observações com diferentes padrões de erros com dados recentes de previsão ou mesmo climatologia. Nesse método, chamado de Estatístico, o valor analisado em um dado ponto de grade é a soma do valor do “first guess” com a combinação linear das correções (inovação da observação), que é proporcional à diferença entre o valor da observação e o do campo de “first guess”, vide Equação B.1. Os coeficientes de proporcionalidade (K), ou pesos, são determinados pela condição de que o erro médio quadrático dos valores analisados seja mínimo, e eles dependem da covariância espacial entre as variáveis analisadas. Esse método é, em princípio, espacialmente coerente e, da mesma forma que o MCS,

incorpora continuidade temporal por meio da previsão de curto prazo da análise anterior que funciona como o campo de “first guess” (HARMS et al, 1992; KRISHNAMURTI e BOUNOUA, 1995; KALNAY, 2002).

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + \mathbf{K} (\mathbf{x}_a - \mathbf{x}_b) = \mathbf{x}_b + \mathbf{K}[\mathbf{y}_o - \mathbf{H}(\mathbf{x}_b)] \quad (\text{B.1})$$

Onde: \mathbf{x}_a = Campo de análise (produto do método de assimilação de dados).

\mathbf{x}_b = Campo de “background” ou “first guess”.

\mathbf{K} = Peso de ponderação.

$(\mathbf{x}_a - \mathbf{x}_b)$ = Campo de inovação da observação.

\mathbf{y}_o = Campo das observações.

\mathbf{H} = operador da observação, responsável por interpolações entre as informações nos pontos de grade e as observações.

Enquanto que, nos métodos de interpolação estatística, o problema a resolver é baseado na busca de uma lista de pesos ótimos, baseado na abordagem de mínimos quadrados, que minimize a matriz de variância dos erros da análise, nos métodos variacionais a solução do mesmo problema é visto como uma busca de melhor análise que minimize a função custo ao medir sua distância para o campo das observações e para campo de “background”. A Equação B.2 mostra um exemplo de função custo.

$$2J(x) = (x - x_b)^T B^{-1} (x - x_b) + [y - H(x)]^T R^{-1} [y - H(x)] = J_b(x) + J_o(x) \quad (\text{B.2})$$

Onde $\mathbf{x}_a = \text{Arg min } J$

\mathbf{J} é chamado de *função custo* da análise.

\mathbf{B} = matriz das covariâncias dos erros de background.

\mathbf{R} = matriz das covariâncias dos erros da observação.

\mathbf{J}_b é o termo de background.

J_0 é o termo das observações.

O método variacional é baseado no cálculo de variações e envolve a incorporação de restrições dinâmicas num tratamento variacional e foi apresentado por Sasaki (1969), Stephens (1970) e diversos outros autores desde então. No cálculo variacional, pontos estacionários de expressões integrais, denominadas de *Funcionais* são determinados. Nessa abordagem, análises sucessivas são mutuamente ajustadas para efetivamente aumentar o banco de dados a cada passo temporal por meio da utilização das informações de outros tempos de análises ao longo da equação de previsão. O objetivo é produzir valores inicializados das variáveis atmosféricas de interesse sujeitos a certas restrições, como as da relação hidrostática, da equação da continuidade ou da relação geostrófica. Essa abordagem é designada para manter o campo inicializado nas proximidades das observações enquanto satisfaz as restrições impostas (DALEY, 1991).

Cohn et al (1998) apresentaram o PSAS (Physical-space Statistical Analysis System), que é relacionado com os métodos de OI e Variacional. A diferença é que nesse sistema a minimização da função custo ocorre no “espaço físico” das observações, e não no espaço do modelo. Tendo em vista que a ordem de grandeza do número de observações é quase duas vezes menor que o dos graus de liberdade do modelo, essa operação computacional torna-se mais vantajosa que nos outros sistemas [3D-Var (sistema de assimilação variacional em três dimensões) ou OI].

C APÊNDICE C – CONCEITOS BÁSICOS SOBRE O SATÉLITE AQUA E SONDA GENS ATMOSFÉRICAS.

C.1 O satélite Aqua

O satélite Aqua é um satélite americano de observação da Terra (EOS - Earth-observation satellite) desenvolvido para monitorar, do espaço, diversos tipos de fenômenos relacionados com o ciclo hidrológico. Ele conduz observações compreensíveis das interações entre a atmosfera, os oceanos e os continentes, e dos efeitos dessas interações sobre a Terra.

Os dados coletados por esse satélite incluem perfis de temperatura da atmosfera e sua umidade, informações sobre nuvens e precipitação, radiação atmosférica, neve e gelo marinho, temperatura da superfície do mar e umidade do solo.

O Aqua foi desenvolvido como um projeto conjunto entre os Estados Unidos (EUA), o Japão e o Brasil. Ele foi lançado do complexo de lançamento de “Vandenberg Firing Rang”, na Califórnia, EUA, pelo veículo espacial DELTA II, em maio de 2002. A Figura C.1 mostra uma imagem do satélite Aqua.



Figura C.1: O satélite Aqua e as bandeiras nacionais dos países que participaram de seu projeto de desenvolvimento. Ressalta-se a participação do Brasil.

Fonte: JAXA (2008).

Em sua órbita quase polar, heliossíncrona, o Aqua tem uma inclinação de 98,2° e um período de 98,8 minutos. Suas passagens pelo Equador ocorrem às 13:30 (do sul para o norte) e 01:30 (do norte para o sul), ambos em relação à hora local. O ciclo reinicia a cada 16 dias, após completar 233 revoluções (NASA, 2006).

C.1.1 O sistema AIRS

O “Atmospheric Infrared Sounder” (AIRS), em conjunto com o “Advanced Microwave Sounding Unit” (AMSU) e o “Humidity Sounder for Brazil” (HSB) formam um sistema integrado de sondagens atmosféricas a bordo da plataforma orbital Aqua da NASA. O AIRS é um espectômetro/radiômetro que cobre a abertura espectral de 3,7 a 15,4 μ m. O AMSU é um radiômetro de microondas que opera entre 23 e 89GHz. E o HSB é um radiômetro, de quatro canais, de microondas que opera na faixa de 150 a 190 GHz.

O principal benefício do AIRS é a sua capacidade de realizar sondagens de perfis de temperatura e de vapor de água precipitável com um acurácia que se aproxima da verificada nas radiossondas convencionais. Ele possui a habilidade de observar os fenômenos e sistemas de tempo em 3D, da superfície até o topo da atmosfera, provendo a distribuição de umidade na atmosfera numa escala global de uma forma sem precedentes. Seus sensores utilizam 2.378 canais com um poder de resolução espectral de $\lambda/\Delta\lambda=1200$. Em sua órbita polar, o satélite Aqua perfaz uma cobertura de 95% da superfície da Terra diariamente (AUMANN et al, 2003; CHAHINE et al, 2006).

Como ilustração, a Figura C.2 mostra o satélite Aqua e o alinhamento relativo das imagens do sistema AIRS. A dimensão da imagem (do inglês, “footprint”) do sensor AMSU-A varia de círculo de 13,5km de diâmetro no Nadir (na vertical, abaixo do satélite) para uma elipse de 41,0 por 22,4km nas extremidades. Para cada imagem AMSU, existe a superposição de nove imagens AIRS, o que possibilita a recuperação de “radiância de céu claro”, conforme será explicado no subitem C.3.

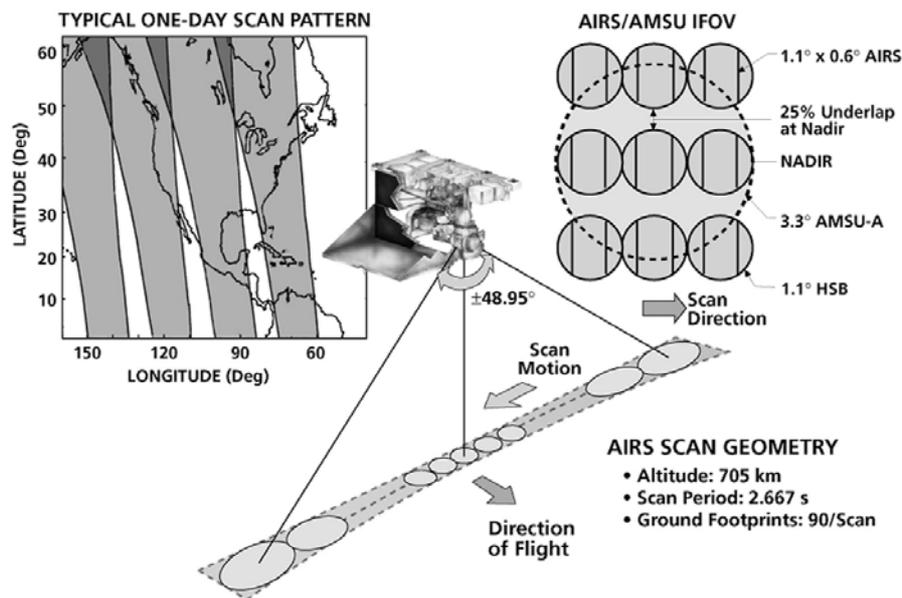


Figura C.2: Configuração do sistema imageador AIRS.

Fonte: Aumann et al (2003)

Fu et al (2006), utilizando perfis de vapor d'água derivados do AIRS, mostraram que os dados AIRS revelam feições não observadas nos estudos que têm por base os dados de análises do ECMWF e reanálises do NCAR/NCEP, no tocante ao ciclo da umidade tropical. Fica evidenciado, assim, um dos motivos de se utilizar os dados AIRS neste estudo: a utilização de um sensor que tem obtido excelente desempenho em sondagens remotas da umidade atmosférica.

Neste trabalho, o termo AIRS é usado indistintamente para o próprio sensor AIRS quanto para a combinação dos sensores AIRS+AMSU+HSB (o sensor HSB está, desde 05 de fevereiro de 2003, inoperante). Mais detalhes podem ser encontrados em Aumann et al (2003), Chahine et al (2006) e NASA (2007, 2008).

C.2 Sondagens atmosféricas

As observações *in situ* se diferenciam do sensoriamento remoto, já que as observações são realizadas no próprio meio, enquanto que o sensoriamento remoto envolve a interpretação e inversão de quantidades radiométricas medidas de radiações

eletromagnéticas obtidas a partir de certa distância do meio, onde essa radiação é caracterizada por um específico comprimento de onda que é sensível a algum aspecto físico desse meio. A interpretação e inversão requerem o uso das teorias fundamentais do espalhamento da luz e da transferência radiativa. A sondagem atmosférica por satélites baseia-se na equação de Schwarzschild (1914), que contabiliza as radiancias monocromáticas emitidas pela superfície terrestre e pela atmosfera. A partir do conhecimento das radiancias podem-se inferir perfis de temperatura, umidade, total de ozônio, etc. Numa sondagem AIRS, as radiancias são medidas por radiômetros que trabalham nas faixas do infravermelho e microondas. A importância de se trabalhar com essas duas faixas de comprimentos de onda se dá ao fato de ser possível realizar sondagens tanto em condições de céu claro como encoberto e sobre qualquer superfície (LIOU, 2002; CHAHINE et al, 2006).

Obter as informações sobre qual perfil de temperatura ou de qual concentração de gases produziu um conjunto observado de radiancia é um caso de *Problema Inverso* e sua solução é difícil de ser encontrada porque não é única. Mesmo em situações idealizadas, a unicidade da solução do Problema Inverso não seria garantida. Quando um número finito de comprimentos de onda é observado e as medidas são contaminadas com ruídos, um infinito número de soluções é possível. O Problema Inverso se transforma na busca de perfis de temperatura que satisfaça a equação de transferência radiativa e se aproxime do perfil verdadeiro o tanto quanto possível. A solução do Problema Inverso pode ter as seguintes abordagens: esquemas de perfis físicos, esquema de perfis estatísticos e esquema híbrido de perfis (KIDDER e HAAR, 1995; LIOU, 2002).

Kidder e Haar (1995) fizeram algumas considerações na equação de Schwarzschild levando em conta a refletividade dos continentes e oceanos. Segundo os autores, radiação infravermelha e microondas sobre o continente é praticamente absorvida em sua totalidade (emissividade 1 e reflectância ~ 0). No entanto, os oceanos refletem mais de 60% da radiação na faixa de microondas que neles incide, fazendo com que a quantidade de radiancia emergente da superfície seja a soma da emitida com a refletida. Sendo assim, após essas considerações a equação de Schwarzschild será:

$$L_{\lambda} = \underbrace{\varepsilon_o}_{\text{I}} \underbrace{B_{\lambda}(T_o)}_{\text{II}} \underbrace{\tau_o^{1/\mu}}_{\text{III}} + (1 - \varepsilon_o) \underbrace{B_{\lambda}(T_{ATM})}_{\text{III}} \underbrace{\tau_o^{2/\mu}}_{\text{III}} + \int_{h_o}^{h_T} \underbrace{B_{\lambda}(T)}_{\text{IV}} W_{\lambda}(h, \mu) dh. \quad (\text{C.1})$$

Onde:

I - Radiância total medida pelo satélite;

II - Radiância medida pelo satélite proveniente da superfície;

III – Radiância emitida pela atmosfera e refletida pela superfície que emerge até ser medida pelo satélite. Válida apenas para radiômetros na faixa de microondas sobre o oceano;

IV – Representa a radiância emitida por uma camada atmosférica entre h_o e h_T ; e $W_{\lambda}(h, \mu)$ é a função peso geral.

Quando a transmitância atmosférica devido à radiância emitida pela superfície (τ_o) for zero o satélite medirá apenas a radiância proveniente da atmosfera. O nível no qual o radiômetro vai inferir as radiâncias depende da função peso $W_{\lambda}(h, \mu)$, que determina o nível de maior absorvância para um determinado comprimento de onda. Pela Lei de Kirchoff esse nível será o de maior emitância e será o medido pelo radiômetro. Ainda segundo Kidder et Haar (1995), a radiância emitida pela superfície e pela atmosfera é considerada ruído para medições da atmosfera e da superfície, respectivamente.

C.3 Recuperação dos perfis de geopotencial do AIRS.

O sistema AIRS utiliza um algoritmo baseado em conceitos físicos para recuperar os perfis atmosféricos. Esse algoritmo usa aproximadamente 300 canais para determinar os perfis de temperatura, água e ozônio. O modelo de transferência radiativa tem como moldura espacial um conjunto de 100 níveis verticais, que garantem a precisão de discretização abaixo do nível de ruído do AIRS. Para o caso dos cálculos de vapor d'água, a camada da atmosfera é discretizada em 600 camadas (STROW et al, 2003).

Tendo em vista que os dados AIRS obtidos sem o efeito “indesejado” das nuvens representam menos de 4% do total, é usado operacionalmente um procedimento para eliminar esse efeito com a combinação dos dados dos sensores AIRS e AMSU e alguns algoritmos de pós-processamento, para obtenção das “radiâncias de céu claro”. Chahine (2006) demonstrou um modelo conceitual de um desses algoritmos.

Após a obtenção dos dados de “radiância de céu claro”, para utilização em sistemas de AD que não assimilam diretamente os dados de radiância, são usados algoritmos de transferência radiativa para converter as radiâncias em perfis de variáveis geofísicas como a temperatura e umidade. Esses perfis de temperatura e umidade são transformados em perfis de geopotencial. Inicialmente, esses dados são convertidos para *Temperatura Virtual* (T_v) e, posteriormente, em espessura de camadas de por meio da equação hipsométrica (CINTRA et al, 2005).

O sistema RPSAS não assimila diretamente radiância, mas assimila perfis de geopotencial ou de umidade. Estudos realizados mostram que a assimilação de perfis de umidade gera resultados mais satisfatórios que a assimilação de perfis de geopotencial, para o campo de umidade (ESPINOZA, 2004). No CPTEC, a assimilação de perfis de umidade ainda não está operacional, entretanto.