

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO AMBIENTAL

TESE DE DOUTORADO

AVALIAÇÃO DA PREVISÃO HIDROCLIMÁTICA NO ALTO PARAGUAI

Daniel Gustavo Allasia Picilli

Tese de doutorado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Engenharia com ênfase em Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. Carlos Eduardo Morelli Tucci

Co-orientador: Prof. Pedro P. L. Dias

Banca Examinadora

Prof. Dr. Cíntia Bertacchi Uvo – LTH - Suécia

Prof. Dr. Osvaldo Luiz Leal de Moraes - USFM

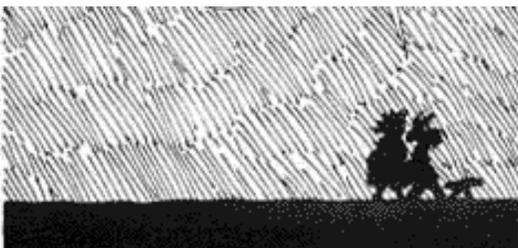
Prof. Dr. Robin Thomas Clarke IPH/UFRGS

Porto Alegre, 8 de outubro de 2007

Um dia me disseram
Que as nuvens não eram de algodão
Um dia me disseram
Que os ventos às vezes erram a direção

E tudo ficou tão claro...

Engenheiros Do Hawaii (Somos Quem Podemos Ser)



Soy crítico meteorológico, señor. La tormenta de anoche. "Floja iluminación de los relámpagos, yuvia repetida, escenografía pobre y pésimo sonido de los truenos en otro fiasco de esta puesta en escena de Tata Dios. Una típica propuesta de verano, liviana, pasatista, para un público poco exigente".

Inodoro Pereyra, personagem de Roberto Fontanarrosa

PARA O GABRIEL E A RUTH, MEUS FIOS TERRA.

Considero que a elaboração de uma tese de doutorado é um produto coletivo, embora sua redação, responsabilidade e stress seja predominantemente individual. Várias pessoas contribuíram para que este trabalho chegasse a bom termo. A todas elas registro minha gratidão e, em especial:

A Ruth e Gabriel que, com paciência, souberam entender tantas horas roubadas e me apoiaram nos momentos mais difíceis.

A meus pais, pela sólida formação dada até minha juventude, que me proporcionou a continuidade dos estudos, chegando a este doutorado. Aos meus pais brasileiros (Alei e Maria) que me acolheram e trataram como um de seus filhos

Aos meus irmãos Guillermo e Marcelo, que, na distância, sempre souberam estar perto. E a Juan Martín, que se tornou mais um irmão.

Aos meus orientadores Carlos Tucci que, mais que nortear a Tese, soube orientar na vida, tornando-se um grande amigo, a Pedro Dias, que soube ter a capacidade de tornar as mais complexas questões de meteorologia em simples questões física.

A Cintia Uvo que, embora não tenha sido oficializada como orientadora, auxílio-me no entendimento dos processos físicos com o uso de ferramentas estatísticas e, cujo apoio foi fundamental, pois sem ele, esta tese ainda estaria ainda no primeiro capítulo. A Walter pelas sugestões, dicas e orçadas juntos.

Aos amigos do IPH que sempre me apoiaram e souberam o momento certo da pausa para a cervejaa, em particular a Nicolas, Natália, Adalberto, Adriano, Benedito, Bruno, Lidi, Christopher, Dante, Laura, Juan Martin, Bike, Martin, Néia, Nando, Luis Carlos, Joel, Adolfo, David, Nadir, Márcia e Lygia.

Aos compadres Zé e Elis e a pequena Laura, que com vinhos e churrascos da fronteira sempre estiveram ao lado.

Aos colegas da Suécia, Mauricio, Sandra, Santi e Montse, assim como os Erik, Hans, Patrik, Jona, Pernilla, Ramiro.

Aos membros da banca, pelas acertadas sugestões.

Ao Instituto de Pesquisas Hidráulicas e ao Departamento de Hidráulica da UNNE pelo apoio incondicional.

A Capes - Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - que me concedeu uma bolsa durante a realização deste doutorado, fato este que muito contribuiu para viabilização desta tese e ao Swedish Institute, pela oportunidade de trabalhar neste país, viabilizando o fechamento da Tese.

E a todos aqueles que mesmo não sendo mencionados nunca foram esquecidos.

Muito Obrigado.

RESUMO

Neste estudo foi analisada a previsibilidade hidroclimática na bacia do Alto Paraguai no curto e longo prazo. Nestas últimas décadas, a região foi marcada por uma forte variabilidade climática, passando por um período extremamente seco durante a década de 1960 e por um período extremamente úmido a partir do início da década de 1970. Desta forma, avaliar a previsibilidade hidroclimática é muito importante para o gerenciamento dos recursos hídricos na bacia, e, conseqüentemente do ecossistema que depende deste recurso.

A previsibilidade de longo prazo da Bacia do Alto Paraguai foi analisada mediante técnicas estatísticas dado que a região do Brasil Central é considerada de baixa previsibilidade de longo prazo mediante modelos dinâmicos. O objetivo da análise foi o de explorar possíveis relações entre os fenômenos climáticos globais (representados pelos índices climáticos) sobre o clima da BAP com valor prognóstico.

Os resultados da análise mostraram que o fenômeno que tem a maior capacidade de modulação do clima na Bacia do Alto Paraguai é a Oscilação Decadal do Pacífico (PDO). A PDO se caracteriza por fases de aproximadamente 25 anos nas quais o índice que a representa se encontra acima ou abaixo do valor normal. A duração das fases do PDO é definida por alterações climáticas abruptas que se encontraram muito bem representadas no Pantanal, com mudanças bruscas nas vazões coincidentes com as mudanças de fase do PDO, e vazões significativamente acima ou abaixo da média durante a duração de cada fase do PDO. Outros fenômenos que foram relacionados ao clima da Bacia do Alto Paraguai foram “El Niño/ La Niña” e a Oscilação do Atlântico Norte (NAO). Ambos os fenômenos foram relacionados com as anomalias na temperatura no Atlântico Norte Tropical (NTA) que, por sua vez, foi relacionada com o clima da BAP. Os resultados mostraram que, quando existe o Fenómeno “El Niño” ou a NAO se encontra abaixo do Normal, acontecem anomalias positivas no NTA, e conseqüentemente secas na região da BAP e o efeito contrario nos índices opostos. Também foi encontrada uma correlação com o Modo Anular do Sul (SAM) que permitiu estabelecer um modelo de previsão simples para demonstrar os benefícios da incorporação da informação climática na previsão de longo prazo.

Para avaliar a previsibilidade hidroclimática de curto prazo na Bacia do Alto Paraguai foram avaliados diversos modelos alternativos: modelo de Regressão Linear, modelo de diferenças (variação do anterior), modelo ARMA, modelo empírico de propagação por ponderação da persistência e o modelo hidrológico distribuído para grandes bacias (MGB). O modelo conceitual MGB, citado no item anterior, foi utilizado de acordo com a disponibilidade de dados de chuva: previsão baseada em chuva nula, previsão baseada na chuva observada com dados pluviométricos

obtidos a partir dos pluviômetros da Agência Nacional de Águas e a partir de estimativas do satélite TRMM e previsão baseada na chuva prevista no modelo atmosférico BRAMS.

Previamente à análise da previsibilidade das vazões, foi analisada a previsibilidade atmosférica na região utilizando o modelo BRAMS com diferentes condições de contorno inferiores. Os resultados da previsão atmosférica com o modelo BRAMS mostraram que há um impacto significativo nas simulações ao introduzir características físicas mais realistas na superfície do modelo na região do Pantanal em todas as variáveis avaliadas (temperatura, umidade, vento e precipitação). O impacto positivo foi tanto maior quanto mais próximo estiver o ponto de observação do Pantanal e quanto mais ao Sul estiver localizado o posto (sendo esta a direção preferencial do vento na região). No entanto, dentro do próprio Pantanal, alguns problemas nas características da simulação (Ex, inexistência de dados para caracterizar corretamente a espessura da camada de água) ou na própria estrutura do modelo, geraram erros na simulação dos fluxos da radiação e temperatura.

Também foi verificado que os dados de chuva existentes na bacia são equivalentes a chuva estimada pelo satélite TRMM. Desta forma, é possível o estabelecimento de um sistema de previsão razoável baseado simplesmente em dados obtidos por sensoriamento remoto, previsões numéricas e alguns postos fluviométricos chave.

Os resultados da previsão hidroclimática mostraram que as metodologias estatísticas apresentaram os melhores resultados com antecedências menores ao tempo de traslado da onda nas bacias (geralmente 2-3 dias no Planalto e 1-2 meses no Pantanal). Estes resultados são semelhantes aos resultados de outros pesquisadores, já que os modelos estatísticos exploram melhor as relações entre séries. Para tempos maiores, o modelo conceitual utilizado (MGB) mostrou-se melhor, já que consegue extrair informação dos dados climáticos.

A inclusão da informação obtida pelo modelo meteorológico mostrou-se muito importante para a previsão no Pantanal, já que permitiu melhorar consideravelmente a antecedência da previsão. Em muitos casos a informação do modelo meteorológico mostrou-se melhor que os próprios dados medidos nos postos pluviométricos da bacia. Desta forma, além de ferramenta para realizar previsões o modelo meteorológico mostrou-se como um auxiliar muito eficiente para melhorar o entendimento da dinâmica do Pantanal.

ABSTRACT

This thesis presents the results of the research about the short and long term hydroclimatic forecast capability in the Upper Paraguay Basin (UPB). Over recent decades, climate has varied markedly over this region of South America, with an extremely dry period during the 1960s and a very wet period beginning in the 1970s. More recently, a period in which river flows have been very low has been observed since 1998. Due to this strong variability it is very important to evaluate the forecast capability for the management of Water Resources in the basin, and, consequently, of the rich ecosystem that depends on these resources.

The forecast capability in the long term in the UPB was analyzed using statistical techniques because the long term numerical climate models are considered to be of low forecastability in this region. The objective of the analysis was to explore possible relationships between global climate phenomena (represented by climate indices) on the climate of the UPB with a forecast view.

The results of the analysis showed that the index (between the ones analyzed) that has the largest capability to modulate the climate in the UPB is the Pacific Decadal Oscillation (PDO). The PDO is characterized by phases of approximately 25 years in which the index that represents the phenomena is found above or below the normal value. The duration of the phases of the PDO is defined by abrupt climatic shifts that had been well characterized in the Pantanal, with the abrupt changes in outflows coincident with the changes in the phase of the PDO, and outflows significantly above or below of the average value during the duration of each phase of the PDO. Other phenomena that had been related to the climate of the UPB was the ENSO or “El Niño/La Niña” phenomena and the North Atlantic Oscillation (NAO). Both phenomena are related to anomalies in the temperature in the Tropical North Atlantic (NTA) that, in turn, are related to the climate of the BAP. The results indicated that, when the “El Niño” or NAO are below the normal value, positive anomalies in the NTA are observed, and, consequently droughts in the region of the UPB are found and opposite effects when the phenomena is “La Niña” or the NAO above the normal value exists. The Southern Annular Mode (SAM) also helped to establish a simplified forecast model that showed the benefits of incorporating climate data in the analysis.

To evaluate the short term hydroclimatic forecastability in the UPB several alternative models had been evaluated: a linear regression model, difference’s model (similar to the previous one), ARMA model, empirical persistence model and the distributed hydrologic model for large basins (MGB-IPH). The MGB-IPH model was used in accordance with the availability of rain data: forecast based on no-rain, forecast based on the rain observed in rain gauges of the National Water Agency of Brazil (ANA) and from estimates of satellite TRMM and forecast based on the rain foreseen in the Brazilian Regional Atmospheric Model (BRAMS)

Prior to the flow forecast analysis it was analyzed the meteorological forecast capability with BRAMS. The results of the meteorological forecast with BRAMS indicated that introduced a large impact in the simulations when a more realistic description of physical characteristics in the surface of the model was incorporated in the region of the Pantanal, in all the evaluated variables (temperature, humidity, wind and precipitation). The improvement of the simulation was larger as closer to the Pantanal and to the South was the evaluated point (northerlies are the preferential winds in the region). However, inside of Pantanal wetland, some problems due to the characteristics of the simulation (For example, inexistence of data to correctly characterize the thickness of the water layer) or in the model own structure, generated errors in the simulation of the radiative fluxes and temperature.

It was also verified that the existing rain data in the basin was equivalent to the rain estimated from Tropical Rainfall Modeling Mission (TRMM) satellite, so, it was possible to conclude the possibility of establishment of a reasonable forecast system based in the data obtained from remote sensing, numerical forecasts and some key rain and flow gauges.

The results of the hydroclimatic forecast indicated that the statistical methodologies presented the best results with lead time shorter than the lag time of the basins (generally 2-3 days in the Planalto region and 1-2 months in the Pantanal). These results result are coincident with the results of other researchers, since the statistical models explore the relations between series better. For longer lead times, the used conceptual model (MGB-IPH) revealed to be better, since it can extract information from meteorological data.

The information obtained from the meteorological model allowed a better forecast in the Pantanal, since it improved the lead time of the forecast. In many cases the information of the meteorological model revealed to be better that the measured data in the rain and flow gauges of the basin in such a way, that beyond a tool to produce forecasts, the meteorological model showed that could be an excellent tool to understand the dynamics of the Pantanal.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 PREVISÃO DE VAZÕES.....	1
1.2 PREVISÃO NO ALTO PARAGUAI	2
1.3 JUSTIFICATIVA.....	4
1.4 OBJETIVOS.....	5
1.4.1 OBJETIVOS GERAIS	5
1.4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	5
1.5 ORGANIZAÇÃO DO ESTUDO.....	6
2. PREVISÃO HIDROCLIMÁTICA	7
2.1 PREVISÃO DE VAZÃO.....	7
2.1.1 MODELOS DE PREVISÃO DE VAZÃO.....	8
2.1.2 OPERAÇÃO DOS MODELOS DE PREVISÃO DE VAZÃO.....	10
2.2 PREVISÃO DE PRECIPITAÇÃO	11
2.2.1 PREVISIBILIDADE ATMOSFÉRICA	11
2.2.2 PREVISÃO DE TEMPO	12
2.2.3 PREVISÃO CLIMÁTICA.....	13
2.2.4 ÍNDICE “EL NIÑO OSCILAÇÃO SUL” (ENOS OU EM INGLÊS ENSO) OU FENÔMENO “EL NIÑO/LA NINA”.....	15
2.2.5 MODOS ANULARES OU OSCILAÇÕES POLARES (ÁRTICA E ANTÁRTICA).....	19
2.2.6 OSCILAÇÃO DO ATLÂNTICO NORTE (NAO)	21
2.2.7 OSCILAÇÃO DECADAL DO PACÍFICO (PDO)	23
2.2.8 PREVISÃO POR CONJUNTO (“ENSEMBLE FORECAST”)	24
2.2.9 MODELOS DE PREVISÃO METEOROLÓGICA.....	26
2.3 INTEGRAÇÃO DA PREVISÃO METEOROLÓGICA E HIDROLÓGICA: PREVISÃO HIDROCLIMÁTICA.....	29
2.3.1 ACOPLAMENTO UNIDIRECIONAL (OFF-LINE OU TIPO “ONE-WAY”).....	30
2.3.2 ACOPLAMENTO BIDIRECIONAL (ON-LINE OU “TWO-WAY”).....	32
2.4 REPRESENTAÇÃO DOS PROCESSOS NA INTERFACE BIOSFERA-ATMOSFERA	33
2.4.1 O BALANÇO DE ENERGIA	33
2.4.2 PRINCIPAIS INTERFERÊNCIAS NA INTERFACE SOLO-ATMOSFERA.....	34
2.4.3 PARAMETRIZAÇÃO E SIMULAÇÃO DA INTERFACE SOLO-ATMOSFERA.....	35
2.5 ANÁLISE CRÍTICA DOS MODELOS UTILIZADOS NO ESTUDO.....	38
2.5.1 MODELO BRAMS32 (MODULO LEAF3)	39
2.5.2 MODELO DE GRANDES BACIAS (MGB).....	40
3. CARACTERIZAÇÃO DA BACIA DO ALTO PARAGUAI.....	41
3.1 DESCRIÇÃO	41
3.2 CLIMA	43
3.2.1 O SISTEMA MONÇÔNICO DE AMÉRICA DO SUL.....	43
3.2.2 CLIMA REGIONAL DA BAP	47
3.3 SOLOS DO PANTANAL	49
3.4 USO DA TERRA NO PANTANAL	51
3.5 CONTROLES HIDRÁULICOS E ÁREAS DE ACUMULAÇÃO DE ÁGUA.....	51
3.6 VARIABILIDADE ESPACIAL E SAZONAL DAS VAZÕES.....	58
3.7 INUNDAÇÃO E DURAÇÃO.....	58
3.8 AVALIAÇÃO DA VARIABILIDADE CLIMÁTICA	58
3.9 ESTUDOS ANTERIORES NA BACIA	61
3.9.1 PREVISÃO DE VAZÕES.....	61
3.9.2 ANÁLISE ATMOSFÉRICA E CLIMÁTICA	67
4 AVALIAÇÃO DA PREVISIBILIDADE DE LONGO PRAZO	69
4.1 INTRODUÇÃO.....	69
4.2 INDICADORES CLIMÁTICOS	70
4.2.1 DADOS	70

4.3	ANÁLISE ESTATÍSTICA DAS SÉRIES HIDROCLIMÁTICAS.....	72
4.3.1	ANÁLISE ESTATÍSTICA DA SÉRIE DE LADÁRIO.....	72
4.3.2	ANÁLISE ESTATÍSTICA DA SÉRIE DO RIO TAQUARI EM COXIM.....	78
4.4	ANÁLISE DE POSSÍVEIS TELECONEXÕES.....	81
4.4.1	INTRODUÇÃO.....	81
4.4.2	METODOLOGIA.....	81
4.4.3	EL NINO (ENSO).....	82
4.4.4	OSCILAÇÃO DO ATLÂNTICO NORTE (NAO).....	90
4.4.5	OSCILAÇÃO DECADAL DO PACÍFICO (PDO).....	93
4.4.6	MODO ANULAR DO SUL (SAM).....	96
4.5	ANÁLISE CONJUNTA DAS POSSÍVEIS CONEXÕES.....	100
4.6	ESTIMATIVA DA PREVISIBILIDADE DE LONGO PRAZO NO ALTO PARAGUAI.....	104
5	PREVISIBILIDADE DE CURTO PRAZO.....	111
5.1	INTRODUÇÃO.....	111
5.1.1	MODELOS AVALIADOS SEGUNDO A METODOLOGIA UTILIZADA.....	111
5.2	AJUSTE E SIMULAÇÃO COM O MODELO BRAMS NA BACIA DO ALTO PARAGUAI.....	113
5.3	AJUSTES INICIAIS E TESTES DE SENSIBILIDADE.....	114
5.4	CENÁRIOS ANALISADOS.....	117
5.4.1	RESULTADOS DA ANÁLISE EM FAZENDA SÃO BENTO EM PASSO DO LONTRA.....	132
5.4.2	RESULTADOS DA ANÁLISE OUTROS LOCAIS.....	138
5.4.3	RESUMO DA PERFORMANCE OBTIDA.....	138
5.5	AJUSTE DO MODELO MGB NA BACIA DO ALTO PARAGUAI.....	139
5.5.1	DADOS DE ENTRADA.....	139
5.5.2	CALIBRAÇÃO DO MODELO NO PLANALTO.....	139
5.5.3	CALIBRAÇÃO DAS ÁREAS A SEREM SIMULADAS HIDROLOGICAMENTE DENTRO DO PANTANAL E DO PRÓPRIO PANTANAL.....	144
5.5.4	AVALIAÇÃO DA PERDA OU GANHO DE ÁGUA LATERAL NOS RIOS DO PANTANAL.....	145
5.5.5	DADOS DISPONÍVEIS PARA SIMULAÇÃO DO PANTANAL.....	146
5.5.6	REPRESENTAÇÃO DOS RIOS DENTRO DO PANTANAL.....	147
5.5.7	DISCRETIZAÇÃO DO SISTEMA DE CORIXOS, LAGOAS E BAIAS.....	148
5.5.8	DEFINIÇÃO DE PERÍODOS DE CALIBRAÇÃO E VERIFICAÇÃO.....	148
5.5.9	RESULTADOS DA CALIBRAÇÃO NO PANTANAL.....	148
5.5.10	RESUMO DA PERFORMANCE OBTIDA NA CALIBRAÇÃO DA MODELAGEM HIDROLÓGICA E HIDRODINÂMICA.....	151
5.6	ACOPLAMENTO DOS MODELOS MGB E BRAMS.....	153
5.7	AVALIAÇÃO DA PREVISIBILIDADE HIDROCLIMÁTICA DE CURTO PRAZO NO PLANALTO.....	153
5.7.1	ESTATÍSTICAS DE AVALIAÇÃO.....	154
5.7.2	RESULTADOS DA SIMULAÇÃO NO RIO PARAGUAI EM CÁCERES.....	156
5.7.3	PREVISÕES DE CHEIA NA BACIA DO ALTO CUIABÁ ATÉ CUIABÁ.....	162
5.7.4	PREVISÕES DE CHEIA NA BACIA DO RIO AQUIDAUANA ATÉ AQUIDAUANA.....	166
5.8	AVALIAÇÃO DA PREVISIBILIDADE HIDROCLIMÁTICA DE CURTO PRAZO NO PANTANAL.....	171
5.8.1	PREVISÃO DE CHEIA EM LADÁRIO/CORUMBÁ.....	172
5.8.2	PREVISÃO DE CHEIA EM PORTO MURTINHO.....	177
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	183
6.1	ANÁLISE DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES.....	183
6.1.1	PREVISIBILIDADE DE LONGO PRAZO.....	183
6.1.2	PREVISIBILIDADE DE CURTO PRAZO.....	186
6.1.3	PRAZOS DE PREVISÃO.....	190
6.2	RECOMENDAÇÕES.....	192
6.2.1	CARÁTER GERAL.....	192
6.2.2	SOBRE MODELAGEM HIDROLÓGICA NA BAP.....	192
6.2.3	SOBRE MODELAGEM DE LONGO PRAZO.....	192

6.2.4	SOBRE MODELAGEM DE CURTO PRAZO	192
7.	BIBLIOGRAFIA.....	195

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1	COTAS MÉDIAS ANUAIS NO RIO PARAGUAI EM LADÁRIO (MS).....	4
FIGURA 2.1.	FASES DE UTILIZAÇÃO DE MODELOS DE PREVISÃO EM TEMPO REAL (TUCCI, 1998)	11
FIGURA 2.2.	EFEITOS DE “EL NIÑO” DURANTE (A) VERÃO (B) INVERNO AUSTRAL (FONTE: SITE DO CPTEC, WWW.CPTEC.INPE.BR)	16
FIGURA 2.3.	CIRCULAÇÃO OBSERVADA NO OCEANO PACÍFICO EQUATORIAL EM ANOS SEM A PRESENÇA DO EL NIÑO OU LA NINA (MCPHADEN APUD SAMPAIO, 2001).	17
FIGURA 2.4.	PADRÃO DE CIRCULAÇÃO OBSERVADA EM ANOS DE EL NIÑO NA REGIÃO EQUATORIAL DO OCEANO PACÍFICO (MCPHADEN IN SAMPAIO, 2001).....	18
FIGURA 2.5.	PADRÃO DE CIRCULAÇÃO OBSERVADA EM ANOS DE LA NIÑA NA REGIÃO EQUATORIAL DO OCEANO PACÍFICO (MCPHADEN APUD SAMPAIO, 2001).	19
FIGURA 2.6.	A) CORRRELAÇÃO ENTRE A SÉRIE DE ALTURA EQUIPONTENCIAL DE 850HPA OBTIDA DOS DADOS DE REANÁLISE DO NCEP-NCAR E O ÍNDICE DO SAM (CODRON, 2005) PARA DECEMBRO E JANEIRO; B) IDEM PARA MARÇO E ABRIL; C) VALOR MÉDIO ANUAL DA PRESSÃO NO NÍVEL DO MAR (HPA) NO HEMISFÉRIO SUL (CCR/CGD/NCEP 2006)	20
FIGURA 2.7.	CORRELAÇÃO DA TSM ESTIMADA A PARTIR DO REANÁLISE DO NCEP COM ÍNDICE NAO DE JAN/DEZ NO PERÍODO 1958 A 2000 (NCEP, 2006)	22
FIGURA 2.8.	CORRELAÇÃO DA TSM ESTIMADA A PARTIR DO REANÁLISE DO NCEP COM ÍNDICE PDO DE JAN/DEZ NO PERÍODO 1958 A 2000 (NCEP, 2006)	23
FIGURA 2.9	REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO SISTEMA DE PREVISÃO POR CONJUNTO (“ENSEMBLE”) (SILVA, 2005).....	26
FIGURA 2.10.	INTERAÇÕES ENTRE ATMOSFERA, OCEANOS E CONTINENTES, REPRESENTADAS PELOS MODELOS GLOBAIS (ADAPTADO DE KIMURA, 2002)	27
FIGURA 2.11.	DETALHAMENTO DA RESOLUÇÃO DOS MODELOS CLIMÁTICOS ATRAVÉS DA TÉCNICA DE “DOWNSCALING” DA SIMULAÇÃO DE UM MODELO GLOBAL.....	28
FIGURA 2.12.	ESQUEMA DA PREVISÃO HIDROCLIMÁTICA.	30
FIGURA 2.13.	PRINCIPAIS COMPONENTES DO BALANÇO DE ÁGUA E ENERGIA NUMA BACIA HIDROGRÁFICA (GEWEX, 1998).	34
FIGURA 3.1.	BACIA DO ALTO PARAGUAI (BAP) DIVIDIDA EM TRÊS REGIÕES: PLANALTO, PANTANAL E CHACO.....	42
FIGURA 3.2.	VENTOS MÉDIOS EM 850 HPA EM JANEIRO.	44
FIGURA 3.3.	VENTOS EM 200HPA EM JANEIRO. SE VISUALIZA CLARAMENTE A ALTA DA BOLÍVIA (A) E O CAVADO DO NORDESTE (C).....	45
FIGURA 3.4	ANOMALIAS MENS AIS DA ÁGUA PRECIPITÁVEL A RESPEITO DA MÉDIA ANUAL DURANTE A FASE MAIS ATIVA DA MONÇÃO (OUTUBRO-MARÇO).	46
FIGURA 3.5.	ISOIETAS DE PRECIPITAÇÃO MÉDIA ANUAL NA PARTE BRASILEIRA DA BAP, COM A IDENTIFICAÇÃO DOS POSTOS PLUVIOMÉTRICOS CONSIDERADOS (TUCCI ET AL 2005).	49
FIGURA 3.6.	TIPOS DE SOLO NA BACIA DO PARAGUAI	50
FIGURA 3.7.	MOSAICO COM AS IMAGENS COBRINDO TODA A BACIA DO PARAGUAI E LIMITES TOPOGRÁFICOS DA BACIA DO PARAGUAI	51
FIGURA 3.8.	ESQUEMA DO PROCESSO DE INUNDAÇÃO E PERDA DE ÁGUA PARA A PLANÍCIE EM CORTE.	52
FIGURA 3.9	ESQUEMA DO PROCESSO DE INUNDAÇÃO E PERDA DE ÁGUA PARA A PLANÍCIE EM PLANTA (VEJA, 1999).	53
FIGURA 3.10.	HIDROGRAMAS DO PERÍODO DE CHEIA DE 1978/1979 NO RIO CUIABÁ, DE MONTANTE PARA JUSANTE: CUIABÁ PARA O NORTE	54
FIGURA 3.11.	DETALHE DE UMA IMAGEM DE SATÉLITE LANDSAT INDICANDO A LOCALIZAÇÃO DA “BOCA DO FADII NORTE.	55
FIGURA 3.12.	VISTA DA SERRA DO AMOLAR, LOCALIZADA JUNTO À CONFLUÊNCIA DOS RIOS CUIABÁ E PARAGUAI.	56

FIGURA 3.13. FECHO DOS MORROS, NO RIO PARAGUAI, VISTO DE JUSANTE PARA MONTANTE COM O MORRO PÃO I	
FIGURA 3.14. ZONAS DE ACUMULAÇÃO DE ÁGUA SEGUNDO O PCBAP (BRASIL, 1997)	57
FIGURA 3.15. HIDROGRAMAS E PLUVIOGRAMAS AO LONGO DO RIO PARAGUAI	59
FIGURA 3.16. MÉDIA MÓVEL DE DEZ ANOS DAS VAZÕES NO RIO PARAGUAI EM PILCOMAYO, URUGUAI EM PASO DE LOS LIBRES E PARANÁ EM POSADAS (FONTE: TUCCI, 2002)	60
FIGURA 3.17. COMPARAÇÃO DAS ANOMALIAS DE VAZÃO COM DIFERENÇA DE PRESSÃO ENTRE TAHITI E AUSTRÁLIA NO OCEANO PACÍFICO (TUCCI, 2002).	61
FIGURA 3.18. ESTRUTURA DO MODELO HIDRODINÂMICO DE CÉLULAS PARA PREVISÃO DE ENCHENTES, USADO NA BACIA DO ALTO PARAGUAI (ADAPTADO DE MASCARENHAS E MIGUEZ, 1994)	64
FIGURA 4.1 COMPARAÇÃO ENTRE AS SÉRIES ADIMENSIONALIZADAS DE VAZÃO MÉDIA ANUAL DE CUIABÁ E PORTO MURTINHO E DE NÍVEIS MÉDIOS ANUAIS DE LADÁRIO.....	73
FIGURA 4.2 SÉRIE DE LADÁRIO ONDE FORAM INDICADAS AS TENDÊNCIAS DA SÉRIE PARA O PERÍODO TOTAL COM REGISTRO (LINHA ROXA) E PERÍODOS COINCIDENTES COM AS INFORMAÇÕES OBTIDAS DO NCEP (LINHA VERMELHA), CMAP (LINHA VERDE) E CRU (LINHA AZUL).....	75
FIGURA 4.3. RESULTADO SIGNIFICATIVOS DA ANÁLISE ESPECTRAL SOBRE A SÉRIE DE COTAS DE LADÁRIO	76
FIGURA 4.4. ANÁLISE ESPECTRAL COM ONDELETAS (WAVELETS) PARA 5% DE NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA	77
FIGURA 4.5. VAZÕES MÉDIAS ANUAIS NO RIO CUIABÁ, EM CUIABÁ (66260001) E RIO TAQUARI, EM COXIM (66870000).	78
FIGURA 4.6. VAZÕES DIÁRIAS DO RIO TAQUARI MS, EM COXIM, ENTRE 1969 E 1984.	80
FIGURA 4.7. ANOMALIAS DA ÁGUA PRECIPITÁVEL PARA EVENTOS DE ENSO ALTO (EL NIÑO) NOS MESES DE (A) FEVEREIRO E (B) AGOSTO.....	84
FIGURA 4.8. ANOMALIAS DA ÁGUA PRECIPITÁVEL PARA EVENTOS DE ENSO BAIXO (LA NIÑA) NO MÊS FEVEREIRO.	84
FIGURA 4.9. ÍNDICE NORMALIZADO NTA DO NCEP-NCAR (LINHA CONTÍNUA) COM ANOS DE ALTO (>0.5 DESVIO PADRÕES) E BAIXOS ÍNDICES (MENOR A 0.5 DESVIOS PADRÃO) NAS FASES DO (A) ENSO (B) NAO INDICADOS COMO CÍRCULOS VAZIOS E CHEIOS RESPECTIVAMENTE (FONTE: CZAJA ET. AL. 2002).....	85
FIGURA 4.10. SÉRIES DOS ÍNDICES NIÑO 3.4 E NAO.	86
FIGURA 4.11. LINHAS DE CORRENTE DO VENTO EM SUPERFÍCIE 850 QUANDO O NÃO SE ENCONTRA A) POSITIVO B) NEGATIVO.....	87
FIGURA 4.12. COMPORTAMENTO NA SITUAÇÃO NORMAL, COM NIÑO E COM NIÑA DOS VENTOS EM 850 HPA PARA O MÊS DE FEVEREIRO.	89
FIGURA 4.13. COMPARAÇÃO ENTRE SÉRIE DE NÍVEIS MÉDIO ANUAIS EM LADÁRIO E SÉRIE DE VALORES MÉDIOS ANUAIS DO NAO. A ÁREA INDICADA EM VERDE MOSTRA UM PERÍODO COM COMPORTAMENTO QUASE IDÊNTICO ENTRE AS SÉRIES, MAS, COM UMA DEFASAGEM DE 3 ANOS	90
FIGURA 4.14 A) ESTADO DA TSM E PRESSÃO NO DURANTE UM EVENTO NAO NEGATIVO (FONTE: KLIMET, 2007); B) A DIFERENÇA NOS VALORES DE TSM ENTRE O PERÍODO COM CHUVAS ABAIXO DO NORMAL NA BAP (1964-1973) E O PERÍODO COM CHUVAS SIGNIFICATIVAMENTE ACIMA DO NORMAL (1976-1983). AS CORES AZUIS INDICAM TEMPERATURAS ABAIXO DA MÉDIA AS CORES VERMELHAS TEMPERATURAS ACIMA DA MÉDIA.	92
FIGURA 4.15. CAMPO COMPOSTO (MÉDIA DOS VALORES DE FEVEREIRO) DE ÁGUA PRECIPITÁVEL CONSIDERANDO (NÃO BAIXO – NAO NORMAL) . A ÁREA SOMBREADA INDICA INTERVALOS DE CONFIANÇA DE 85, 90 E 95%.....	93
FIGURA 4.16. CAMPO DE ÁGUA PRECIPITÁVEL CONSIDERANDO (NAO ALTO – NAO NORMAL) PARA (A) DEZEMBRO (B) JANEIRO. ÁREA SOMBREADA INDICA INTERVALOS DE CONFIANÇA DE 90 E 95%.	94
FIGURA 4.17. VALORES DO ÍNDICE PDO, ONDE FORAM INDICADAS COM LINHAS VERMELHAS OS MOMENTOS EM QUE ACONTECERAM MUDANÇAS DE FASE DO PDO.	95

FIGURA 4.18. COTAS MÉDIAS ANUAIS ADIMENSIONALIZADAS DO RIO PARAGUAI EM LADÁRIO. LINHAS VERMELHAS INDICAM OS MOMENTOS EM QUE ACONTECERAM MUDANÇAS DE FASE DO PDO.	95
FIGURA 4.19. CAMPOS DE (A) SLP E (B) VENTO ZONAL EM 200 HPA CONSIDERANDO A SITUAÇÃO EM EVENTOS NTA FRIO – NTA QUENTE. FONTE: NOBRE E SHUKLA (1996)	96
FIGURA 4.20. ANOMALIAS DE ÁGUA PRECIPITÁVEL QUANDO O ÍNDICE DO SAM SE ENCONTRA (A) ACIMA DO NORMAL OU ÍNDICE DO SAM ALTO PARA O MÊS DE JANEIRO (B) ABAIXO DO NORMAL OU ÍNDICE DO SAM BAIXO PARA O MÊS DE FEVEREIRO.....	97
FIGURA 4.21. COMPORTAMENTO MÉDIO MENSAL DA DO VENTO DE ALTOS NÍVEIS (200HPA) NO MÊS DE DEZEMBRO PARA A)SAM ALTO B) SAM NORMAL C) SAM BAIXO.....	98
FIGURA 4.22. ANOMALIAS (SAMI ALTO – SAMI NORMAL) DO VENTO EM (A) 200 E (B) 850HPA DURANTE O MÊS DE JANEIRO.....	99
FIGURA 4.23. SÉRIES DE SAMI (LINHA TRACEJADA) E DE VAZÕES NO RIO TAQUARI EM COXIM (LINHA CONTÍNUA).	101
FIGURA 4.24. SÉRIES TEMPORAIS DOS ÍNDICES ANALISADOS E DE NÍVEIS DE LADÁRIO.	102
FIGURA 4.25. COMPONENTES PRINCIPAIS DOS ÍNDICES ANALISADOS E DA SÉRIE DE LADÁRIO.	104
FIGURA 4.26. VALOR PREVISTO NO RIO PARAGUAI EM LADÁRIO (66825000) NO MÊS DE JANEIRO BASEADO NOS DADOS DISPONÍVEIS NO MÊS DE SETEMBRO, CONSIDERANDO PREVISÃO COM E SEM ÍNDICES CLIMÁTICOS. A ÁREA CINZA INDICA A ENVOLTÓRIA DE TODOS OS MODELOS DE REGRESSÃO AJUSTADOS NA TÉCNICA DE VALIDAÇÃO CRUZADA.	107
FIGURA 4.27. VALOR PREVISTO NO RIO PARAGUAI EM LADÁRIO (66825000) NO MÊS DE JUNHO BASEADO NOS DADOS DISPONÍVEIS NO MÊS DE AGOSTO, CONSIDERANDO PREVISÃO COM E SEM ÍNDICES CLIMÁTICOS. A ÁREA CINZA INDICA A ENVOLTÓRIA DE TODOS OS MODELOS DE REGRESSÃO AJUSTADOS NA TÉCNICA DE VALIDAÇÃO CRUZADA.	109
FIGURA 5.1. DETALHES DAS GRADES UTILIZADAS NA SIMULAÇÃO.....	113
FIGURA 5.2. TEMPERATURA OBSERVADA, CALCULADA UTILIZANDO ESQUEMA DE RADIAÇÃO DE CHEN, ESQUEMA DE RADIAÇÃO DE HARRINGTON EM UMA SIMULAÇÃO DE TESTE PARA CORUMBÁ.	116
FIGURA 5.3. PERFIS DE UMIDADE INICIAL PARA AS SIMULAÇÕES (UMIDADE EM M3ÁGUA/M3SOLO). VALORES PRÓXIMOS A 0.45 M3ÁGUA/M3SOLO INDICAM SOLO SATURADO, JÁ VALORES PRÓXIMOS DE 0.15 M3ÁGUA/M3SOLO INDICAM SOLO NA PROXIMIDADE DO PONTO DE MURCHA.....	119
FIGURA 5.4. COMPARAÇÃO ENTRE TEMPERATURA MEDIDA E A ESTIMADA PELO MODELO BRAMS PARA OS DIFERENTES CENÁRIOS ANALISADOS EM CUIABÁ (SBCY).	120
FIGURA 5.5. VIÉS DA TEMPERATURA DE DIFERENTES MODELOS OPERACIONAIS EM CUIABÁ (SBCY) PARA OS PERÍODOS A) 01/03/2005 A 31/03/2005 E B) 01/03/2006 A 31/03/2006.	121
FIGURA 5.6. COMPARAÇÃO ENTRE A TEMPERATURA DO PONTO DE ORVALHO OBSERVADA E A ESTIMADA PELO MODELO BRAMS PARA OS DIFERENTES CENÁRIOS ANALISADOS EM CUIABÁ (SBCY).....	123
FIGURA 5.7. VIÉS NA ESTIMATIVA DO PONTO DE ORVALHO DE DIFERENTES MODELOS OPERACIONAIS EM CUIABÁ (SBCY) PARA O PERÍODOS DE 01/03/2005 A 31/03/2005.	124
FIGURA 5.8. COMPARAÇÃO ENTRE A PRESSÃO NO NÍVEL DO MAR MEDIDA E ESTIMADA PELO MODELO BRAMS PARA OS DIFERENTES CENÁRIOS ANALISADOS EM CUIABÁ (SBCY).....	124
FIGURA 5.9. VIÉS DA PRESSÃO NO NÍVEL DO MAR DE DIFERENTES MODELOS OPERACIONAIS EM CUIABÁ (SBCY) PARA OS PERÍODOS A) 01/03/2005 A 31/03/2005 E B) 01/03/2006 A 31/03/2006.....	125
FIGURA 5.10. COMPARAÇÃO ENTRE O VENTO DE SUPERFÍCIE OBSERVADO E A ESTIMADO PELO MODELO BRAMS PARA OS DIFERENTES CENÁRIOS ANALISADOS EM CUIABÁ (SBCY).....	126
FIGURA 5.11. PRECIPITAÇÃO MÉDIA DIÁRIA OBSERVADA (EM ESTAÇÃO CONVENCIONAL DA ANA E SATÉLITE TRMM) E SIMULADA EM CUIABÁ (SBCY) PARA OS DIFERENTES CENÁRIOS PARA O PERÍODO 01/01/2003 A 31/03/2003.	127
FIGURA 5.12. VIÉS DE 24 HR DE INTEGRAÇÃO NA ESTAÇÃO SBCY COMPARADA COM OS RESULTADOS DO SATÉLITE TRMM. RESULTADOS DAS PREVISÕES PARA PERÍODOS DE 15 DIAS.....	127

FIGURA 5.13. COMPARAÇÃO ENTRE TEMPERATURA OBSERVADA E A ESTIMADA PELO MODELO BRAMS (VARIÁVEL TEMPC2M) PARA OS DIFERENTES CENÁRIOS ANALISADOS EM CORUMBÁ (SBCR).....	128
FIGURA 5.14. VIÉS NA ESTIMATIVA DA TEMPERATURA EM DIFERENTES MODELOS OPERACIONAIS EM PUERTO SUÁREZ (SLPS) PARA OS PERÍODOS A) 01/03/2005 A 31/03/2005 FONTE: LABORATÓRIO MASTER.....	129
FIGURA 5.15. COMPARAÇÃO ENTRE A TEMPERATURA DO PONTO DE ORVALHO MEDIDA E A ESTIMADA PELO MODELO BRAMS (VARIÁVEL DEWPTC) PARA OS DIFERENTES CENÁRIOS ANALISADOS EM CORUMBÁ (SBCR).....	129
FIGURA 5.16. VIÉS NA ESTIMATIVA DA TEMPERATURA DO PONTO DE ORVALHO EM DIFERENTES MODELOS OPERACIONAIS EM PUERTO SUÁREZ (SLPS) PARA OS PERÍODOS A) 01/03/2005 A 31/03/2005 B) 01/03/2006 A 31/03/2006. FONTE: LABORATÓRIO MASTER.....	130
FIGURA 5.17. COMPARAÇÃO ENTRE A PRESSÃO MEDIDA E A ESTIMADA PELO MODELO BRAMS (VARIÁVEL SLP) PARA OS DIFERENTES CENÁRIOS ANALISADOS EM CORUMBÁ (SBCR).....	130
FIGURA 5.18. COMPARAÇÃO ENTRE O VENTO DE SUPERFÍCIE OBSERVADO E A ESTIMADO PELO MODELO BRAMS (VARIÁVEL SPEED10M) PARA OS DIFERENTES CENÁRIOS ANALISADOS EM CORUMBÁ (SBCR).....	131
FIGURA 5.19. PRECIPITAÇÃO MÉDIA DIÁRIA OBSERVADA (EM ESTAÇÃO CONVENCIONAL DA ANA E SATÉLITE TRMM) E SIMULADA EM CORUMBÁ (SBCR) PARA OS DIFERENTES CENÁRIOS PARA O PERÍODO 01/01/2003 A 31/03/2003.....	131
FIGURA 5.20. VIÉS DE 24 HR DE INTEGRAÇÃO NA ESTAÇÃO PUERTO SUÁREZ - SLPS (VIZINHA DE CORUMBÁ) COMPARADA COM OS RESULTADOS DO SATÉLITE TRMM. RESULTADOS DAS PREVISÕES PARA PERÍODOS DE 15 DIAS.....	132
FIGURA 5.21. VARIAÇÃO PENTADAL DO (A) SALDO DE RADIAÇÃO, EM WM-2; (B) FLUXO DE CALOR LATENTE, EM WM-2 (LINHA AZUL); (C) FLUXO DO CALOR SENSÍVEL, EM WM-2 (LINHA VERMELHA); (D) RAZÃO DE BOWEN (B); E (E) PRECIPITAÇÃO ACUMULADA (MM). (FONTE: OLIVEIRA, 2006).....	133
FIGURA 5.22. VARIAÇÃO SAZONAL DO SALDO DE RADIAÇÃO (RN), FLUXO DE CALOR SENSÍVEL (H), FLUXO DE CALOR LATENTE (LE), DA RAZÃO ENTRE A SOMA DOS FLUXOS E O SALDO DE RADIAÇÃO ((H+LE+G)/RN), RAZÃO DE BOWEN (H/LE) E DA PRECIPITAÇÃO PARA O PERÍODO DE DADOS DE SETEMBRO DE 2000 A DEZEMBRO DE 2001. ESSES VALORES CORRESPONDEM A MÉDIAS DIÁRIAS.....	134
FIGURA 5.23. VALORES MÉDIOS HORÁRIOS DO SALDO DE RADIAÇÃO (RN) E FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL (H) E CALOR LATENTE (LE) PARA OS PERÍODOS: A) CHUVOSO (29/11 A 17/12); E B) SECO (24/08 A 12/09). OS FLUXOS FORAM CALCULADOS USANDO UMA ESCALA DE 60 MINUTOS. FONTE: OLIVEIRA ET. AL. (2006).....	135
FIGURA 5.24. VALORES MÉDIOS HORÁRIOS DO FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL (H) PARA OS PERÍODOS: A) ÚMIDO (CAPANHA IPE1 -MAIO DE 1998); E B) SECO (CAMPANHA IPÊ2 - SETEMBRO DE 1999). FONTE: ZERI, 2002).....	136
FIGURA 5.25. VALORES MÉDIOS HORÁRIOS DO SALDO DE RADIAÇÃO (RN) E FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL (H) E CALOR LATENTE (LE) NA FAZENDA SÃO BENTONÓ MÊS DE JANEIRO DE 2003 PARA OS CENÁRIOS (A) INICIALIZAÇÃO COM UMIDADE BASEADA EM CHUVA OBSERVADA(BASE_HUM) E (B) PANTANAL REPRESENTADO EXPLICITAMENTE (PANT).....	137
FIGURA 5.26. RELEVO DA BACIA DO ALTO PARAGUAI.....	140
FIGURA 5.27. MACROBACIAS DO PLANALTO DA BAP E DISCRETIZAÇÃO ADOTADA.....	140
FIGURA 5.28. LOCALIZAÇÃO DOS POSTOS PLUVIOMÉTRICOS COM DADOS DISPONÍVEIS NA BACIA DO ALTO PARAGUAI.....	141
FIGURA 5.29. REDE DE MONITORAMENTO HIDROMÉTRICO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO ALTO PARAGUAI. (ESTAÇÕES COM DADOS NA HIDROWEB).....	141
FIGURA 5.30. HIDROGRAMAS DE VAZÃO DIÁRIA CALCULADA E OBSERVADA DO RIO CUIABÁ EM CUIABÁ, DE ABRIL DE 1981 A DEZEMBRO DE 1990.....	142
FIGURA 5.31. HIDROGRAMAS DE VAZÃO DIÁRIA CALCULADA E OBSERVADA DO RIO PARAGUAI NO POSTO CÁCERES, DE MAIO DE 1993 A DEZEMBRO DE 1999.....	142
FIGURA 5.32. HIDROGRAMAS DE VAZÃO DIÁRIA CALCULADA E OBSERVADA DO RIO SEPOTUBA NO POSTO SÃO JOSÉ DO SEPOTUBA, DE JUNHO DE 1993 A DEZEMBRO DE 1999.....	143

FIGURA 5.33. HIDROGRAMAS DE VAZÃO DIÁRIA CALCULADA E OBSERVADA DO RIO SÃO LOURENÇO NO POSTO ACIMA DO CÓRREGO GRANDE, DE MAIO DE 1992 A DEZEMBRO DE 1999.	143
FIGURA 5.34. HIDROGRAMAS DE VAZÃO DIÁRIA CALCULADA E OBSERVADA DO RIO AQUIDAUANA EM AQUIDAUANA, DE JANEIRO DE 1993 A DEZEMBRO DE 1997.	144
FIGURA 5.35. HIDROGRAMAS DE VAZÃO DIÁRIA CALCULADA E OBSERVADA DO RIO MIRANDA EM MIRANDA, DE DEZEMBRO DE 1995 A AGOSTO DE 1998.	144
FIGURA 5.36. TRECHOS COM GANHOS (COR VERDE) E PERDAS (COR VERMELHA) DE ÁGUA NO PANTANAL.	146
FIGURA 5.37. ESQUEMA DE SIMULAÇÃO DO SISTEMA DE CORIXOS, LAGOAS E BAIAS NA BACIA DO ALTO PARAGUAI.	149
FIGURA 5.38. CALIBRAÇÃO (31/03/1978 A 30/05/1979) E VERIFICAÇÃO (31/05/1979 A 29/04/1980) DA COMPONENTE HIDRODINÂMICA DO MODELO EM SÃO JOSÉ DO PIQUIRI (66650000), USANDO OS HIDROGRAMAS OBSERVADOS COMO CONDIÇÃO DE CONTORNO.	150
FIGURA 5.39. CALIBRAÇÃO (31/03/1978 A 30/05/1979) E VERIFICAÇÃO (31/05/1979 A 29/04/1980) DA COMPONENTE HIDRODINÂMICA DO MODELO NO PARAGUAI EM LADÁRIO (66825000), USANDO OS HIDROGRAMAS CALCULADOS PELA COMPONENTE HIDROLÓGICA DO MODELO COMO CONDIÇÃO DE CONTORNO.	150
FIGURA 5.40. CALIBRAÇÃO (31/03/1978 A 30/05/1979) E VERIFICAÇÃO (31/05/1979 A 29/04/1980) DA COMPONENTE HIDRODINÂMICA DO MODELO NO RIO PARAGUAI EM PORTO MURTINHO (67100000), USANDO OS HIDROGRAMAS CALCULADOS PELA COMPONENTE HIDROLÓGICA DO MODELO COMO CONDIÇÃO DE CONTORNO.	151
FIGURA 5.41: EXEMPLO DE PREVISÃO DE VAZÃO (LINHA VERMELHA) INICIADA NO DIA 20 DE DEZEMBRO, COM ANTECEDÊNCIA DE 1 A 7 DIAS (HORIZONTE DE 7 DIAS).	156
FIGURA 5.42. EXEMPLO DE AVALIAÇÃO GRÁFICA DAS PREVISÕES REALIZADAS COM 1 DIA (LINHA VERMELHA) E COM 7 DIAS (LINHA AZUL) DE ANTECEDÊNCIA, COM RELAÇÃO À VAZÃO OBSERVADA (LINHA PRETA) PARA A VAZÃO EM CÁCERES, NO PERÍODO DE DEZEMBRO DE 1996 A MARÇO DE 1997.	156
FIGURA 5.43. RESULTADOS DA SIMULAÇÃO DO RIO PARAGUAI EM CÁCERES (6607004) UTILIZANDO CHUVA OBSERVADA EM PLUVIÔMETROS E ESTIMADA PELO SATÉLITE TRMM.	157
FIGURA 5.44. MÉDIAS DOS ERROS ABSOLUTOS DE PREVISÃO UTILIZANDO DIFERENTES MODELOS COM ANTECEDÊNCIA DE 1 A 7 DIAS NO RIO PARAGUAI EM CÁCERES.	159
FIGURA 5.45: COEFICIENTE RD DAS PREVISÕES COM ANTECEDÊNCIA DE 1 A 7 DIAS NO RIO PARAGUAI EM CÁCERES (LINHA VERDE: MODELO HIDROLÓGICO COM CHUVA OBSERVADA E COM CORREÇÃO ESTOCÁSTICA DOS ERROS; LINHA AZUL: MODELO HIDROLÓGICO COM CHUVA ZERO E COM CORREÇÃO ESTOCÁSTICA DOS ERROS; LINHA LARANJA: MODELO EMPÍRICO DE DIFERENÇAS DE VAZÃO ENTRE BARRA DO BUGRES E CÁCERES).	160
FIGURA 5.46. PREVISÃO NO RIO PARAGUAI EM CÁCERES, UTILIZANDO MODELO MGB E CHUVA PREVISTA NO BRAMS PARA O CENÁRIO PANT_HUM.	161
FIGURA 5.47: COEFICIENTE R2 DAS PREVISÕES COM ANTECEDÊNCIA DE 1 A 7 DIAS NO RIO PARAGUAI EM CÁCERES, UTILIZANDO MODELO MGB E CHUVA PREVISTA NO BRAMS PARA DIFERENTES CENÁRIOS.	162
FIGURA 5.48. RESULTADOS DA SIMULAÇÃO DO RIO CUIABÁ EM CUIABÁ (66260001) UTILIZANDO CHUVA OBSERVADA EM PLUVIÔMETROS E ESTIMADA PELO SATÉLITE TRMM.	164
FIGURA 5.49: VAZÕES PREVISTAS COM 1 DIA DE ANTECEDÊNCIA NO RIO CUIABÁ, EM CUIABÁ, UTILIZANDO O MODELO HIDROLÓGICO COM CHUVA NULA A PARTIR DO INÍCIO DA PREVISÃO E UTILIZANDO O MODELO LINEAR DE DIFERENÇAS.	165
FIGURA 5.50: MÉDIA DOS ERROS ABSOLUTOS DAS PREVISÕES DE VAZÃO DO RIO CUIABÁ EM CUIABÁ (LINHA PRETA: PREVISÃO POR PERSISTÊNCIA; LINHA AZUL: PREVISÃO COM O MODELO LINEAR DE DIFERENÇAS; LINHA AMARELA: PREVISÃO COM O MODELO HIDROLÓGICO CONSIDERANDO CHUVA NULA; LINHA ROSA: PREVISÃO COM O MODELO HIDROLÓGICO CONSIDERANDO A CHUVA CONHECIDA).	165
FIGURA 5.51: COEFICIENTE RD DAS PREVISÕES DE VAZÃO NO RIO CUIABÁ EM CUIABÁ (LINHA AZUL: PREVISÃO COM O MODELO LINEAR DE DIFERENÇAS; LINHA AMARELA: PREVISÃO COM O MODELO HIDROLÓGICO CONSIDERANDO CHUVA NULA; LINHA ROSA: PREVISÃO COM O MODELO HIDROLÓGICO CONSIDERANDO A CHUVA CONHECIDA).	166

FIGURA 5.52. RESULTADOS DA SIMULAÇÃO DO RIO AQUIDAUANA EM AQUIDAUANA (66945000) UTILIZANDO CHUVA OBSERVADA EM PLUVIÔMETROS E ESTIMADA PELO SATÉLITE TRMM.	167
FIGURA 5.53: PREVISÕES DE VAZÃO COM O MODELO LINEAR DE DIFERENÇAS NO RIO AQUIDAUANA EM AQUIDAUANA, COM ANTECEDÊNCIA DE 1 DIA.	168
FIGURA 5.54: PREVISÕES DE VAZÃO COM O MODELO HIDROLÓGICO CONSIDERANDO CHUVA NULA NO PERÍODO DE PREVISÃO NO RIO AQUIDAUANA EM AQUIDAUANA, COM ANTECEDÊNCIA DE 1 DIA.	168
FIGURA 5.55: MÉDIA DOS ERROS ABSOLUTOS DAS PREVISÕES DE VAZÃO DO RIO AQUIDAUANA EM AQUIDAUANA (LINHA PRETA: PREVISÃO POR PERSISTÊNCIA; LINHA ROSA: PREVISÃO COM O MODELO LINEAR DE DIFERENÇAS; LINHA AZUL: PREVISÃO COM O MODELO HIDROLÓGICO CONSIDERANDO CHUVA NULA; LINHA AMARELA: PREVISÃO COM O MODELO HIDROLÓGICO CONSIDERANDO A CHUVA CONHECIDA).	169
FIGURA 5.56: COEFICIENTE RD DAS PREVISÕES DE VAZÃO DO RIO AQUIDAUANA EM AQUIDAUANA (LINHA ROSA: PREVISÃO COM O MODELO LINEAR DE DIFERENÇAS; LINHA AZUL: PREVISÃO COM O MODELO HIDROLÓGICO CONSIDERANDO CHUVA NULA; LINHA AMARELA: PREVISÃO COM O MODELO HIDROLÓGICO CONSIDERANDO A CHUVA CONHECIDA).	169
FIGURA 5.57. PREVISÃO NO RIO AQUIDAUANA EM AQUIDAUANA, UTILIZANDO MODELO MGB E CHUVA PREVISTA NO BRAMS PARA O CENÁRIO PANT_HUM.	170
FIGURA 5.58: COEFICIENTE R2 DAS PREVISÕES COM ANTECEDÊNCIA DE 1 A 7 DIAS NO RIO AQUIDAUANA EM AQUIDAUANA, UTILIZANDO MODELO MGB E CHUVA PREVISTA NO BRAMS PARA DIFERENTES CENÁRIOS.	171
FIGURA 5.59. RESULTADOS DA SIMULAÇÃO DO RIO PARAGUAI EM LADÁRIO (66825) UTILIZANDO CHUVA OBSERVADA EM PLUVIÔMETROS E ESTIMADA PELO SATÉLITE TRMM.	173
FIGURA 5.60. PREVISÃO DE COTAS NO RIO PARAGUAI EM LADÁRIO COM CHUVA NULA A PARTIR DE FEVEREIRO DE 1979.	174
FIGURA 5.61. PREVISÃO DE COTAS NO RIO PARAGUAI EM LADÁRIO COM DADOS DE CHUVA OBSERVADA EM TODO O PERÍODO DE PREVISÃO (PREVISÃO PERFEITA).	174
FIGURA 5.62. EVOLUÇÃO DO COEFICIENTE R2 CONFORME O INTERVALO DE ANTECEDÊNCIA DA PREVISÃO PARA LADÁRIO, COM OS MODELOS EMPÍRICOS DE PONDERAÇÃO DA PERSISTÊNCIA E DE REGRESSÃO LINEAR.	175
FIGURA 5.63. SIMULAÇÃO DA PREVISÃO DE COTAS EM LADÁRIO (JAN/1982 A DEZ/1986) COM O MODELO DE PERSISTÊNCIA DAS ANOMALIAS, PARA VÁRIOS INTERVALOS DE ANTECEDÊNCIA (LAG).	176
FIGURA 5.64. PREVISÃO DE VAZÃO NO RIO PARAGUAI EM LADÁRIO (668250000) COM MODELO HIDROCLIMÁTICO (MGB+BRAMS) CONSIDERANDO DIVERSOS CENÁRIOS.	177
FIGURA 5.65. SIMULAÇÃO DA PREVISÃO DE VAZÃO EM PORTO MURTINHO COM O MODELO DE HIDROLÓGICO/HIDRODINÂMICO COM CHUVA NULA A PARTIR DE FEVEREIRO DE 1979.	178
FIGURA 5.66. SIMULAÇÃO DA PREVISÃO DE VAZÃO EM PORTO MURTINHO COM O MODELO DE HIDROLÓGICO/HIDRODINÂMICO COM DADOS DE CHUVA OBSERVADA EM TODO O PERÍODO DE PREVISÃO.	178
FIGURA 5.67. EVOLUÇÃO DO COEFICIENTE R2 CONFORME O INTERVALO DE ANTECEDÊNCIA DA PREVISÃO PARA PORTO MURTINHO, COM OS MODELOS DE PONDERAÇÃO DA PERSISTÊNCIA DAS ANOMALIAS E DE REGRESSÃO LINEAR.	179
FIGURA 5.68. SIMULAÇÃO DA PREVISÃO DE VAZÕES EM PORTO MURTINHO (JAN/1982 A DEZ/1986) COM O MODELO DE PERSISTÊNCIA DAS ANOMALIAS, PARA VÁRIOS INTERVALOS DE ANTECEDÊNCIA (LAGS).	180
FIGURA 5.69. SIMULAÇÃO DA PREVISÃO DE VAZÕES EM PORTO MURTINHO (2003) COM O MODELO HIDROCLIMÁTICO PARA DIFERENTES CENÁRIOS.	180
FIGURA 5.70. SIMULAÇÃO DA PREVISÃO DE VAZÕES EM PORTO MURTINHO (2003) COM O MODELO HIDROCLIMÁTICO PARA DIFERENTES CENÁRIOS.	181
FIGURA 6.1. RESUMO DOS RESULTADOS DA ANÁLISE DE TELECONEXÕES. AS CONEXÕES EM VERMELHO INDICAM RELAÇÕES FÍSICAS COMPROVADAS E AS EM AZUL INDICAM TELECONEXÕES CUJOS MECANISMOS FÍSICOS PRECISAM SER MAIS BEM EXPLORADOS.	185

LISTA DE TABELAS

TABELA 3.1. CARACTERÍSTICAS DE INUNDAÇÃO DAS ESTAÇÕES (FONTE: TUCCI E GENZ, 1996).....	60
TABELA 4.1. TENDÊNCIAS DA CHUVA NA AMAZÔNIA SUL E BAP EM UNIDADES DE MILÍMETROS POR DIA E POR DÉCADA E EM PORCENTAGEM (ADAPTADO DE MARENGO, 2004)	74
TABELA 4.2. QUANTIDADE DE MESES EM CADA CONDIÇÃO DO ÍNDICE.....	82
TABELA 4.3. EQUAÇÕES PARA PREVISÃO DE COTA MÉDIA MENSAL PARA O MÊS DE JANEIRO EM LADÁRIO (668250000) UTILIZANDO ÍNDICES CLIMÁTICOS E VAZÕES NO MESES ANTERIORES....	107
TABELA 4.4. EQUAÇÕES PARA PREVISÃO DE COTA MÉDIA MENSAL PARA O MÊS DE JUNHO EM LADÁRIO (668250000) UTILIZANDO ÍNDICES CLIMÁTICOS E VAZÕES NO MESES ANTERIORES....	108
TABELA 6.1. MODELOS DE PREVISÃO DE VAZÕES PARA O PLANALTO DA BAP.	190
TABELA 6.2. MODELOS DE PREVISÃO DE VAZÕES PARA O PANTANAL.....	191

SIGLAS E ABREVIATURAS

θ_t	Valor de um parâmetro qualquer do modelo no tempo t
AGCM	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
AO	Oscilação Ártica (em inglês Artic Oscillation)
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
ENSO	El Niño Oscilação Sul (em inglês El Niño Southern Oscillation)
Et	Evapotranspiração no tempo t
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia (do Brasil)
NAO	Oscilação do Atlântico Norte (em inglês North Atlantic Oscillation)
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NTA	Atlântico Norte Tropical (em inglês North Tropical Atlântic)
OGCM	Modelo de Circulação Geral do Oceano
PCA	Análise de Componente principal
PDO	Oscilação Decadal do Pacífico (em inglês Pacific Decadal Oscillation)
Pt	Precipitação no tempo t
Qt	Vazão no tempo t
SAM	Modo Anular do Sul (em inglês Southern Annular Mode)
SLP	Pressão no Nível do Mar (em inglês Sea Level Pressure)
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Inter-Tropical

1. Introdução

1.1 Previsão de vazões

A capacidade de antecipar a ocorrência de cheias e secas prolongadas (com duração de meses ou décadas) tem grande impacto sobre o planejamento de recursos hídricos, seja em atividades que atuem dentro ou fora do curso d'água (Silva, 2005). Uma das técnicas utilizadas para minimizar o impacto das incertezas do clima sobre o gerenciamento dos recursos hídricos é a previsão de vazão (Tucci e Collischonn, 2003) que envolve a estimativa do escoamento em um curso d'água com antecedência no tempo.

Como a bacia hidrográfica é apenas uma componente da biosfera, um sistema global de dimensões muito maiores, dinâmico e altamente complexo, é possível concluir que a incorporação de informações climáticas na previsão, seja através de correlações com índices oceânicos ou previsões numéricas, amplia consideravelmente as possibilidades para a previsão de vazão, tanto em curto quanto em longo prazo, pois possibilita reduzir significativamente as incertezas da previsão. Resultados promissores têm sido apresentados (Bravo, 2006; Tucci *et. al.*, 2003; Andreolli, 2003; Silva, 2005 e outros) mostrando que a previsão pode reduzir as incertezas na avaliação de benefícios de algumas atividades relacionadas com a água é de vital importância para países como o Brasil.

Para reduzir as incertezas e gerenciar os riscos hidrológicos nestas atividades um primeiro passo é avaliar a previsibilidade das vazões na bacia, seguindo para este fim dos horizontes de planejamento: (a) curto prazo, que são as informações de até 14 dias e (b) previsibilidade de longo prazo, que implica antecedências de alguns meses.

Dentre as metodologias utilizadas na previsão de vazões em um horizonte de curto prazo destaca-se com integração dos modelos atmosféricos e os modelos hidrológicos (Eagleson, 1986; Klemes, 1986; O'Connell e Todini 1996; GEWEX, 1998). Os modelos atmosféricos fazem a previsão de chuva (e dependendo do caso de outras variáveis) que é utilizada nos modelos hidrológicos para fazer previsão de vazão.

Os modelos atmosféricos são de dois tipos: os modelos de domínio global e os de domínio regional. Os Modelos Globais de Circulação Geral da Atmosfera (*em inglês* AGCM) ainda não possuem resolução suficiente para representar com precisão adequada os processos que ocorrem em escalas

regionais onde acontecem os processos hidrológicos (Roads *et. al.*, 2003, Jayawardena e Mahanama, 2002). Já os modelos climáticos regionais utilizam condições de contorno fornecidas pelo modelo global para detalhar os processos em escalas bastante próximas daquelas utilizadas pela hidrologia (Roads, 2003; Wood *et. al.*, 2002; Hay *et. al.*, 2002; Kite, 1997; Hay e Clark, 2003) sendo, portanto, utilizados na representação dos processos na escala de bacia.

A integração dos modelos é geralmente realizada de forma unidirecional, ou seja, os resultados dos modelos atmosféricos alimentam os modelos hidrológicos. Destacam-se neste tipo de simulação os resultados apresentados por (Anderson *et. al.*, 2002; Koussis *et. al.*, 2003; Habets *et. al.* 2004; Wood *et. al.*, 2002; Tucci *et. al.*, 2003; Silva, 2005; Verbunt *et. al.*, 2004; Hopson e Webster, 2004; Hay e Clark, 2003; Hay *et. al.*, 2002, Ibbit *et. al.*, 2001, Jayawardena e Mahanama, 2002; Kite, 1997; Miyaoka *et. al.*, 1999).

Por outro lado, foi observado que a melhora na qualidade das saídas dos modelos meteorológicos começou a esbarrar na limitação da representação da interface solo-atmosfera, por exemplo, na falta da representatividade do fluxo de água no solo. Desta forma, o acoplamento bidirecional dos modelos parece ser a melhor alternativa. No entanto, são poucos os trabalhos que realmente acoplam os modelos em modo bidirecional, com interação simultânea dos processos na atmosfera-superfície e vice-versa (Evans, 2003; Gutowski *et. al.*, 2002; Seuffert *et. al.*, 2002).

Não existe dúvida que o caminho na simulação atmosférica e, principalmente na previsão de vazão de longo prazo, passa pela maior integração entre modelos atmosféricos e modelos hidrológicos (Eagleson, 1986; Klemes, 1986; O'Connell e Todini, 1996; GEWEX, 1998)

Na previsão de longo prazo as metodologias mais usuais envolvem a alimentação dos modelos hidrológicos com simulações de longo prazo resultantes de modelos globais e o estabelecimento de relações estatísticas que analisam as correlações entre variáveis hidrológicas e diversos fenômenos climáticos globais, representados pelos índices climáticos (Ex, fenômeno El Niño representado através do índice NIÑO 3.4). Estas correlações se denominam teleconexões climáticas, e podem ser realizadas entre a chuva e os índices climáticos ou diretamente entre a vazão e os índices climáticos.

1.2 Previsão no Alto Paraguai

Diversos autores procuraram estabelecer modelos para prever variáveis hidroclimáticas no curto e longo prazo nesta região. Os que procuraram obter previsões de longo prazo analisaram a relação entre a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e outros índices climáticos e o clima na parte central da América do Sul. Ropelewski e Halpert (1996) indicaram que existe uma correlação negativa entre o ENSO e a precipitação, no leste de América do Sul decrescendo para o Sul. Da mesma forma existe uma correlação positiva entre o ENSO e a precipitação no sudeste de América

do Sul decrescendo para o norte, sugerindo a existência de uma zona de transição entre as latitudes 10°S e 25°S onde a influencia do ENSO é menos marcante. Justamente, nesta franja de transição se encontra a bacia do Alto Paraguai.

Os resultados de Ropelewski e Halpert (1996) foram subsequentemente analisados, confirmados e estendidos para outros índices (Grim *et. al.* 2000; Souza *et. al.* 2000; Coelho *et. al.* 2002). Estes autores concluíram que nenhuma outra conexão com a Temperatura da Superfície do Mar ou outro índice climático apresentou correlação com variáveis climáticas na bacia do Alto Paraguai, considerada assim, de baixa previsibilidade sazonal.

Na região onde se localiza a Bacia do Alto Paraguai é uma zona de transição entre os climas Amazônicos (que se manifesta no norte da bacia) e o influenciado pelos processos frontais vindos do Sul. Desta forma, o comportamento do clima ao Norte e Sul da BAP é muito significativo e facilmente observável no comportamento das variáveis climáticas. A chegada dos sistemas frontais provocam a organização e formação de uma banda de nuvens orientada no sentido NW/SE denominadas Zona de Convergência do Atlântico Sul (ver Capítulo 3 e Carvalho *et al.*, 2004), que possuem sua máxima intensidade nos meses de verão, aumentando o regime de precipitação da região (época chuvosa). Este aumento de convecção está relacionado com a intensificação do cavado em altos níveis, que é gerado pela penetração da frente.

Quando é analisado o período anual, a existência de uma possível correlação entre índices climáticos e características climáticas da BAP varia com o cada mês, podendo ser mascarada a relação entre os índices climáticos e o clima devido as diferenças entre ambas áreas. Este poderia ser a razão pela qual os estudos de correlação entre índices climáticos já mencionados e variáveis hidrológicas não são significativas.

Para realizar simulações e previsão de curto prazo foram propostos ao longo do tempo diversos modelos para a Bacia do Alto Paraguai, por exemplo, UNDP/UNESCO Project Hydrological Studies of the Upper Paraguay River Basin (HEC, 1972); modelo hidrológico utilizado no projeto EDIBAP(BRASIL, 1979), modelo hidrodinâmico com células para a região Norte da Bacia do Alto Paraguai (Mascarenhas e Miguez, 1994); Sistema de Previsão de Níveis no Pantanal desenvolvido pela CPRM/ DNAEE, baseado no projeto da UNESCO (HEC, 1972); Estudo do “Plano de Conservação do Alto Paraguai” (PCBAP) (BRASIL, 1997); modelo estatístico analisado em conjunto pelo Embrapa Pantanal e IPH (Galdino *et. al.* 1997) e a Previsão de cotas baseado nos dados gerados com os dados de satélite NOAA AVHRR (Liu e Ayres, 2003).

Todos os estudos mencionados tiveram diversas limitações: alguns não utilizaram um modelo hidrodinâmico, o que gera erros dentro do Pantanal, ou foram utilizados este tipo de modelos somente em parte da bacia. Mas, o denominador comum destes estudos é que todos eles utilizaram

quando na fase de previsão, um modelo hidrológico baseado em dados já existentes (chuva ou vazão), o que limita a antecedência com que pode ser feita a previsão de vazões.

1.3 Justificativa

Nestas últimas décadas, a Bacia do Alto Paraguai foi marcada por uma forte variabilidade climática, passando por um período extremamente seco durante a década de 1960 e por um período extremamente úmido a partir do início da década de 1970 (Galdino *et. al.*, 1997; Collischonn *et. al.*, 2001) (Figura 1.1). Em 1998 os níveis das águas parecem voltar aos níveis observados antes de 1960.

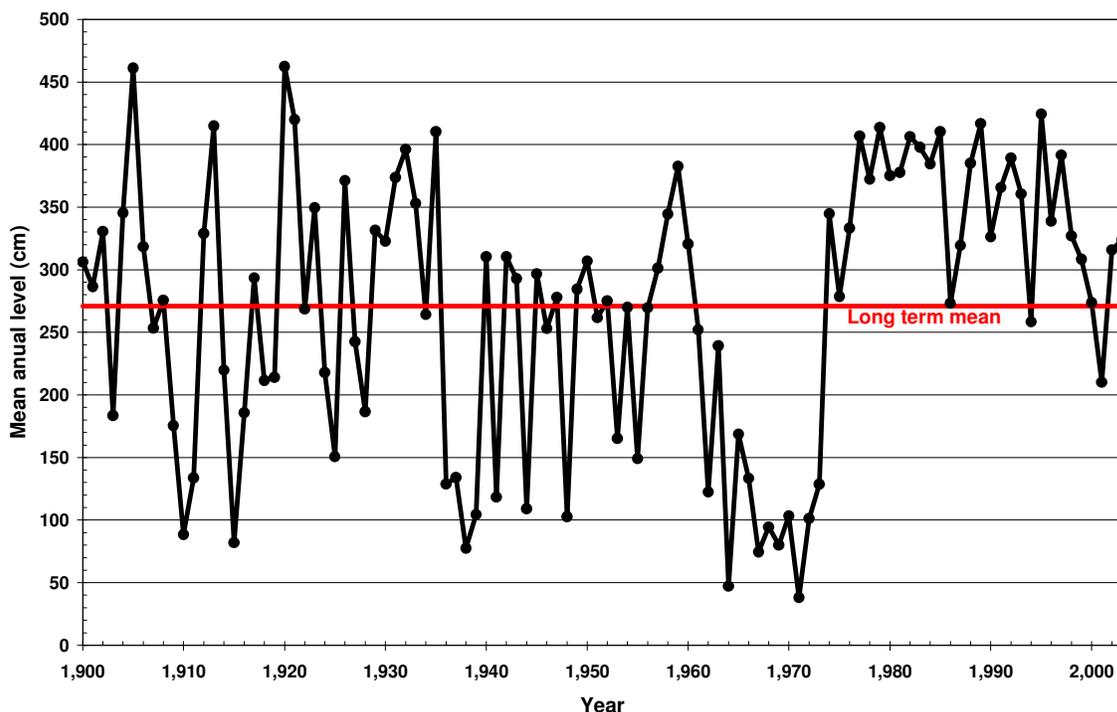


Figura 1.1 Cotas médias anuais no rio Paraguai em Ladário (MS).

Desta forma, existe a necessidade de investigar a origem de tais variabilidades, assim como as variabilidades de curto prazo para prever com antecedência o acontecimento das mesmas. A previsão de vazões permite que os mecanismos de gerenciamento dos recursos hídricos possam tomar as medidas corretivas ou paliativas necessárias para diminuir os impactos causados por eventos extremos.

A quantificação dos impactos envolve a necessidade de estabelecimento de sistemas de alerta para o gerenciamento, com a devida antecedência, dos recursos hídricos e análise de diferentes cenários de uso e ocupação da bacia para permitir gerar estratégias de usos sustentável da BAP. Para lograr estes objetivos é imperativo o estabelecimento de um sistema de análise em conjunto da atmosfera e

recursos hídricos devido a que as características peculiares da bacia fazem que um ofereça interferências no outro.

A tarefa é interessante porque não existe um modelo de simulação hidrológica no conjunto da bacia e as previsões meteorológicas tem pior qualidade na época de enchentes em que a área inundada chega a quase 150.000Km². A diminuição da qualidade das previsões é principalmente consequência de que os modelos atmosféricos tem carências em representar com detalhe os processos do ciclo hidrológico como a formação de chuva em nuvens *cúmulus* e a representação da umidade do solo que influi significativamente nas propriedades físicas do solo e no comportamento da vegetação (Ex, Evans, 2003; Gutowski *et. al.*, 2002; Seuffert *et. al.*, 2002). De forma que para melhor representar estes processos, é necessário integrar-los permitindo que os modelos atmosféricos se beneficiem da melhor representação do ciclo terrestre da água realizada no modelo hidrológico e que o modelo hidrológico melhore ainda mais a representação do ciclo hidrológico ao incorporar informações distribuídas fornecidas pelo modelo atmosférico.

No Pantanal, o alagamento sazonal modifica a distribuição do calor sensível e latente por até alguns meses (Stockdale, 2000), e como o alagamento não é corretamente reproduzido no modelo atmosférico, acontecem erros na estimativa das variáveis atmosféricas, e, conseqüentemente na previsão de vazão. Portanto, é necessário atribuir aos modelos meteorológicos a capacidade de prever com maior certeza o ciclo hidrológico na bacia do Alto Paraguai como forma de melhorar as previsões atmosféricas e de vazão, tanto de curto prazo como de longo prazo.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivos gerais

O objetivo deste estudo é avaliar a previsibilidade hidroclimática de curto e longo prazo na Bacia do Alto Paraguai e apresentar alternativas com métodos hoje utilizados.

1.4.2 Objetivos específicos

- Avaliar a relação do clima da Bacia do Alto Paraguai com diferentes fenômenos climáticos globais e regionais;
- Analisar diferentes metodologias para previsão de chuva e vazão na Bacia do Alto Paraguai em curto e longo prazo, avaliando:
 - a melhora da previsibilidade de vazão de longo prazo a partir da incorporação de informação contida nos índices climáticos;
 - a diferença da previsibilidade meteorológica quando o Pantanal é representado explicitamente num modelo de mesoescala (BRAMS);

- a previsão de vazão sem previsão de chuvas ou com dados obtidos a partir de sensoriamento remoto (Ex, estimativa de chuva do satélite TRMM)
- a previsão de vazão com a integração unidirecional do modelo hidrológico de Grandes Bacias (MGB-IPH), (Collischonn, 2001, Collischonn e Tucci 2001) e o modelo atmosférico BRAMS (Mahrer e Pielke, 1977; Tripoli e Cotton, 1982; Walko e Trembak 2001) considerando a diferença da previsibilidade conforme o Pantanal seja representado explicitamente no modelo meteorológico
- Avaliar a possibilidade de estabelecimento de previsão de vazões em forma operacional na Bacia do Alto Paraguai

1.5 Organização do Estudo

Este é um estudo interdisciplinar que, portanto, incorpora conhecimentos e terminologia de diferentes áreas da ciência. Para evitar que leitores de alguma das áreas tenha uma leitura fracionada, alguns itens particulares a cada área do conhecimento foram explicitados com maior detalhe, podendo até repetir-se ao longo do texto.

No primeiro capítulo analisa-se o contexto geral do estudo, no segundo descrevem-se as diferentes formas de previsão atmosférica e de vazão existentes, assim como os tipos de modelos empregados e características dos principais índices climáticos existentes. O terceiro capítulo são descritas as principais características da bacia do Alto Paraguai. No quarto e quinto capítulos são avaliadas a previsibilidades de longo e curto prazo respectivamente. No sexto capítulo sintetizam-se as principais conclusões e recomendações do estudo.

2. Previsão hidroclimática

Denomina-se previsão hidroclimática à estimativa de vazão com antecedência no tempo baseada na alimentação de modelos hidrológicos com previsões obtidas de modelos atmosféricos. Trata-se de uma área de conhecimento nascida da integração do conhecimento meteorológico e hidrológico para a previsão de vazão de diferentes antecedências..

2.1 Previsão de Vazão

Denomina-se previsão de vazão à estimativa do escoamento com antecedência no tempo. A previsão de vazão é utilizada para minimizar o efeito de eventos extremos, ao permitir que ações preventivas sejam tomadas. Por exemplo, o conhecimento de chuvas intensas permitiria diminuir o volume existente em um reservatório para amortecer a cheia futura.

Muitas vezes a *previsão* de vazão é confundida com a *predição* de vazão. Esta última envolve o estudo estatístico de tendência das variáveis climáticas e hidrológicas de vários anos ou os cenários hipotéticos futuros relacionados com o clima, uso do solo ou outros efeitos antrópicos como a modificação climática devido ao efeito estufa (Tucci *et. al.*, 2003).

As maiores dificuldades na previsão de vazão geralmente ocorrem em períodos chuvosos, quando a incerteza é maior em função da falta de conhecimento da precipitação ocorrida e que ocorrerá nos intervalos de tempo futuros. Por outro lado, num período de estiagem toda a água disponível já se encontra dentro da bacia, e a previsão depende de metodologia determinista, que envolve principalmente o escoamento subterrâneo na bacia e a propagação do escoamento nos rios.

A previsão de vazão é realizada pelos modelos hidrológicos e hidráulicos que serão analisados no próximo item.

2.1.1 Modelos de previsão de vazão

Os modelos hidrológicos são metodologias matemáticas para representação simplificada da realidade. Para seu melhor entendimento, os modelos podem ser classificados de acordo com as simplificações utilizadas em modelos empíricos, conceituais (ou físicos) e combinados.

Os modelos empíricos são baseados em relações estabelecidas entre variáveis hidrológicas sem levar em conta os reais processos hidrológicos (por esta característica também são conhecidos como “caixa preta”). A vantagem dos modelos empíricos é a rapidez na sua elaboração e a facilidade na atualização dos parâmetros em tempo real. No entanto, podem ser perigosos quando utilizados fora da faixa de vazões utilizadas no ajuste. Os modelos empíricos mais utilizados hoje em dia são os modelos estocásticos, estatísticos, de redes neurais e de relações entre variáveis (por exemplo, diferenças de cota).

Os modelos conceituais utilizam equacionamentos que emulam os processos físicos de uma bacia. Desta forma, ao representar melhor os processos, têm maior capacidade de extrapolação e tratamento das variáveis hidrológicas. A maioria dos modelos conceituais existentes também utiliza algumas formulações empíricas, como por exemplo, a representação de processos de pequena escala como uma série de armazenamentos, devido, principalmente, à carência de informação que permitam caracterizar corretamente estes processos.

Os modelos conceituais geralmente possuem dois componentes: (a) precipitação-vazão: trata da geração de escoamento a partir da precipitação representando o balanço de água no solo e vegetação e o escoamento na bacia (b) propagação em rios e reservatórios: que representam o escoamento em trechos de rios e reservatório a partir da contribuição da bacia obtida do módulo anterior.

Os modelos conceituais ou físicos podem ser distribuídos ou concentrados. Os modelos distribuídos possuem a capacidade de levar em conta a distribuição espacial das características físicas e processos da bacia, enquanto os concentrados consideram que as características são uniformes na bacia.

Também é necessário diferenciar os modelos conceituais utilizados em grandes bacias dos utilizados nas pequenas bacias. Os primeiros, devido às necessidades computacionais, carência de informação e efeito da compensação de erros, tratam de forma mais simplificada ou empírica a distribuição de parâmetros em áreas muito grandes. Os modelos de pequena bacia buscam representar com maior precisão os processos hidrológicos.

Todos os modelos de previsão de vazão se baseiam na utilização de algumas informações básicas, tais como o nível da água ou vazão no próprio local em que se deseja obter a previsão e em locais a jusante e a chuva observada na bacia. A distinção entre os diferentes modelos é das variáveis específicas utilizadas como entrada por cada modelo e da maior antecedência possível, independentemente se eles têm uma base empírica ou conceitual. A antecedência de previsão com base na precipitação conhecida depende do tempo de concentração da bacia. Quando este tempo é pequeno, a antecedência que pode ser obtida com um modelo chuva-vazão é também pequena. Em bacias com tempo de concentração maior é possível utilizar a observação do nível ou da vazão em locais a montante de onde se deseja realizar a previsão. A maior vantagem de se utilizar um posto a montante, é que, normalmente, os erros de previsão são menores que aqueles da previsão de um modelo chuva-vazão (Tucci e Collischonn, 2003).

As características geológicas e pedológicas das bacias também são importantes na definição do tipo de previsão que pode ser realizada. Bacias com solos e rochas permeáveis favorecem a infiltração da água e geram menos escoamento superficial. Os rios de bacias com estas características têm variações lentas da vazão que estão relacionadas entre elas (também dito que a bacia apresenta grande memória). Bacias com solos rasos e com rochas pouco permeáveis tendem a gerar mais vazão superficial, que escoam mais rapidamente, apresentando memória curta.

Introduzindo uma nova classificação em função da antecedência possível, os modelos se diferenciam em modelos para previsão de curto prazo ou de longo prazo:

A previsão de longo prazo: é aquela em que a previsão é realizada com antecedências de algumas semanas a vários meses. Este tipo de previsão é uma área em hidrologia com grande desenvolvimento ao longo da última década (Collier e Krysztofowicz, 2000; Golding, 2000; Wernstedt e Hersh, 2002; Bravo, 2006, Tucci *et. al.*, 2003). Frequentemente, é utilizada para propósitos de planejamento e operação dos recursos hídricos (Wood, *et. al.* 2002), tais como alocação de água para irrigação, operação de reservatórios de usinas hidrelétricas (Anderson *et. al.*, 2002; Hamlet *et. al.*, 2002; Hsieh *et. al.*, 2003; Druce, 2001), avaliação e implementação de medidas contra secas e inundações (Changnon e Vonnahme, 2003), recursos pesqueiros (Mantua *et. al.*, 1997; Neal *et. al.*, 2002), abastecimento de água (Chiew, *et. al.*, 2003) e agricultura (Wernstedt e Hersh, 2002).

Uma das técnicas mais utilizadas para previsões de longo prazo ocorre em usar a recessão do período chuvoso é prevendo para os próximos meses (secos) através de uma equação de regressão exponencial que considera o esvaziamento do aquífero (Villanueva, *et. al.* 1987). Em sistemas muito lentos as vazões máximas ou mesmo o hidrograma podem ser estimados com base no tempo de traslado que pode levar alguns meses, como no Rio Paraguai (Tucci e Genz, 1996; Tucci *et. al.*, 2005).

Em anos recentes ampliou-se largamente o entendimento das conexões entre as anomalias climáticas de grande escala e os eventos hidrológicos, de seca ou inundação, ao longo do globo (também chamadas de teleconexões). Muitos trabalhos têm sido desenvolvidos buscando entender estas conexões e, por conseqüência, propondo metodologias de previsão de vazões baseadas em indicadores como a Temperatura na Superfície do Mar (TSM), El Niño, La Niña e Oscilação Decadal do pacífico (a PDO pela sua sigla em Inglês) (Anderson *et. al.*, 2001; Wood *et. al.*, 2002; Chen e Kumar, 2002; Hsieh *et. al.*, 2003; Maurer e Lettenmaier, 2003; Wernstedt e Hersh, 2002; Neal *et. al.*, 2002).

A previsão de curto prazo: é usualmente utilizada para minimização dos danos provocados por enchentes (Hsu *et. al.*, 2003; Koussis *et. al.*, 2003), tanto em planejamento de zonas urbanas ou em sistemas de alerta, mas também pode ser empregada em conjunto com atividades como a geração de energia (Bravo, 2006; Andreolli, 2003; Castanharo *et. al.*, 2001; Mine e Tucci, 2002; Mine, 1998), navegação, irrigação e abastecimento de água.

A previsão de curto prazo pode ser classificada como contínua ou eventual. Quando a previsão é realizada ao longo do tempo, independentemente das condições hidrológicas a mesma é dita contínua. A previsão eventual é realizada em épocas definidas do regime hidrológico, enchentes ou estiagens em que as condições são críticas para o usuário da água. Por exemplo, a previsão e o alerta de enchentes de um determinado local somente são realizados quando os níveis do rio atingem valores próximos dos críticos.

2.1.2 Operação dos modelos de previsão de vazão.

A utilização de modelos de previsão em tempo real normalmente envolve duas fases (Figura 2.1): (1) o ajuste ou calibração do modelo, onde os parâmetros são determinados utilizando-se, por exemplo, uma função objetivo; (2) a correção em tempo real do ajuste inicial, realizada durante o processo de previsão.

Na correção em tempo real os valores calculados a cada intervalo de tempo são comparados com os valores observados, a medida que as informações de campo se tornam disponíveis, e, então o modelo modifica sua estrutura para compensar erros que sejam detectados durante a previsão. A atualização pode ser realizada tanto nos parâmetros do modelo quanto nas variáveis de estado. Normalmente, os procedimentos usados permitem uma atualização recursiva de estados e parâmetros, baseados nos dados observados de variáveis como a precipitação, temperatura, vazão, volume armazenado e umidade do solo (Hsu *et. al.*, 2003).

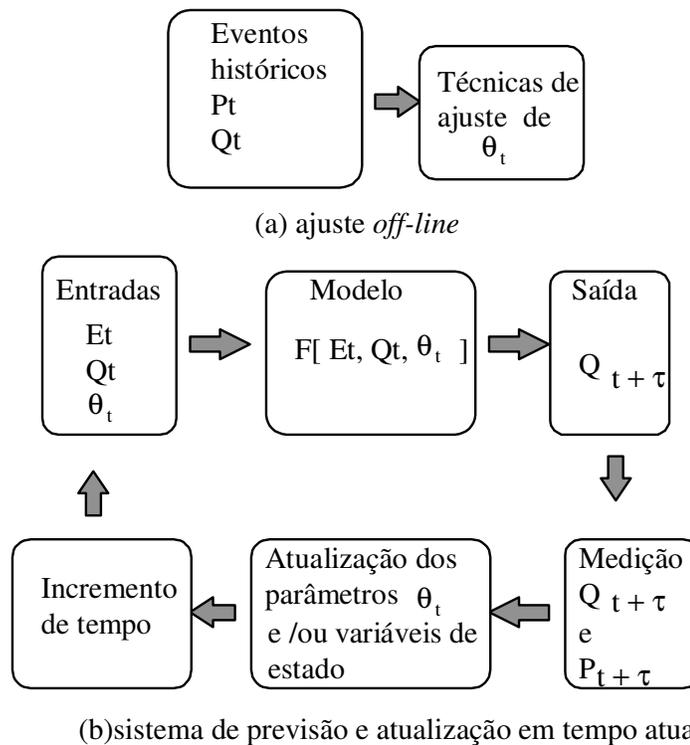


Figura 2.1. Fases de utilização de modelos de previsão em tempo real (Tucci, 1998)

2.2 Previsão de Precipitação

A precipitação é a principal entrada de água nas bacias hidrográficas e responsável direta pela formação das vazões nos rios. Portanto, a previsão da distribuição temporal e espacial da precipitação, é um pré-requisito importante em sistemas de recursos hídricos, principalmente quando se necessita de antecedências maiores do que o tempo de concentração da bacia.

2.2.1 Previsibilidade atmosférica

Robert Fitzroy (mais conhecido por ser o capitão do Beagle que conduziu Darwin na famosa viagem que logo inspirara sua teoria da evolução) é considerado o pai da previsão do tempo por ter estabelecido um sistema de medição contínua com uma estação meteorológica padrão, inventando o sistema de alerta de tormentas e escrevendo a primeira previsão de tempo publicada no jornal Times da Inglaterra (ele também inventou o termo previsão de tempo) (Gribbin e Gribbin, 2004). Já a previsão numérica de tempo foi sugerida pela primeira vez em 1922, por Lewis F. Richardson, que propôs prever mudanças na circulação da atmosfera pela integração numérica das equações de mecânica dos fluídos que governam tais processos, ou seja, as equações de Navier-Stokes.

Em sua previsão, Richardson utilizou cinco níveis verticais sobre uma região da Europa, próxima da cidade de Viena, e tentou estimar a evolução da pressão, velocidade do vento e densidade, a partir de um estado inicial obtido por observações. Os cálculos, realizados manualmente, para uma

antecedência de 6 horas conduziram a valores distantes do real. Seu método passou a ser conhecido como o “sonho de Richardson”, até que Von Neumann em 1950, utilizando o computador ENIAC, conseguiu uma previsão de pressão bem sucedida, para 24 horas de antecedência. E, desde então, técnicas numéricas cada vez mais sofisticadas foram implementadas, acompanhando os desenvolvimentos dos computadores eletrônicos e dos métodos de observação do tempo.

Atualmente, simulações em computador são realizadas diariamente em diversos centros de meteorologia de todo o globo, para prever o estado futuro da atmosfera com antecedências que vão de alguns dias até alguns meses. Entretanto, os processos que envolvem a circulação geral da atmosfera são extremamente complexos e, devido ao seu comportamento caótico, sua evolução no tempo não pode ser determinada de forma completa (Marengo *et. al.*, 2003; Stockdale, 2000).

De forma simplificada, pode-se considerar que as previsões atmosféricas dependem de duas componentes forçantes (Marengo *et. al.*, 2003): (a) As forçantes externas, responsáveis pelas variações lentas e prolongadas e (b) as forçantes internas, que representam as variabilidades rápidas, de curto prazo. De acordo com a teoria do caos (Lorenz, 1973), as forçantes internas do sistema atmosférico podem, potencialmente, ser previstas com antecedência de até 14 dias, ou seja, não é possível fazer previsões de tempo para meses ou anos no futuro, no sentido de se obter uma seqüência correta de eventos atmosféricos, dia após dia. As forçantes externas estão associadas, por exemplo, à influência das trocas de energia na superfície do mar, em geral com escala de tempo da ordem de meses ou anos, associadas às anomalias da circulação oceânica (o fenômeno El Niño é um bom exemplo deste mecanismo).

Por isso, é importante neste ponto fazer uma distinção entre os dois tipos de previsão atmosféricos, usualmente adotados: (1) a previsão de tempo, que se refere a previsão feita para até 14 dias de antecedência e (2) a previsão de clima, que indica a previsão para antecedências maiores, normalmente meses no futuro. A previsão de clima deve diferenciar-se da climatologia que analisa as propriedades estatísticas de longo prazo e a regularidade com que ocorrem os processos dinâmicos da atmosfera.

Nos itens seguintes são apresentadas algumas considerações importantes, para o melhor entendimento das diferenças entre a previsão de tempo e a previsão de clima.

2.2.2 Previsão de tempo

Os princípios básicos da atual previsão numérica de tempo são exatamente os mesmos propostos por Richardson e Fitzroy (Kimura, 2002; Gribbin e Gribbin, 2004), ou seja, a evolução temporal da atmosfera é calculada resolvendo-se numericamente as equações que descrevem os processos de circulação, com as condições iniciais fornecidas através de uma extensa rede meteorológica de observação.

Apesar de todos os avanços, a precipitação ainda continua sendo uma das variáveis mais difíceis de prever, uma vez que seus processos apresentam grande variabilidade temporal e espacial (Habets, *et. al.*, 2004). Golding (2000) afirma que as previsões de precipitação com maior nível de precisão são aquelas feitas para antecedências entre 6 horas e 2 dias e, portanto, são as que possuem maior utilidade. As previsões para antecedências menores do que 6 horas (“nowcasting”) tendem a conter baixa confiabilidade, por possuírem elevada dependência das condições iniciais e a evolução da precipitação ser extremamente rápida, em função dos processos convectivos úmidos.

Kerr (2004) faz uma distinção entre a evolução das previsões feitas para o Hemisfério Norte e o Sul. Isto se deve a que no Hemisfério Sul, como existia uma rede muito pobre de medições até a última década não era possível estimar com suficiente precisão as condições iniciais dos modelos. A incorporação de dados de satélite igualou a qualidade das previsões em todo o globo. Kerr (2004) ainda aponta que, atualmente, as previsões de qualidade são feitas para até 4 dias de antecedência e, que previsões de baixa qualidade, mas com alguma utilidade prática são realizadas para até 8 dias.

2.2.3 Previsão climática

A previsão exata do estado do tempo é difícil após 6 dias e quase impossível após 10-14 dias (Lorentz, 1973; Folland e Woodcock, 1986, apud Murphy, *et. al.* 2001; Washington e Downing, 1999, Stockdale, 2000), devido à não linearidade do sistema climático e do crescimento de erros numéricos do modelo de previsão. Entretanto, avanços recentes na formulação da previsão climática fornecem a base para uma maior antecedência. Há evidência de que previsões climáticas podem ser realizadas com sucesso para muitas partes do mundo com tempos de antecedência de até vários meses (por exemplo, Ward e Folland, 1991; Folland *et. al.*, 1991; Hastenrath *et. al.*, 1998).

A previsão climática é a passagem das previsões determinísticas (por exemplo, 0,2 milímetros da chuva cairão amanhã em Porto Alegre) aos esquemas probabilísticos de previsão (por exemplo, pode-se predizer se o próximo verão será mais quente ou mais frio que o normal, ou ainda, mais ou menos chuvoso.). Aqui, a ênfase está em predizer a probabilidade que uma variável particular do clima estará significativamente acima ou abaixo de um valor médio no período (que varia geralmente de um mês a uma estação).

A suposição da previsão climática é que o limite inferior da atmosfera é uma forçante climática, ou seja, que causa perturbações atmosféricas, e que mudanças nestas forças evoluem mais lentamente do que as próprias perturbações causadas por ela, de forma que a resposta da atmosfera a esta força é detectável e permanece no tempo (Murphy, *et. al.*, 2001). Stockdale *et. al.* (1998) fornecem uma analogia entre a atmosfera e uma moeda não viciada que, quando lançada, pode cair com igual probabilidade em cara ou coroa. As forçantes inferiores da atmosfera poderiam inclinar a moeda para cair preferencialmente numa das fases, permitindo estimar qual seria a tendência nos próximos

lançamentos. Os principais condicionantes ou forçantes são: temperatura da superfície do mar (TSM), gelo dos oceanos, albedo, umidade do solo, e cobertura de neve.

Sob um ponto de vista global, a variabilidade da TSM é a principal responsável pelas variações no clima, de um ano para outro. Devido à enorme capacidade específica de calor dos oceanos, e a possibilidade de transmitir grandes fluxos de calor através da interface entre o oceano e a atmosfera. Neste processo é muito importante o fato da temperatura do oceano ser mais estável do que a da superfície terrestre e que anomalias de TSM da ordem de 1°C em magnitude abrangem escalas espaciais de milhares de km e duram entre um e vários meses. Estas são características que fazem com que as anomalias de TSM tenham a capacidade em influenciar o comportamento geral de circulação da atmosfera (Stockdale, 2000; IRI, 2004), particularmente a TSM nas zonas tropicais e nos eventos mais intensos de El Niño (Marengo *et. al.*, 2003). Mas de nada serviria o conhecimento da influência se a própria TSM não fossem possíveis de se prever. No entanto, segundo Stockdale (2000) existe um nível básico de previsibilidade da TSM que é altamente favorecido pela longa duração das anomalias da TSM.

O paradigma que o oceano e a atmosfera trabalham juntos como um sistema acoplado foi esboçado nos anos 1960s (Bjerknes, 1969). Sob este paradigma, o oceano e atmosfera trocam calor (sensível e latente), massa (umidade através da evaporação e da precipitação) e momentum. Por exemplo, temperaturas de superfície do mar (TSM) acima do normal pode ocasionar convecção atmosférica (movimento vertical na atmosfera), que, por sua vez, pode modificar convergências e divergências de baixo nível em localizações muito remotas dos oceanos. Retornos no oceano acontecem através do vento e entradas de massa (por exemplo, chuva) que mudam a salinidade do oceano. O oceano e a atmosfera agem como um sistema acoplado que redistribui a energia recebida na superfície da terra.

Atualmente existem dois métodos que os meteorologistas utilizam para realizar previsões climáticas a partir das TSMs (Stockdale, 2000; Murphy, *et. al.* 2001). São eles: (1) Método Estatístico-Empíricos, que usam séries observadas de TSM para estabelecer correlações e prever o futuro. Possuem uma longa história de desenvolvimento e aplicação, com início no final do século XIX. Atualmente, são utilizadas técnicas como a Regressão Linear Múltipla, análise de correlação canônica (CCA) e “Singular Value Decomposition” (SVD), Redes Neurais e outras técnicas estatísticas, com objetivos de prever tanto a TSM ou usá-la para prever variáveis climáticas em diferentes partes do globo. (2) Método Dinâmico/Numérico, no que a TSM é utilizada como condição de contorno, para forçar modelos numéricos que resolvem as equações dinâmicas que descrevem os processos físicos da atmosfera. Os modelos utilizados são os modelos de circulação geral do oceano (OGCM) da atmosfera (AGCM) e, mais recentemente de modelos acoplados de

circulação geral (CGCM) que permitem uma abordagem mais completa das interações entre os oceanos e a atmosfera.

Os principais índices climáticos usados na previsão climática com os métodos estatísticos-empíricos são descritos a seguir.

2.2.4 Índice “El Niño Oscilação Sul” (ENOS ou em inglês ENSO) ou Fenômeno “El Niño/La Niña”.

"El Niño-Oscilação Sul" é um termo técnico usado para ser chamado o El Niño. Historicamente, El Niño refere-se ao aquecimento superficial do Oceano Pacífico Equatorial Central e Oriental. Oscilação Sul é uma medida da intensidade dos centros de pressão atmosférica à superfície entre o Pacífico Ocidental e o Pacífico Oriental, mais especificamente entre Darwin (Austrália) e Taiti. O indicador atmosférico que mede a diferença de pressão entre Darwin e Taiti é chamado de Índice de Oscilação Sul (IOS). O IOS apresenta valores negativos em anos de El Niño e positivos em anos de La Niña (vide texto sobre La Niña). El Niño e Oscilação Sul são partes de um mesmo fenômeno de interação entre o Oceano Pacífico Tropical e a atmosfera. Essa interação pode ser chamada de El Niño-Oscilação Sul (ENOS ou ENSO).

A palavra “El Niño” é derivada do espanhol, e refere-se a presença de águas quentes que todos os anos aparecem na costa norte de Peru na época de Natal. Os pescadores do Peru e Equador chamaram a esta presença de águas mais quentes de “Corrente de El Niño” em referência ao Niño Jesus ou Menino Jesus.

Este é provavelmente o índice mais conhecido no mundo pelas conseqüências no tempo e no clima em todo o planeta (Wallace e Hobs, 2006). Nesta definição, considera-se não somente a presença das águas quentes da Corrente “El Niño” mas também as mudanças na atmosfera próxima à superfície do oceano, com o enfraquecimento dos ventos alísios (que sopram de leste para oeste) na região equatorial (Sampaio, 2001). Com esse aquecimento do oceano e com o enfraquecimento dos ventos, começam a ser observadas mudanças da circulação da atmosfera nos níveis baixos e altos, determinando mudanças nos padrões de transporte de umidade, e portanto variações na distribuição das chuvas em regiões tropicais e de latitudes médias e altas. Em algumas regiões do globo também são observados aumento ou queda de temperatura (Figura 2.2).

Evento de “El Niño” e “La Niña” tem uma tendência a se alternar em um período da ordem de 3-7 anos. Porém, de um evento ao seguinte o intervalo pode mudar de 1 a 10 anos. As intensidades dos eventos variam bastante de caso a caso, mas os eventos “El Niño” mais intensos desde a existência de "observações" de TSM ocorreram em 1982-83 e 1997-98.

A situação Normal: Em anos considerados normais ou sem a presença do “El Niño” ou “La Niña”, observa-se circulação com movimentos ascendentes no Pacífico Central/Ocidental e movimentos

descendentes no Pacífico oriental (Costa do Perú) e com ventos de leste para oeste, próximos à superfície (ventos alísios) e de oeste para leste em altos níveis da troposfera. Este movimento conforma a célula de Walker (Figura 2.3).

Os ventos alísios movimentam as massas de água quentes superficiais da costa americana para o Oceano Pacífico Equatorial Oeste (costa da África e Ásia), produzindo um desnível na superfície do mar e um acúmulo de calor e água nessa região. Conseqüentemente, as águas na costa Americana do Pacífico são um pouco mais frias. Com isso, no Pacífico Oeste, devido às águas do Oceano serem mais quentes, há mais evaporação. Havendo evaporação, há a formação de nuvens numa grande área. Este vento, depois de perder a umidade, se traslada por altos níveis até a região do Pacífico Leste (costa Sul-americana) onde desce para completar o balanço de massas, no que se denomina célula de Walker. Ao contrário do que acontece no Pacífico ocidental, nas regiões de América do Sul, onde o ar vindo dos altos níveis da troposfera desce para os baixos níveis, raramente há a formação de nuvens de chuva (explicando a aridez da costa peruana e chilena).

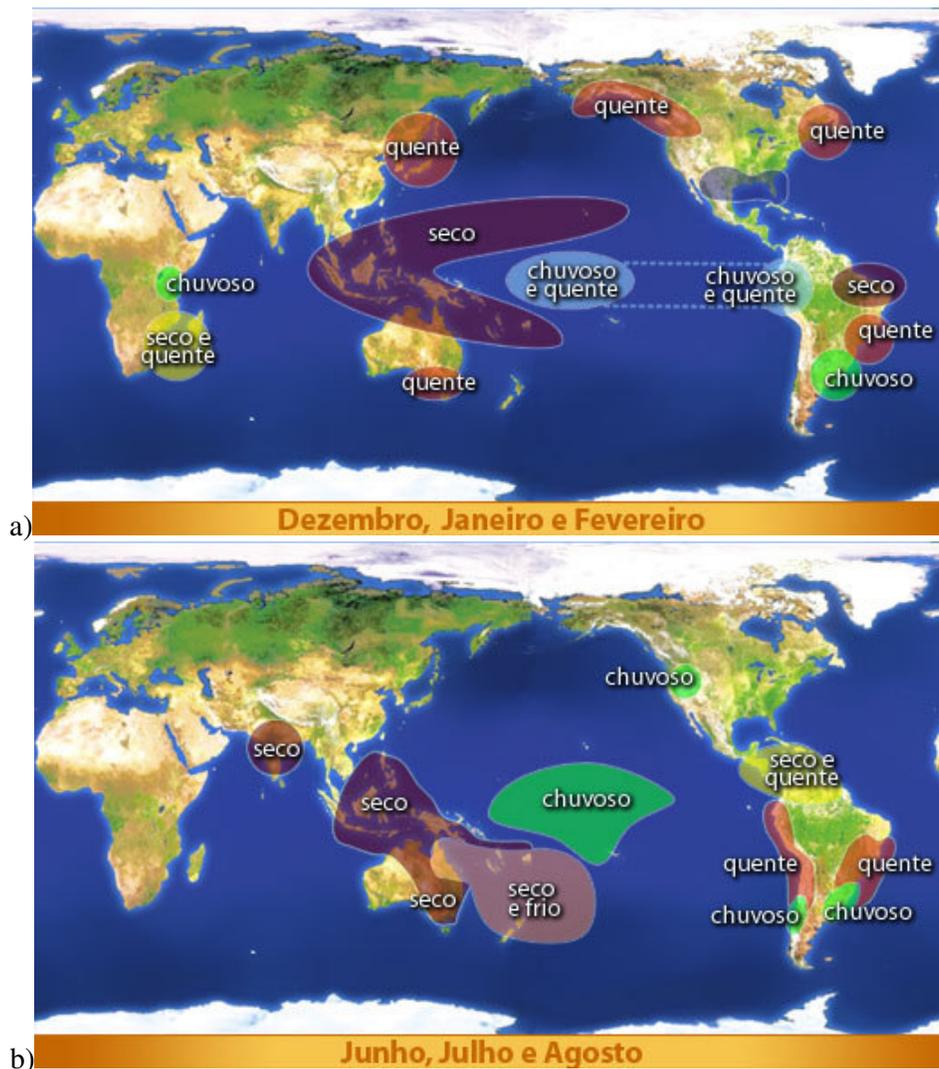


Figura 2.2. Efeitos de “El Niño” durante (a) verão (b) inverno austral (FONTE: site do CPTEC, www.cptec.inpe.br)

Outro ponto importante é que os ventos alísios, junto à costa da América do Sul, favorecem um mecanismo chamado pelos oceanógrafos de ressurgência, que seria o afloramento de águas mais profundas do oceano. Estas águas mais frias têm mais oxigênio dissolvido e vêm carregadas de nutrientes e micro-organismos vindos de maiores profundidades do mar, que vão servir de alimento para os peixes daquela região. Não é por acaso que a costa oeste da América do Sul é uma das regiões mais piscosas do mundo (Sampaio, 2001).

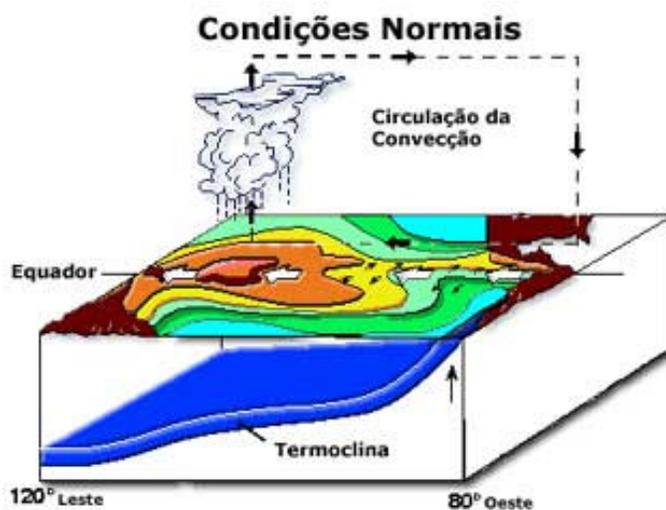


Figura 2.3. Circulação observada no Oceano Pacífico Equatorial em anos sem a presença do El Niño ou La Nina (McPhaden *apud* Sampaio, 2001).

Anos “El Niño”: Durante os anos de “El Niño” acontece um enfraquecimento dos ventos alísios, podendo acontecer em algumas regiões do Pacífico até a inversão dos ventos (soprando assim de oeste para leste). Nesta circunstância, todo o Oceano Pacífico Equatorial começa a aquecer. E, como dito anteriormente: aquecimento gera evaporação com movimento ascendente que por sua vez gera a formação de nuvens. A diferença agora é que ao invés de observar a formação de nuvens com intensas chuvas no Pacífico Equatorial Ocidental, se observa a formação de nuvens principalmente no Pacífico Equatorial Central e Oriental (Figura 2.4). Em resumo, há um deslocamento da região com maior formação de nuvens e a célula de Walker fica bipartida. No Oceano Pacífico Equatorial podem ser observadas águas quentes em praticamente toda a sua extensão. A termoclina fica mais aprofundada junto à costa oeste da América do Sul principalmente devido ao enfraquecimento dos ventos alísios.

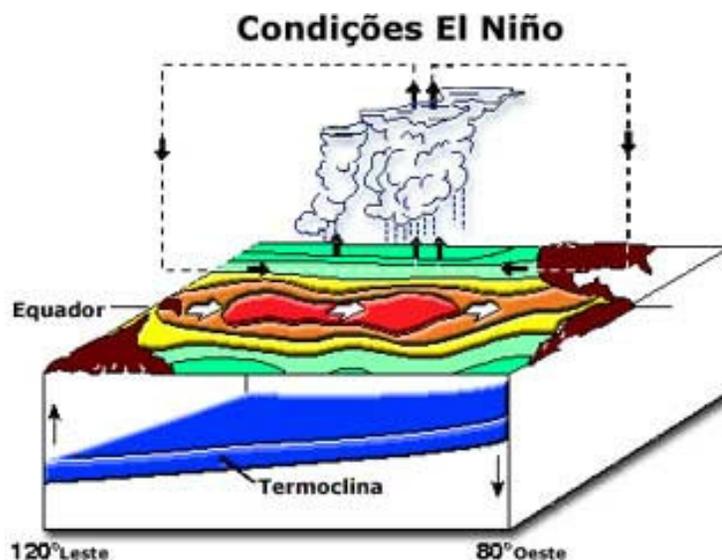


Figura 2.4. Padrão de circulação observada em anos de El Niño na região equatorial do Oceano Pacífico (McPhaden in Sampaio, 2001).

Anos “La Nina”: Durante o período de “La Niña”, os ventos alísios ficam mais intensos, e, portanto, mais água fica "represada" no Pacífico Equatorial Oeste e o desnível entre o Pacífico Ocidental e Oriental irá aumentar. Com os ventos mais intensos a ressurgência também irá aumentar no Pacífico Equatorial Oriental, e, portanto virão mais nutrientes das profundezas para a superfície do Oceano.

Por outro lado, devido à maior intensidade dos ventos alísios, as águas mais quentes irão ficar represadas mais a oeste do que o normal e, portanto, estas águas quentes gerarão maior evaporação e conseqüentemente movimentos ascendentes. Os movimentos ascendentes pela sua vez geram nuvens de chuva e conseqüentemente contribuem para a célula de Walker, que em anos de “La Niña” fica mais alongada que o normal. A região com grande quantidade de chuvas é do nordeste do Oceano Índico à oeste do Oceano Pacífico passando pela Indonésia, e a região com movimentos descendentes da célula de Walker é no Pacífico Equatorial Central e Oriental. É importante ressaltar que tais movimentos descendentes da célula de Walker no Pacífico Equatorial Oriental ficam mais intensos que o normal o que inibe, e muito, a formação de nuvens de chuva (Figura 2.5).

Em geral, episódios “La Niña” também têm freqüência de 2 a 7 anos, e tem ocorrido em menor quantidade que o “El Niño” durante as últimas décadas. Além do mais, os episódios “La Niña” têm períodos de aproximadamente 9 a 12 meses, e somente alguns episódios persistem por mais que 2 anos. Outro ponto interessante é que os valores das anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) em anos de La Niña têm desvios menores que em anos de El Niño, ou seja, enquanto observam-se anomalias de até 4, 5°C acima da média em alguns anos de El Niño, em anos de La Niña as maiores anomalias observadas não chegam a 4°C abaixo da média (Sampaio, 2001).

Episódios recentes do La Niña ocorreram nos anos de 1988/89 (que foi um dos mais intensos), em 1995/96 e em 1998/99.

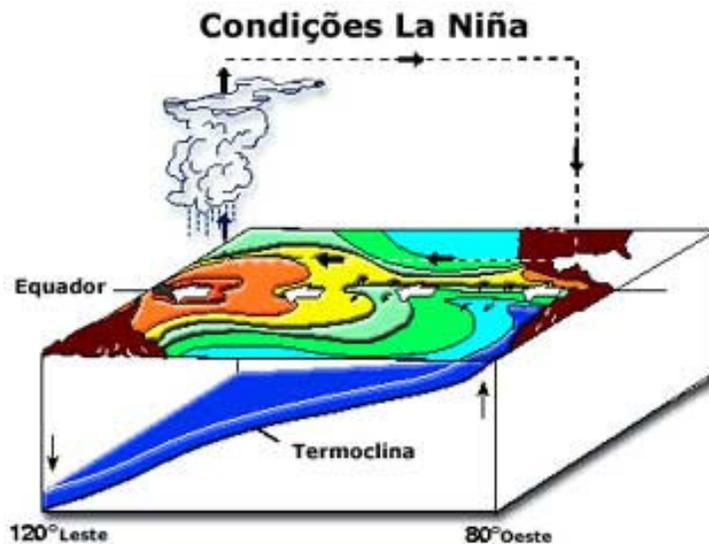


Figura 2.5. Padrão de circulação observada em anos de La Niña na região equatorial do Oceano Pacífico (McPhaden *apud* Sampaio, 2001).

A América do Sul é uma das áreas do mundo com maior influência do ENSO (Ropelewski e Halpert, 1987). Muitos estudos documentam impactos do ENSO na precipitação (especialmente na fase de “El Niño”) (Aceituno, 1988; Kousky *et. al.*, 1984; Rao e Hada, 1990; Alves e Repelli, 1992; Grimm *et. al.*, 1998; Uvo *et. al.*, 1998; Souza *et. al.*, 2000; entre outros). Os resultados destas pesquisas indicam que os principais efeitos se encontram no setor Oeste (Peru e Ecuador), Norte e Nordeste do Brasil e Sudeste do Brasil, Uruguai e Argentina.

2.2.5 Modos Anulares ou Oscilações Polares (Ártica e Antártica)

Oscilações atmosféricas no Hemisfério Sul foram identificadas desde o início do século XX. Desde que Walker (1928) descreveu um padrão de alternância entre os campos de pressão entre o Pacífico Leste e Oeste, chamado Oscilação Sul, muitos movimentos oscilatórios na atmosfera foram identificados. Estudos mais recentes (Gong e Wang, 1999; Thompson e Wallace, 2000) baseados na análise de componente principal (PCA) das anomalias na pressão ao nível do mar (SLP) ou as anomalias da altura geopotencial em 850 hPa, mostraram que o modo principal de variabilidade da circulação extra-tropical no Hemisfério Sul é caracterizada por uma estrutura anular, zonalmente simétrica entre a Região Polar Sul e as latitudes médias. Este fenômeno foi chamado de Oscilação Antártica (em inglês Antarctic Oscillation, AAO) ou Modo Anular do Hemisfério Sul (em inglês, Southern Hemisphere Annular Modes, SAM), respectivamente. Por simplicidade este fenômeno será referido como SAM. Como medida da intensidade do SAM, Nan e Li (2003) definiram o índice do SAM (SAMI) como a diferença na media zonal normalizada da SLP entre 40°S e 70°S (área da Figura 2.6).

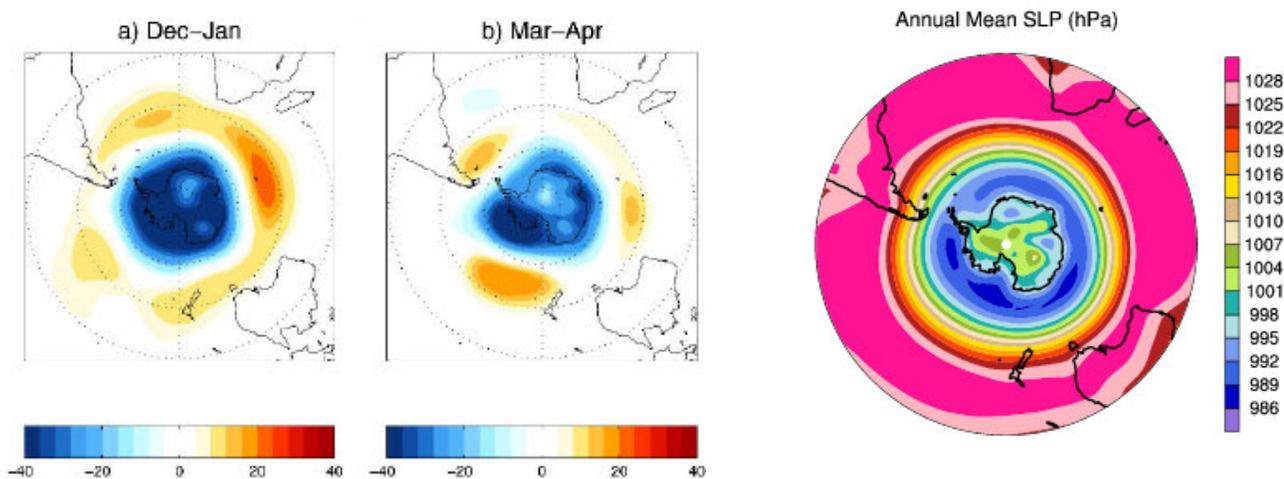


Figura 2.6. a) Correlação entre a série de altura equipontencial de 850hPa obtida dos dados de reanálise do NCEP–NCAR e o índice do SAM (CODRON, 2005) para Dezembro e janeiro; b) idem para Março e Abril; c) valor médio anual da pressão no nível do mar (hPa) no Hemisfério Sul (CCR/CGD/NCEP 2006)

O SAM tem um fenômeno correspondente no Hemisfério Norte (HN) que se denomina Modo Anular do Hemisfério Norte (em inglês Northern Hemisphere Annular Modes - NAM). Este índice indica uma estrutura zonal simétrica que envolve intercâmbios de massa entre as latitudes medias e altas. De acordo com Thompson e Wallace (2000), os modos anulares podem ser vistos não como padrões de variabilidade restritos a seus respectivos hemisférios, mas como estruturas que se estendem profundamente nos trópicos e subtropicos dos hemisférios opostos. Esta afirmação é apoiado pelo fato que o padrão do Atlântico Leste (EA) no Hemisfério Norte é positivamente correlacionado com SAMI (neste trabalho se estimou, $R^2 = 0.30$, $\alpha=97\%$). O padrão EA é definido como um centro nas análises de componentes principais da altura geopotencial de 700 hPa em 55°N , $20^\circ\text{-}35^\circ\text{W}$ junto com um gradiente forte na altura geopotencial de 700 hPa NE-SE sobre a Europa Ocidental e com sinal oposto orientado sobre uma banda (E-NE)-(W-NW) no norte da África e Mar Mediterrâneo com uma localização mais provável entre $25^\circ\text{-}35^\circ\text{N}$ e $0^\circ\text{-}10^\circ\text{W}$ (Barnston e Livezey, 1987). Uma provável explicação desta correlação é que na atmosfera tropical, o valor positivo dos modos anulares está associado com anomalias nos ventos de oeste centradas nas vizinhanças do Equador em níveis de 200 hPa e flanqueadas por anomalias frias com pico na troposfera subtropical em ambos os hemisférios. No entanto, NAM e SAM não estão correlacionados porque ambos os modos perturbam os trópicos durante diferentes épocas do ano (Thomson e Lorentz, 2004)

SAM e NAM existem durante todo o ano na troposfera, no entanto eles se amplificam com a altura dentro da estratosfera durante certos períodos do ano ou também denominadas como “estações ativas”. Thompson e Wallace (2000) mostraram que a estação ativa no Hemisfério Sul é de meados de Outubro a Dezembro (e no Hemisfério Norte de Janeiro a Março). Quando o modo anular altera,

entre outras características, a intensidade do fluxo médio zonal na baixa estratosfera, a altura da tropopausa sobre as latitudes médias e altas e a força dos alísios. Em resumo, os estudos mostram que os modos anulares afetam a circulação nas latitudes altas e médias.

A relação entre o SAM e a circulação tropical é explorada por Thompson e Lorentz (2004). Eles explicam que a assinatura tropical do SAM não é tão forte como a apresentada pelo NAM e, que o SAM, não exibe uma dependência robusta da fase do ciclo ENSO. No entanto, outros estudos (Fogt e Bromwich, 2006; Carvalho *et. al.*, 2005) reportam a influência do SAM em vários campos tropicais, tais como pressão no nível do mar e altura geopotencial em diferentes escalas de tempo. Fogt e Bromwich (2005), mostraram que existe uma teleconexão no Pacífico Sul em altas latitudes, na qual, o SAMI é positivamente correlacionado com o SOI. Ainda, Carvalho *et. al.*, (2005) relata que a fase negativa do SAM está correlacionada com anomalias positivas na TSM no pacífico central (El Niño), enquanto que fases positivas do SAM estão relacionadas com anomalias negativas na TSM (La Niña).

Poucos estudos avaliaram o efeito do SAM na circulação atmosférica em América do Sul. Este modo de variabilidade é muito conhecida por possuir grande influência do ENSO, embora, nem toda a variabilidade na circulação possa ser explicada pelo ENSO. Silvestri e Vera (2003) mostraram que o SAM influencia a precipitação sobre o sudeste de América do Sul, particularmente durante o inverno austral e o final da primavera. Eles relacionaram a influência remota do SAM na precipitação da região com mudanças na circulação que são maiores durante o outono e a primavera.

2.2.6 Oscilação do Atlântico Norte (NAO)

Um dos mais proeminentes padrões de teleconexão no Hemisfério Norte em todas as estações é a Oscilação do Atlântico Norte (em inglês North Atlantic Oscillation ou simplesmente NAO) (Hurrell, 1996). Diferente do fenômeno El Niño - Oscilação Sul (ENSO), que envolve os componentes oceano e atmosfera, esta oscilação apresenta sinais principalmente atmosféricos. Mesmo sem definir como causa, estudos têm encontrado boa correlação entre as flutuações desta oscilação e a movimentação de calor no oceano (Cunha, 2007 -Figura 2.7).

Tal qual o fenômeno ENSO, a Oscilação do Atlântico Norte também apresenta duas fases, sendo uma positiva e outra negativa. Quando no modo positivo, o sistema de baixa pressão sobre a Islândia se intensifica, com ventos circulando no sentido anti-ciclônicos (anti-horários) ao redor do mesmo. Enquanto isto um sistema de alta pressão, com circulação de ventos ciclônicos (no sentido horário), se intensifica próximo aos Açores. A relação entre esses sistemas aumenta os ventos para leste, na direção da Europa. No inverno do Hemisfério Norte, o contraste entre os dois sistemas é

maior, fazendo com que ar polar atinja a costa leste dos Estados Unidos e do Canadá e, acabe determinando uma estação mais fria. Por sua vez, estes ventos de SW em contato com águas aquecidas pela Corrente do Golfo influenciam o inverno do Norte europeu, tornando-o úmido e moderado

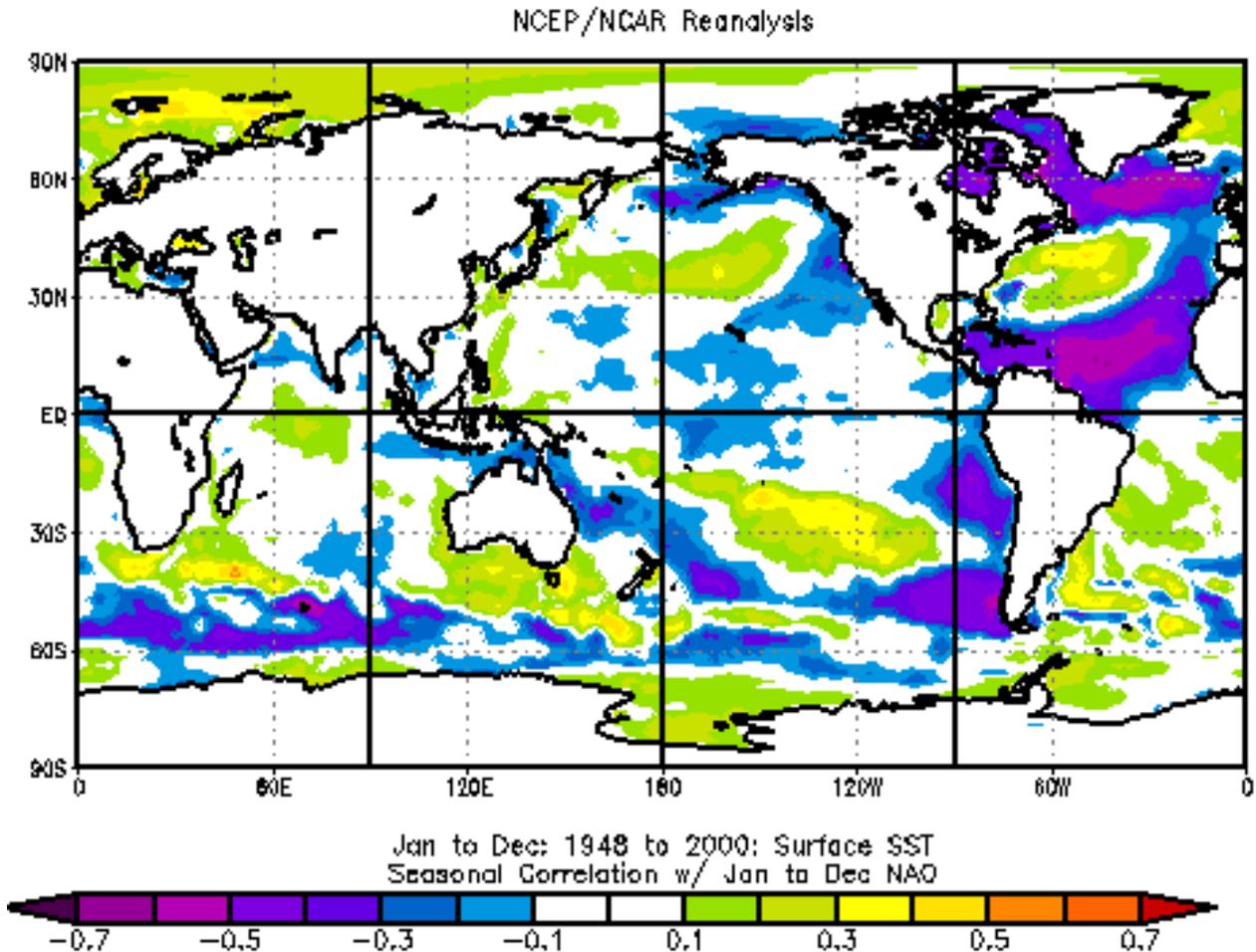


Figura 2.7. Correlação da TSM estimada a partir do reanálise do NCEP com índice NAO de jan/dez no período 1958 a 2000 (NCEP, 2006)

No modo negativo da Oscilação do Atlântico Norte, o a alta dos Açores fica mais fraca. Com isso, os ventos úmidos acabam redirecionados para o Leste, tornando o inverno mais frio no norte da Europa. Porém, trazem chuva para a região do Mediterrâneo, e, geralmente, ocorre um inverno mais quente no leste dos Estados Unidos e do Canadá, embora mais frio no sudeste americano (Hurrell, 1995; Bliss e Walker, 1932; van Loon e Rogers, 1978; Rogers e van Loon, 1979; Cunha, 2007).

2.2.7 Oscilação Decadal do Pacífico (PDO)

A existência de variabilidade decadal e multi-decadal no clima do Pacífico Norte é documentada desde o fim dos 1980's (Nitta e Yamada, 1989; Trenberth, 1990). Um modo que envolve esta variabilidade, e que recebeu considerável atenção nos últimos tempos, é a denominada Oscilação (inter) Decadal do Pacífico (em inglês (inter-) Decadal Oscillation ou simplesmente PDO) (Mantua *et. al.*, 1997). A PDO é representada pelo primeiro modo da PCA das anomalias mensais da TSM ao norte de 20°N no Pacífico (Mantua *et. al.*, 1997) (Figura 2.8).

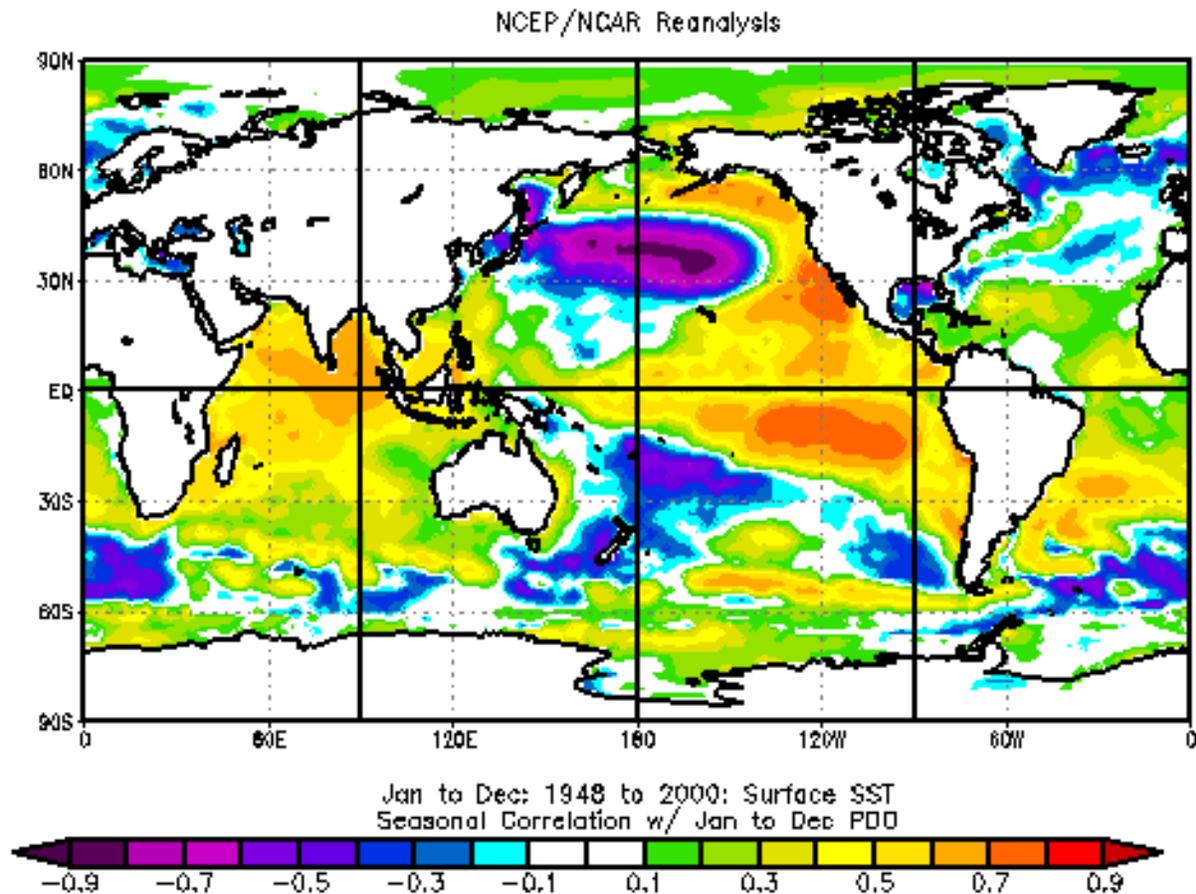


Figura 2.8. Correlação da TSM estimada a partir do reanálise do NCEP com índice PDO de jan/dez no período 1958 a 2000 (NCEP, 2006)

Apesar dos sinais da PDO serem proeminentes no Pacífico Norte, os padrões anômalos de TSM, pressão e ventos superficiais no Pacífico são muito similares aos correspondentes para o ENSO (Mantua *et. al.*, 1997; Zhang *et. al.* 1997; Garreaud e Battisti, 1999; Mestas-Nuñez e Enfield, 2001). Ainda, os padrões de TSM para PDO são quase simétricos com relação ao Equador, mas, menos confinados ao Pacífico Leste que o ENSO (Por exemplo,, Zhang *et. al.*, 1997; Mestas-Nuñez e Enfield, 2001, Gershunov e Barnett, 1998).

A fase positiva (ou quente) do PDO, ilustrada na Figura 2.8, mostra um sistema anômalo de baixas pressões na localização das profundezas Aleutianas, águas superficiais mais frias que o normal no Oeste e Centro Pacífico Norte e mais quente que o Normal na Costa Oeste do continente Americano e no Pacífico Central e Oriental (Zhang *et. al.*, 1997; Mantua *et. al.*, 1997; Enfield e Mestas-Nuñez, 1999). A fase negativa (ou fria) do PDO mostra padrões praticamente opostos.

A duração e fases do PDO é definida por mudanças climáticas abruptas (e.g., Minobe, 1997; 1999; Mantua *et. al.*, 1997). Minobe (1999) sugeriu que as oscilações dominantes do PDO possuem um período de 50 anos, ou seja, com fases de 20-30 anos que definem seu regime. Em concordância com estes valores, Mantua *et. al.* (1997) dividiram o período entre 1900 e 1995 em quatro subperíodos, cada um com duração aproximada de 20-30 anos. Entre estas mudanças, a mudança de regime e das estruturas associadas e variáveis oceânicas de 1976/1977 foi muito bem documentado (Trenberth, 1990; Trenberth e Hurrell, 1994; Seager *et. al.*, 2001; Deser *et. al.*, 1996). Muitos autores mostram mudanças no Pacífico Norte entre 1998/1999 que podem ser a indicação de uma nova alteração na tendência (Schwing e Moore, 2000; Minobe, 2000, Hare e Mantua, 2000).

Fora da região do Pacífico, as anomalias na circulação atmosférica associadas com PDO durante o inverno boreal se assemelham ao Padrão Pacífico / América do Norte (PNA). No Oceano Atlântico, o padrão de anomalias da PNM associadas com PDO lembra o NAO (Mo e Häkkinen, 2000). Como os padrões atmosféricos associados ao PDO co-variam com o valor do índice PDO, que é baseado na TSM, o PDO poderia considerar-se como um fenômeno acoplado atmosfera/oceano.

Entre as características mais relevantes da PDO para análise e previsão climática é que a PDO modula as teleconexões do ENSO em certas regiões do globo (Gershunov e Barnett, 1998; McCabe e Dettinger, 1999; Gutzler *et. al.* 2002; Krishnan e Sugi, 2003; Andreoli e Kayano, 2005). Por exemplo, as condições típicas de El Niño (La Niña) que são de anomalias de umidade/seca (seca/umidade) sobre o NW/SW de América do Norte tendem a ser mais pronunciadas durante a fase quente (fria) do PDO (Gershunov e Barnett, 1998; Gutzler *et. al.* 2002). Semelhantemente, condições secas (úmidas) prevalecem na região da Monção da Índia para eventos El Niño (La Niña) que ocorrem durante a fase quente (fria) do PDO (Krishnan e Sugi, 2003) e na América do Sul. Os sinais na chuva da América do Sul durante o verão austral são mais pronunciados para a fase quente do PDO que para a fase fria.

2.2.8 Previsão por Conjunto (“ensemble forecast”)

Os modelos numéricos do oceano e a atmosfera possuem diversas imperfeições que afetam seu uso para previsão climática (Stockdale, 2000). Por exemplo, as equações de mecânica dos fluídos que governam os processos na atmosfera, ou seja, as equações de Navier-Stokes são equações diferenciais em derivadas parciais (EDP) que não têm solução exata no caso de condições iniciais genéricas e devem ser resolvidas por métodos numéricos. Assim, sob o ponto de vista puramente

matemático, o problema da previsão do tempo é "um problema de valores iniciais" (Garcia-Moya, 2004).

Devido à distribuição irregular da observação meteorológica sobre a Terra, as estimativas das condições iniciais para qualquer previsão apresentam grande incerteza. Aceita-se que esta incerteza é a principal fonte de erro nas previsões a curto e médio prazo realizadas com modelos numéricos. A atmosfera apresenta uma conduta caótica (mostram alta sensibilidade às condições iniciais) segundo a teoria desenvolvida por Lorentz (1963). Portanto, estes condicionantes introduzem um novo conceito na previsão do tempo. Trata-se da "previsibilidade da atmosfera", isto é, a capacidade da atmosfera de ser prevista. A previsibilidade depende fundamentalmente da situação concreta que se tem como condição inicial (Lorenz, 1963; Goddard *et. al.*, 2000; Anderson e Ploshay, 2000, Marengo *et. al.*, 2003).

Para tentar evitar os problemas inerentes à incerteza nas condições iniciais introduziu-se a técnica da "predição por conjuntos" (EPS ou Ensemble Prediction System). Esta técnica consiste em obter uma série de estados iniciais que são basicamente o obtido das observações (assimilação de dados) mais uma perturbação nas zonas que são mais sensíveis para a previsão sobre a área de interesse. É obtido assim um leque de condições iniciais, todas igualmente prováveis, com as quais é rodado o modelo tantas vezes quanto são as diferentes condições iniciais geradas (Toth e Kalnay, 1997) (Figura 2.9)

Para contornar a necessidade de criar um número ilimitado de condições iniciais, que representem todos os estados possíveis da atmosfera, o que não é viável na prática, parte-se do conhecimento de que os erros crescem a uma taxa que depende do regime de circulação da atmosfera, da estação do ano e do domínio geográfico. Com isto, pode-se construir uma quantidade limitada de condições "ótimas", eliminando aquelas que gerem previsões muito semelhantes entre si (CPTEC, 2004).

Como os modelos existentes possuem maior ou menor qualidade para descrever os processos que acontecem na atmosfera, uma forma de explorar as vantagens de modelos diferentes e compensar suas fraquezas é realizado uma previsão de conjunto combinando os resultados dos modelos utilizando a técnica de Predição de Conjunto Multi -Modelo (em inglês MMSE). MMSE é um exemplo especial das técnicas de previsão por conjunto, que consideram as saídas dos modelos analisados como membros de conjunto, ou seja, é um conjunto de modelos ou um conjunto de conjuntos (Zhang e Krishnamurti, 1999; Stockdale, 2000). Em exemplo operacional este tipo de modelo, é o MASTER Super Model Ensemble System ou conhecido em português como Superconjunto (modelo formado a partir da correção estatística da soma de todos os modelos testados no laboratório Máster da USP www.master.iag.usp.br, Dias *et. al.*, 2006)

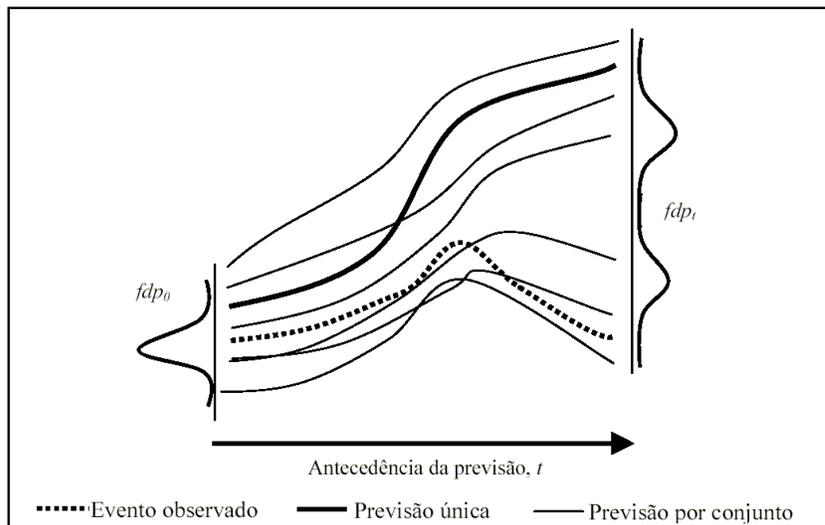


Figura 2.9 Representação esquemática do sistema de previsão por conjunto (“ensemble”) (Silva, 2005)

2.2.9 Modelos de previsão meteorológica.

Apesar dos avanços da previsão numérica do tempo nos últimos quarenta anos não existe ainda uma solução única para elaborar uma previsão confiável. Quando é proposta a implementação de um modelo numérico deve-se começar por indicar claramente quais são as limitações e prioridades na simulação. A limitação mais importante é o tempo máximo entre o começo e o final da previsão que deve ser realizada, por exemplo, o tempo de processamento de um modelo operacional de tempo deve ser menor do que do 1% do tempo de previsão (meia hora para 48 horas de predição). Naturalmente e, dependendo da potência de cálculo do computador disponível, isto limita a quantidade de pontos de grade que pode incluir a área representada e, por tanto, a resolução espacial de nosso modelo.

Quanto às prioridades deve-se fixar um horizonte de previsão, isto é, estabelecer se as previsões terão escala global ou limitada e o prazo para o qual serão realizadas. Ambos os aspectos não são independentes, pelo contrario, estão relacionados entre si. Atendendo às diferentes prioridades que foram indicadas, serão resumidos alguns exemplos dos tipos de modelos que se encontram na investigação meteorológica e em alguns centros operativos.

Modelos Climáticos Globais (GCM): Os GCM’s são modelos matemáticos tridimensionais no espaço que consideram os principais processos que governam a circulação geral da atmosfera. Por esta razão, sua grade de simulação deve cobrir toda a Terra.

Este tipo de modelo não precisa de nenhum dado externo (salvo as condições iniciais e as condições de fronteira inferior, como tipo de vegetação e TSM (quando não são modelos acoplados oceanos atmosfera)) para realizar as predições. Esta é sua grande vantagem, no entanto, sua principal

desvantagem é que precisam uma grande infra-estrutura de manutenção e que carecem de estrutura para simular processos em pequena escala como as necessárias na hidrologia (Garcia-Moya, 2004).

A Figura 2.10 apresenta uma representação esquemática das principais interações simuladas pelos modelos globais, que geralmente discretizam o globo em elementos de 20 a 100 km, na escala horizontal, e 100m a 5 km na vertical. A topografia e os processos físicos do sistema em cada elemento são valores médios (IRI, 2004, Tucci, 1998).

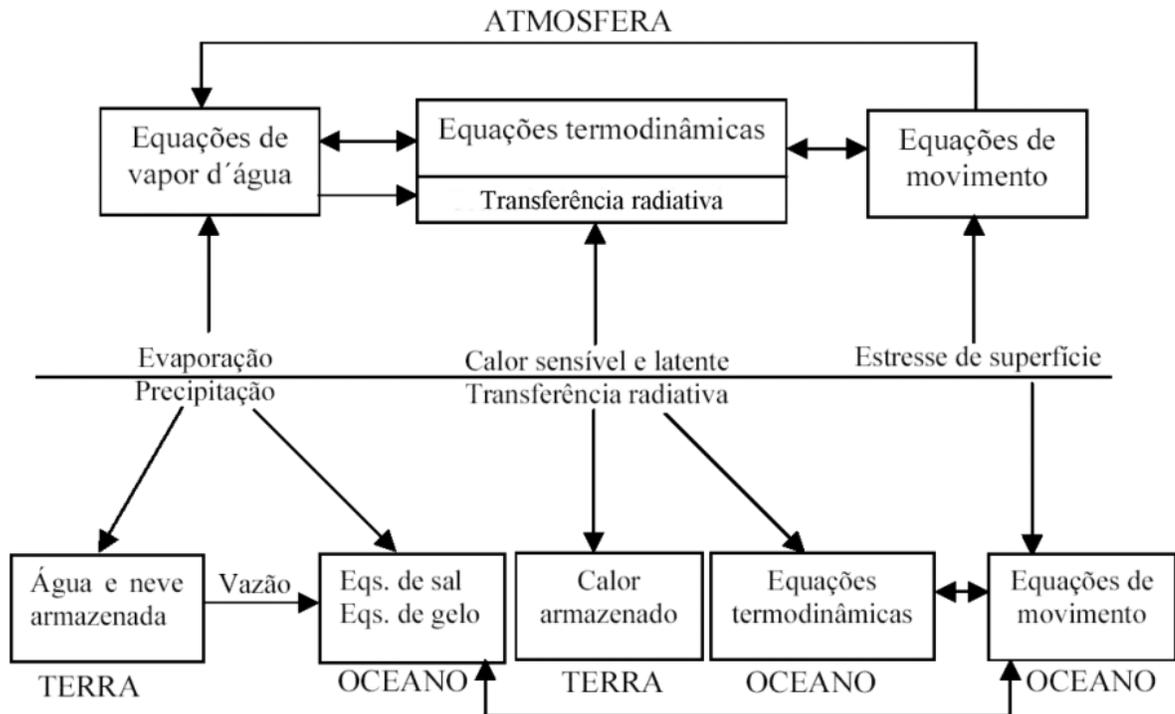


Figura 2.10. Interações entre atmosfera, oceanos e continentes, representadas pelos modelos globais (Adaptado de Kimura, 2002)

Modelos regionais de previsão (“downscaling”): Os modelos globais de previsão climática possuem resolução espacial da ordem de 100 a 200 km. Entretanto, o clima regional pode ser controlado por fatores com escala tipicamente bem menor. As características da topografia, tipo de vegetação, distribuição solo/água podem causar significativa influência no clima regional. Como exemplo, tem-se às brisas marítimas e às circulações atmosféricas induzidas por vales e montanhas, diferenças no uso do solo, forma da costa, dentre outras (Hay e Clark, 2003; Roads *et. al.*, 2003, Pielke, 1974; Mahrer e Pielke, 1977; Avissar e Pielke 1989; Souza *et. al.* 2000).

O custo computacional de previsões com um modelo global de alta resolução é muito alto, e uma alternativa viável é o chamado "downscaling" dinâmico. Nesta técnica utiliza-se um modelo meteorológico de resolução mais alta (regional), com resolução da ordem de algumas dezenas de quilômetros, alimentado nas fronteiras pelas condições produzidas pelo modelo global (ou até por dados observados). Conforme representado na Figura 2.11, o modelo regional usa as condições de

fronteira na célula B do modelo global (resolução de 200x200 km), para gerar uma simulação com resolução de, por exemplo, 40x40 km, internamente a B, de forma que os processos de troca de energia entre a atmosfera e a superfície são mais bem descritos que no modelo global.

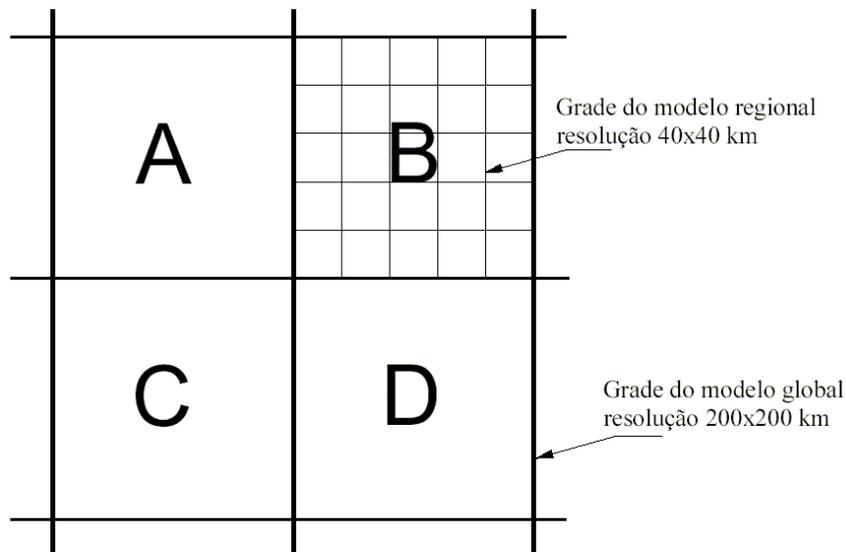


Figura 2.11. Detalhamento da resolução dos modelos climáticos através da técnica de “downscaling” da simulação de um modelo global.

Por representar com maior detalhe os processos que agem regionalmente acredita-se que os modelos regionais podem produzir previsões de tempo e clima com maior precisão. Roads *et. al.* (2003) e Hay e Clark (2003) destacaram que os resultados eram ainda preliminares, e que os modelos regionais ainda deverão passar por muitos testes e modificações para serem efetivamente validados. Como a tecnologia avançou rapidamente, Kerr (2004) salienta que, devido ao aumento na capacidade de processamento e as técnicas de computação através de “clusters” (de custo muito menor do que os supercomputadores vetoriais), a tendência futura é cada região, de países como Brasil e EUA, use um modelo atmosférico regional que seja adaptado as suas características e necessidades. Hoje em dia, a gente observa um grau de refinamento ainda maior, e precisões que nem foram relatadas pelos autores anteriores.

Os modelos regionais são importantes porque a sua escala de resolução e representação espacial é equivalente à escala dos estudos hidrológicos (Roads *et. al.*, 2003, Jayawardena e Mahanama, 2002). As aplicações dos modelos atmosféricos regionais na área de recursos hídricos mostram que, de maneira geral, são obtidos melhores resultados do que utilizando os modelos globais (Anderson *et. al.*, 2002; Hay *et. al.*, 2002; Hay e Clark, 2003; Ibbitt *et. al.*, 2001; Kite, 1997; Koussis, *et. al.*, 2003; Roads *et. al.*, 2003).

2.3 Integração da previsão meteorológica e hidrológica: previsão hidroclimática.

A estrutura da previsão de vazão hidroclimática está baseada em dois modelos: o modelo de previsão de chuva e o modelo de previsão de vazão. O modelo de previsão de chuva é um modelo de previsão atmosférica que estima a precipitação em diferentes pontos no espaço. Esta precipitação é utilizada como entrada no modelo hidrológico. Nos sistemas de acoplamento mais robustos também são fornecidas outras variáveis climáticas como entrada ao modelo hidrológico (por exemplo, evaporação, radiação e velocidade do vento).

A utilização de previsões de chuva dos modelos meteorológicos como entrada nos modelos chuva-vazão para prever vazão é recente. Isto ocorre em parte porque havia pouca confiança nas previsões de chuva destes modelos e a resolução espacial grosseira dos modelos climáticos. A chuva é a variável mais difícil de prever em modelos meteorológicos, porém o desenvolvimento de novas metodologias e parametrizações para estes modelos. O contínuo crescimento da capacidade computacional têm resultado na redução dos erros das previsões de chuva, (Collier e Krzysztofowicz, 2000; Damrath *et. al.* 2000; Xue *et. al.* 2000 e 2001, Hollingsworth, 2003). Além disso, os modelos hidrológicos mais simples não têm uma estrutura adequada para tirar proveito das previsões de chuva de alta resolução espacial e temporal que são geradas pela nova geração de modelos regionais. O uso combinado de modelos hidrológicos e modelos meteorológicos para previsões de curto prazo tem sido avaliado experimentalmente e até operacionalmente, com alguns resultados animadores, (Yu *et. al.*, 1999; Damrath *et. al.*, 2000; Jasper *et. al.*, 2002; Koussis *et. al.*, 2003).

O uso da previsão de precipitação e a integração dos modelos pode ser observado na Figura 2.12 onde é apresentado um exemplo fictício da previsão de vazão realizada para um instante $T_0 + \Delta T$, sendo que ΔT é a antecedência, variando de 0 até 24 horas. A chuva observada nos postos telemétricos está disponível até o instante T_0 e está representada na figura pela parte escura do hietograma. A partir do instante T_0 a precipitação na bacia não é conhecida. Neste caso a previsão de vazão com modelo chuva-vazão poderá ser realizada de duas formas: i) considerar que a chuva a partir do instante T_0 é nula; ii) utilizar a previsão de chuva a partir de T_0 .

Se a previsão de vazão for realizada com base na hipótese de precipitação nula a partir de T_0 , então existe a tendência que a vazão prevista seja inferior à vazão observada, como ocorre na Figura 2.12. Pode-se dizer, inclusive, que o hidrograma previsto com base na hipótese de precipitação nula a partir de T_0 representa uma estimativa do limite inferior das vazões futuras. Se, por outro lado, existe uma previsão quantitativa de precipitação de boa qualidade para as próximas horas, e esta previsão estiver disponível no instante T_0 , a previsão de vazão tende a melhorar, como mostra a Figura 2.12.

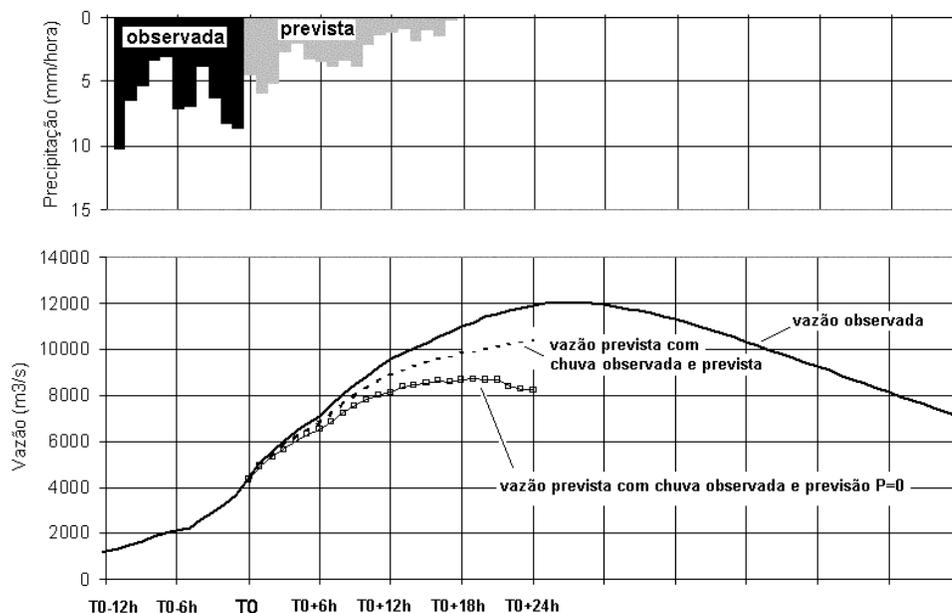


Figura 2.12. Esquema da previsão hidroclimática.

A metodologia de integração apresentada acima sofre pequenas modificações dependendo da forma em que é realizada a integração entre os modelos. As técnicas utilizadas para realizar a integração entre os modelos são: a) unidirecionais (“one-way”, “off-line” ou “uncoupled”); b) bidirecionais (“two-way”, “on-line” ou “coupled”).

2.3.1 Acoplamento unidirecional (off-line ou tipo “one-way”)

A grande maioria dos trabalhos de acoplamento dos modelos tem utilizado a metodologia unidirecional, onde o modelo atmosférico fornece a precipitação e/ou variáveis climáticas para ser utilizada como entrada no modelo hidrológico. Neste caso o modelo hidrológico não interage com o atmosférico.

Em aplicações de previsão, Anderson *et. al.* (2002) utilizaram precipitação prevista pelos modelos ETA e MM5 para gerar vazões na bacia do rio Calavera (Califórnia, EUA). A antecedência máxima das previsões foi de 48 horas, com precipitação prevista a cada 6 horas. Avaliaram-se as vazões da bacia para precipitação gerada com resolução de 40 km, pelo modelo ETA, e 4 km para o MM5, utilizando o modelo hidrológico HEC-HMS. De forma semelhante, Koussis *et. al.* (2003) realizaram previsões com 48 horas de antecedência para a bacia do rio Kifissos (2190 km²), localizada dentro da área urbana de Atenas, Grécia. Utilizou-se o modelo regional BOLAM, para previsão de precipitação, com 6 km de grade, e um modelo chuva-vazão distribuído por sub-bacias. Os resultados mostram que, embora as previsões tenham apresentado dificuldades em representar os picos dos hidrogramas, os modelos conseguiram captar as variações de vazão na bacia.

Como parte de um dos experimentos de campo do programa GEWEX, Habets *et. al.* (2004) testaram a previsão operacional de vazão de curto prazo (até 3 dias) na bacia do rio Rhone (França) de 96.000 km². Para previsão da precipitação foram usados dois modelos numéricos de tempo, em operação na França: ARPEGE (resolução de 25 km) e ALADIN (resolução de 15 km). A precipitação prevista foi usada como entrada para um modelo hidrológico denominado SIM, com resolução de 8 km. Os resultados obtidos indicam que, embora o modelo hidrológico utilizado seja sensível as condições iniciais de neve e umidade do solo, a qualidade da previsões de vazão é melhor do que as técnicas usualmente empregadas. Devido aos resultados promissores, o sistema estava sendo implantado para previsão operacional em todo território francês.

Para previsões de longo prazo, Wood *et. al.* (2002) utilizaram conjuntos de previsões de precipitação acumulada mensal e médias mensais de temperatura, com 6 meses de antecedência, produzidas pelo modelo espectral global (GSM) do National Centers for Environmental Prediction (NCEP), EUA, de resolução 2,8° (latitude e longitude). Os dados gerados pelo modelo global foram utilizados como entrada para o modelo hidrológico de macroescala VIC, descrito por Liang (1994), com resolução de 1/8°. Empregou-se uma metodologia estatística para correção de erros sistemáticos nas previsões geradas pelo modelo global. Os resultados foram analisados em termos qualitativos e indicam que o procedimento empregado obteve sucesso para transmitir os sinais da previsão climática às variáveis hidrológicas de interesse dos recursos hídricos.

Tucci *et. al.* (2003) utilizaram uma metodologia semelhante para realizar uma análise quantitativa na bacia do rio Uruguai (62.200km²), localizada na Região Sul do Brasil. Determinaram-se previsões de vazão para até 5 meses de antecedência, combinando-se o modelo climático global do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), com o modelo hidrológico de grandes bacias desenvolvido por Collischonn (2001). Também aqui empregou-se uma metodologia estatística para correção de erros sistemáticos nas previsões geradas pelo modelo global. Com a combinação das previsões climáticas corrigidas e o modelo hidrológico distribuído, obteve-se uma redução de 54% do erro da previsão de vazão (redução de variância) no rio Uruguai, em relação às previsões obtidas pelo método tradicionalmente empregado que se baseia nas médias ou medianas mensais. Além disso, foi utilizado um conjunto de 5 previsões baseado na técnica previsão por conjunto do modelo climático, permitindo gerar uma banda de incertezas das previsões. Os resultados de Tucci *et. al.* (2003) indicam que já existe um grande potencial para utilização dos modelos baseados em previsão climática sazonal em recursos hídricos.

Outros exemplos de acoplamento off-line para previsão podem ser encontrados em Silva (2005), Verbunt *et. al.* (2004), Hopson, e Webster (2004). Exemplos de acoplamento off-line sem a finalidade específica de previsão podem ser encontrados em Hay e Clark (2003), Hay *et. al.* (2002),

Ibbit *et. al.* (2001), Jayawardena e Mahanama (2002), Kite (1997), Miyaoka *et. al.* (1999), Chen e Dudhia, (2001).

2.3.2 Acoplamento bidirecional (on-line ou “two-way”)

A melhora na qualidade dos produtos dos modelos meteorológicos (principalmente pela maior disponibilidade de dados para a estimativa das condições iniciais) começou a esbarrar na limitação da representação da interface solo-atmosfera. Abandona-se, portanto, a noção de que a representação dos processos físicos nos modelos regionais não justificava uma melhor parametrização dos processos hidrológicos. Nesta fase, começam a ser desenvolvidos os modelos hidrológicos de grande escala motivado precisamente pela necessidade de melhor representar os processos terrestres dentro dos modelos atmosféricos. No entanto, são poucos os trabalhos que realmente acoplam os modelos em modo bidirecional, com interação simultânea dos processos na atmosfera-superfície e vice-versa (Evans, 2003; Gutowski *et. al.*, 2002; Seuffert *et. al.*, 2002).

Ainda hoje não existe uma integração efetiva entre a hidrologia e a meteorologia já que alguns desafios devem ser vencidos. Na modelagem atmosférica, os modelos são preparados de forma tal que seja permitida a operação do modelo com mínimos ajustes em qualquer parte do mundo, a simulação hidrológica, pelo contrário, precisa de trabalho prévio (preparação de dados, delimitação de bacia e ajustes) para ser aplicada num local específico. Atualmente, na meteorologia admite-se a necessidade de modelos regionais específicos para uma determinada região (Ker, 2004) e na hidrologia existem avanços na automatização de processos como a delimitação automática de bacias (Jenson e Domingue, 1988; Paz *et. al.*, 2007). No entanto, até o momento, foram simplesmente aplicadas algumas soluções de compromisso, sem a devida qualidade para certas regiões como o Pantanal, as quais serão discutidas no item seguinte.

Dentre as poucas integrações com a finalidade da simulação hidrológica detalhada se destaca o trabalho de Overgaard *et. al.* (2004) que desenvolveram um sistema de simulação baseado no acoplamento de um modelo hidrológico e meteorológico na escala da bacia para análise de fluxos; e o trabalho de Pane *et. al.* (2003) que desenvolveram um modelo de previsão de escoamento e umidade do solo para previsões de crescimento de cultivos.

Focando na previsão de vazões, Jin e Miller (2004) descrevem a integração do modelo regional MM5 e o CLM3 na região de Serra Nevada (Espanha). Os resultados obtidos mostraram a melhora da estimativa da cobertura de neve e previsão da vazão ao mesmo tempo que melhoraram as estimativas dos fluxos de energia e água no modelo de previsão atmosférica.

Gutowski *et. al.* (2002) apresentaram um programa simples de acoplamento de modelos de simulação solo-atmosfera. O programa realiza a integração do tipo two-way entre os principais

reservatórios de água (atmosfera, zona vadose , água subterrânea, água superficial e rios). O programa utiliza um modelo hidrológico de características similares ao MGB denominado CLASP SVAT e o modelo atmosférico ATMOS (Gutowski, et. al, 1998 apud Gutowski, et. al, 2002) que emula uma única coluna de um modelo de circulação global embora represente a superfície da terra com alto grau de detalhe. O modelo foi calibrado com dados do First International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment (FIFE) de 1987 e validado com dados de 1988 e 1989. Os resultados mostraram que quatro fatores físicos surgiram como muito importantes na simulação: umidade do solo inicial, duração da temporada de crescimento das plantas, umidade efetiva para iniciar a condensação e parametrização das nuvens. O modelo simulou o comportamento interanual do ciclo hidrológico relativamente bem (principalmente na parte subterrânea) embora sistematicamente subestimou vazões (Nota: o que provavelmente indica problemas na calibração ou na formulação do próprio modelo) e teve problemas de representação espacial da precipitação devido ao tamanho da malha utilizada. Embora o programa apresentado tenha sido simples e com alguns problemas, mostrou-se útil para representar o ciclo hidrológico interanual.

Não existe dúvida que o caminho da simulação atmosférica e, principalmente na previsão de vazão de longo prazo, passa pela maior integração entre modelos atmosféricos e modelos hidrológicos (Eagleson, 1986; Klemes, 1986; O'Connell e Todini, 1996; GEWEX, 1998). Para entender e prever o efeito de mudanças climáticas é necessário que se entenda a bacia hidrográfica como apenas um componente de um sistema de dimensões muito maiores, dinâmico e altamente complexo que é a interface biosfera-atmosfera. Desta forma os modelos hidrológicos passam a ser vistos como parte integrante de esquemas de transferência solo-vegetação atmosfera (SVAT) (Xavier, 2002), que serão analisados no item seguinte.

2.4 Representação dos processos na interface biosfera-atmosfera

2.4.1 O balanço de energia

Na Figura 2.13 é indicado em forma esquemática o balanço de água e energia que acontece em uma bacia. O fluxo de água numa bacia (considerando solo e atmosfera), é indicado na Figura 2.13a, onde q_a e q_l são a quantidade de água atmosférica e no solo por unidade de área horizontal, C_q é influxo líquido (convergente) de água atmosférica para a bacia, e N é o escoamento superficial e subsuperficial. A água atmosférica inclui o vapor, a água líquida e sólida; a água no solo inclui a água superficial (rios, lagos, reservatórios, etc.), neve, e armazenamento subsuperficial. (subdividido em zona saturada, abaixo do nível freático e zona não-saturada acima deste). O componente mais dinâmico da água terrestre é o armazenamento não saturado, particularmente a

água perto da superfície (água no solo ou umidade do solo), que interage de perto com processos atmosféricos. Na figura, P e E são a precipitação e evapotranspiração na superfície.

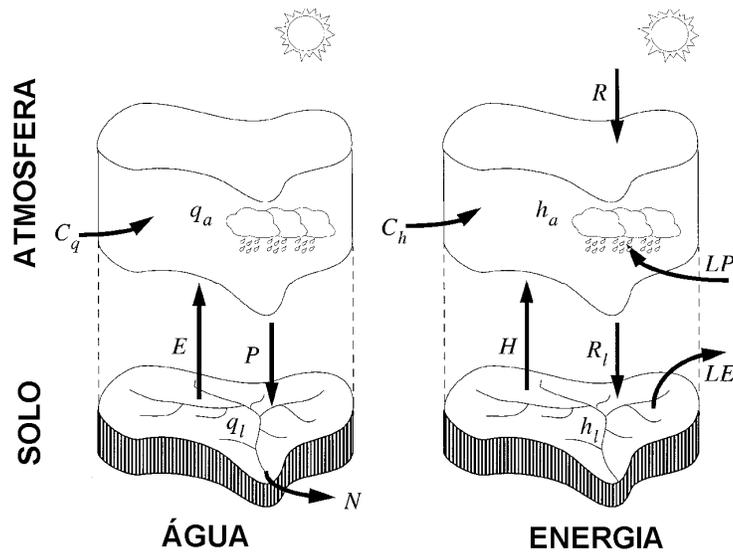


Figura 2.13. Principais componentes do balanço de água e energia numa bacia hidrográfica (GEWEX, 1998).

Na Figura 2.13b é descrito o balanço aproximado de energia termodinâmica. Na figura h_a e h_l são a entalpia vertical da atmosfera e da terra respectivamente, Ch é um termo que inclui convergência atmosférica líquida da entalpia e sua produção através de movimentos verticais; R é a absorção líquida (absorção menos emissão) de energia pelo sistema de biosfera-atmosfera; e L é o fluxo de calor latente de evaporação de água (energia necessária para evaporar a água); R_l é a absorção líquida do solo, H é o fluxo ascendente de calor sensível na atmosfera ao nível do solo.

2.4.2 Principais interferências na interface solo-atmosfera

Segundo Cotton e Pielke (1995) o balanço de água e energia na interface biosfera-atmosfera é muito sensível: 1) às mudanças na fração da radiação solar refletida de volta ao espaço (ou seja, o albedo); 2) às mudanças na fração de calor que é utilizada para evaporar e transpirar água para a atmosfera (distribuição do calor em sensível e latente).

Numa superfície coberta de água cerca de 8% da energia recebida é refletida de volta ao espaço, no entanto, em um solo sem cobertura o valor aumenta para cerca de 35%. Portanto, é fácil compreender como os erros na caracterização da umidade do solo ou cobertura vegetal acarretam erros na determinação do balanço de energia na interface biosfera-atmosfera.

Em um solo seco sem cobertura, a absorção de energia resulta no aquecimento relativamente forte da superfície. Isto, normalmente, gera um fluxo turbulento de calor sensível na camada superficial atmosférica, e um grande fluxo de calor no solo. Neste caso, não há nenhuma evaporação (ou seja,

nenhum fluxo de calor latente) e a relação de Bowen (relação entre calor sensível e latente) é infinita. Por contraste, em terras úmidas, como é comum em áreas alagadas, área agrícola irrigada ou depois de eventos de chuva, a radiação incidente é principalmente usada para evaporação. Neste caso, o fluxo turbulento de calor sensível e o fluxo de calor no solo são normalmente muito menores que o fluxo de calor latente. Como resultado, a relação de Bowen está perto de zero. Quando o solo estiver coberto por uma vegetação densa, a água é extraída principalmente da zona radicular da planta através de transpiração. Assim, o fluxo de calor latente é dominante mesmo que a superfície de terra esteja seca, contanto que haja bastante água disponível na zona radicular.

As diferenças de comportamento são particularmente importantes quando são comparados superfícies sem cobertura e superfícies alagadas, pois a evaporação de superfícies de água é maior que em áreas equivalentes sobre a terra. A superfície de água evapora com a taxa potencial, enquanto que sobre a terra existem diversos mecanismos que reduzem o valor: por exemplo, pouca umidade do solo, condições ambientais e mecanismos biológicos das próprias plantas (Viterbo e Bekjaars, 1995)

Simulações numéricas mostraram que as heterogeneidades superficiais produzem circulações de mesoscala similares às brisas marinhas devido às diferenças na distribuição do calor em calor sensível e latente (Ex., Pielke, 1974; Mahrer e Pielke, 1977; Avissar e Pielke 1989; Souza *et. al.* 2000, Ookouchi *et. al.*, 1984, Mahfouf *et. al.* 1987; Segal *et. al.* 1988; 1989) e é conhecido que estas brisas tem o poder de modificar o comportamento da atmosfera em circulações de mesoescala.

Por exemplo, Lanici *et. al.* (1987) mostraram que as condições de solo seco para o Norte de México e as condições de umidade no sul das Grandes Planícies dos EUA, foram críticas na determinação dos padrões de chuvas convectivas observadas sobre o Texas e Oklahoma (EUA) durante o estudo SESAME IV (9-11 Abril de 1979). Estas forçantes superficiais estiveram associadas ao aquecimento superficial diferencial e a geração de grandes valores de energia potencial convectiva, como resultado da evaporação superficial.

O tratamento correto dos processos superficiais é muito importante para que os modelos atmosféricos capturem as circulações locais induzidas por forçantes terrestres e constituem um assunto de grande interesse em pesquisa de clima (GEWEX, 1998). A inclusão destes processos dentro de um modelo meteorológico é realizada mediante a parametrização do processo.

2.4.3 Parametrização e simulação da interface solo-atmosfera.

As heterogeneidades espaciais provocadas pela disponibilidade de água para evaporação e evapotranspiração afetam consideravelmente a redistribuição da energia radiativa absorvida pela superfície do solo e, como resultado, a camada limite atmosférica por inteiro (Milly e Dunne, 1994).

A disponibilidade de água e energia é controlada por muitos parâmetros hidrológicos e fisiológicos. Desta forma os modelos de simulação do balanço de energia e umidade na interface biosfera-atmosfera estão regidos por múltiplas entradas (Ex: precipitação, radiação de onda curta e longa, velocidade do vento, temperatura do ar, umidade, etc), e predizem a evolução de outras tantas variáveis e fluxos (Ex: calor latente, calor sensível, temperatura do solo, umidade superficial do solo, vazão, etc).

Para estes fenômenos, cujos efeitos sobre as variáveis atmosféricas são muito importantes e cuja escala típica é muito menor do que a resolução do modelo, utilizam-se esquemas de cálculo denominados de parametrizações. Pelas razões expostas no parágrafo anterior, as parametrizações dos processos que ocorrem na superfície terrestre são os grandes responsáveis pela qualidade do modelo climático em reproduzir as características da superfície terrestre, e conseqüentemente, em prover a alimentação para representar adequadamente outros fenômenos físicos na atmosfera como a influência das nuvens de baixa altura no balanço radiativo (Beljaars *et. al.*, 1996; Betts *et. al.* 1997; Avissar e Pielke, 1989)

Para obter uma simulação adequada do processo de intercâmbio de água e energia muitas variáveis que devem ser especificadas. Por exemplo, os estômatos da planta controlam a transpiração por uma cadeia de reações bioquímicas complexas que são aparentemente sensíveis à radiação solar, concentração de gás carbônico, temperatura, diferença de pressão de vapor entre as folhas e o ambiente e potencial de água na zona radicular (por exemplo, Jarvis e Mansfield, 1981, Willmer, 1983; Avissar e Pielke, 1989; Shuttleworth, 1993).

As primeiras parametrizações da superfície da terra (em inglês LSPs) foram desenvolvidos por Manabe (1969) a partir dos estudos de Namias (1958). No esquema de Manabe (1969) denominado *bucket* (balde) uma camada próxima da superfície do solo é modelada como um balde ou bacia que pode ser “enchido” por precipitação e esvazia por evaporação ou escoamento (quando o balde estiver cheio). A taxa de evaporação é máxima acima de um nível e reduzida segundo uma função linear que depende da quantia de água no balde abaixo de um determinado valor crítico. Esta parametrização pioneira ignora importantes não linearidades, especialmente a dependência da umidade do solo na divisão da precipitação entre infiltração e escoamento direto. Estas simplificações foram conseqüência de que os meteorologistas acreditaram que a interação superfície da biosfera-atmosfera tinha um papel secundário na variabilidade climática (GEWEX, 1998).

Deardoff (1978) introduziu uma forma de tratar explicitamente os efeitos da vegetação sob o conceito de “folha grande”, que supõe que a terra é coberta por uma (ou às vezes mais de uma) folha grande dentro de um elemento de grade do modelo atmosférico numérico. Esta “folha grande” normalmente tem um único “estômato grande” que é sensível às condições ambientais (por exemplo, radiação solar, temperatura, umidade, gás carbônico e potencial de água na zona de raiz).

Este estômato controla a transpiração de planta e, como discutido acima, a redistribuição da energia absorvida pela vegetação. Esta forma simples de tratamento do dossel é observada em outros modelos, por exemplo, Pan e Mahrt (1987) e Noilhan e Planton, (1989).

Com o tempo surgiu uma nova geração de parametrizações com maior número de níveis de representação do solo, permitindo uma melhor representação da distribuição vertical da umidade na vegetação e no solo. Também ganha importância a representação das características da vegetação (por exemplo, altura, densidade, etc.) que afetam variáveis tais como interceptação, evaporação, radiação, e velocidade do vento. Nestes esquemas a vegetação é tratada como uma ou mais camadas separadas, com escalas variando do tamanho real das folhas até o tamanho de um elemento de grade do modelo (Ex. 10 km ou mais). Entre estes modelos destacam-se o Esquema de Transferência Solo-Atmosfera (BATS) (Dickinson, 1986, 1993), e os modelos de Sellers (1986), Bonan (1996), Cuenca *et. al.* (1996) e Xue *et. al.* (2001).

Na resolução de grade dos modelos atuais as superfícies são muito heterogêneas, o que pode ser apreciado olhando para mapas de solo, vegetação, topografia, ou padrões de uso do solo. O efeito combinado deste tipo de heterogeneidade com a heterogeneidade resultante da precipitação implica em grandes variações de disponibilidade de água para evapotranspiração e, por conseguinte, de fluxos de energia de superfície. Para contornar este problema, Avissar e Pielke (1989) propuseram a parametrização denominada Dinâmica de Interações Solo-Atmosfera por *patches* (ou também conhecidas por blocos ou GRU *Grouped Response Unit* (Kouwen *et. al.*, 1993). Este esquema assume que a heterogeneidade de paisagem encontrada em cada elemento de grade do modelo numérico atmosférico pode ser representada por um mosaico de *patches*, com cada *patch* consistindo em uma única combinação de vegetação, dossel, solo, corpos de água ou neve. Não existe uma relação espacial entre os *patches*; cada um dos *patches* representa uma fração da área da célula que é ocupada por um tipo particular de cobertura sem considerar sua localização dentro da célula.

Um esquema tipo “folha grande” é aplicado para cada *patch*. Nesta parametrização cada *patch* é considerado independentemente, existindo trocas entre eles somente através da atmosfera. Cada *patch* possui uma única combinação de vegetação, dossel, solo, corpos de água ou neve. Esta aproximação foi adotada nos modelos de Koster e Suarez (1992), de Ducoudré *et. al.* (1993), LEAF (Walko *et. al.*, 1999) e no MGB (Collischonn e Tucci, 2001; Collischonn, *et. al.* 2007) embora, neste último, sem intenção de retratar especificamente as trocas de energia.

Um problema importante nos SVATS atuais é que eles contêm um número grande de parâmetros. Por exemplo, o SIB requer 49 constantes mais a distribuição do ângulo da folha para caracterizar a superfície de terra (McNaughton, 1987). Nem sequer uma experiência de campo extremamente sofisticada que permita o controle completo do ambiente da planta poderia prover valores exatos

para estas constantes. Além disso, estas constantes podem variar ao longo da estação e para cada tipo de vegetação no domínio representado por um único elemento de grade dos modelos. Embora alguns autores mostrem que a realização de ajustes simples em alguns parâmetros é fundamental para melhorar as saídas do modelo (Lettenmaier *et. al.*, 1996 apud Sorooshian *et. al.*, 1998), a falta de parcimônia de muitos SVATS dificulta a tarefa.

Para direcionar a estimativa dos parâmetros foram realizados alguns estudos recentes sobre quais os elementos do sistema biosfera-atmosfera que mais influenciam a simulação atmosférica (por exemplo, Henderson-Sellers (1993); Collins e Avissar (1994); Betts *et. al.* 1993). Estes estudos indicam que a umidade da superfície do solo, rugosidade da superfície, albedo, percentagem de cobertura vegetal, índice de área foliar e condutância estomatal das plantas são as características mais importantes que afetam a redistribuição de energia na superfície da terra. Entre eles, a umidade superficial na camada superior do solo, que expressa a disponibilidade relativa de água para evaporação, tem um papel predominante quando o solo está descoberto. Correspondentemente, em terreno vegetados, a condutância estomatal tem um grande impacto na redistribuição do fluxo de energia de calor sensível e latente. Além disso, Henderson-Sellers (1993) encontrou que a temperatura média mensal e a interação entre a temperatura média mensal e o total de precipitação mensal têm um impacto predominante no comportamento do BATS. No entanto, esta mesma pesquisadora, enfatizou que a percentagem de nebulosidade e outros parâmetros ambientais também são importantes.

A escolha da melhor parametrização da interface solo-atmosfera depende de cada caso em particular, sendo a regra de ouro a manutenção da simplicidade e representação correta das características físicas (Viterbo e Beljaars. 1995). No entanto, embora neste item tenham sido indicadas algumas das principais parametrizações da interface solo-atmosfera disponíveis, não existe na atualidade parametrizações capazes de representar corretamente o ciclo hidrológico em áreas que sofrem de ciclos de alagamentos e secas, tais como o Pantanal.

2.5 Análise crítica dos modelos utilizados no estudo.

Neste item são analisadas algumas características e formas operacionais da simulação da interface solo-atmosfera que está incluída no BRAMS e as do Modelo de Grandes Bacias (MGB-IPH). Os modelos estão descritos nos anexos A e B, restando, neste item, a indicação dos pontos negativos ou fracos de cada um.

A existência de simplificações é inerente a qualquer modelo numérico e depende grandemente das informações disponíveis, estado da arte e capacidade de processamento. No entanto, conhecer-las e saber tirar o melhor do modelo é obrigação de qualquer técnico.

2.5.1 Modelo BRAMS32 (Modulo LEAF3)

Dentro do modelo BRAMS a representação da interface solo-atmosfera é realizada mediante o módulo LEAF3 (Walko e Tremback, 2001). A representação do solo dentro do módulo LEAF3 é realizada segundo 12 classes tomadas da classificação do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA). Esta classificação baseia-se na textura do solo. A textura do solo depende do diâmetro das partículas e não do arranjo das partículas na natureza (estrutura do solo). As grandes bases de dados do solo existentes no mundo (FAO,1974,1988), “Soil and Terrain” (SOTER) databases, etc) seguem outra filosofia, e descrevem o solo pela sua estrutura e sua gênese. Por exemplo, os latossolos são solos de cor vermelha, alaranjada ou amarela, muito porosos, com grande profundidade, fortemente intemperizados e com textura variável, sendo geralmente argilosa no Pantanal. Se o solo é classificado de acordo com a sua textura, ele é considerado como solo argiloso e, portanto, com pouca água disponível para as plantas (e conseqüentemente para evapotranspiração). No entanto, em função do arranjo do solo em estado natural, este tipo de solo deve ser considerado como poroso.

Do exemplo anterior resulta claro que a conversão entre uma e outra classificação não é simples, existindo, às vezes, diferenças consideráveis (Ex, entre a estabelecida por Walko e Tremback, 2001 no próprio BRAMS e a de Buckley, 2001). Para contornar estas diferenças poderiam ser adotadas novas classificações do solo que levem em conta as características do solo na natureza (por exemplo, a classificação dos tipos principais de solos segundo a FAO ou também poderiam ser realizados estudos específicos para validar a conversão entre os tipos de solos existentes no RAMS e os tipos de solos mais comuns no Brasil.

Ainda que fosse mantida a classificação textural, esta deve ser adaptada já que foi observada a inexistência de solos do tipo rochoso, que se caracterizam por gerar muito escoamento superficial e pouco armazenamento de água (lembrando que o armazenamento de água não somente modifica a evapotranspiração, como tem grande influência nas propriedades térmicas dos solos).

O número de camadas no solo para a simulação é sugerido em 10 (deve ser no mínimo 5). Este número, embora resulte atrativo sob ponto de vista teórico, é pouco recomendável para a quantidade de dados existentes sobre o solo na América do Sul, já que obriga a adoção dos parâmetros de transferência entre camadas, podendo existir muitas configurações diferentes com os mesmos resultados e sem possibilidade prática de validação dos parâmetros.

Os *patches* de simulação são definidos como os N mais freqüentes usos de solos nos arquivos de entrada (mais um “*patch*” para água) podendo ser subdivididos ainda levando em conta os tipos de solo dentro de cada uso. Embora esta possibilidade exista, ela é pouco explorada na documentação

do modelo e até pouco encorajada, considerando simplesmente o solo mais abundante dentro do tipo de uso. Isto significa que regiões de cultivo (e até de culturas diferentes, já que o modelo não diferencia entre elas), com diferentes tipos de solo, como arenosos e argilosos, culturas tais como algodão e soja, com ciclos de crescimento diferentes, são englobadas dentro de um mesmo *patch*.

Se o número N de “*patches*” é menor que o número de tipos de uso de solos existentes nessa célula da malha do modelo, são adotados os N tipos de *patches* desprezando os restantes. A área total é normalizada de acordo com o número de “*patches*” adotados. Para obter uma forma mais correta da representação do solo poderia ser realizada uma normalização ponderada considerando os “*patches*” desprezados mais afins aos adotados, e não um simples aumento proporcional da área de cada um dos *patches* adotados.

2.5.2 Modelo de Grandes Bacias (MGB)

Um dos principais problemas do modelo MGB soem comparação com a meteorologia reside na na necessidade da passagem por uma etapa prévia e relativamente trabalhosa de calibração na área em que será aplicado. Esta etapa, que em grande parte evita muitos dos problemas citados no item 2.5.1, poderia ser simplificada utilizando uma metodologia similar à empregada pelo BRAMS. O compromisso reside em encontrar um ponto intermediário que permita a generalização do modelo para sua utilização em qualquer bacia e, no caso de existir informações adicionais, a sua calibração e verificação.

O algoritmo atualmente utilizado no MGB para representação do solo consiste numa única camada de solo, cuja espessura leva em conta características tais como a profundidade radicular e porosidade. A utilização de uma única camada de solo, embora resulte numa simplificação aceitável na maioria dos casos (verificada pela qualidade do ajuste do modelo a diversas bacias brasileiras), resulta inadequada para situações de grande seca, em que mesmo com o solo seco, se ocorre uma precipitação muito intensa, existe escoamento superficial.

Apesar de que um modelo de duas camadas já tem sido testado (Colischonn, 2007), é necessário avaliar a incorporação de um maior número de camadas, já que estudos como Stockoli *et. al.* (2004) mostram que este tipo de esquemas apresentam melhores resultados. No entanto, a utilização de múltiplas camadas não pode deixar a parcimônia de lado, devido à carência de informação existente.

3. Caracterização da Bacia do Alto Paraguai

3.1 Descrição

O rio Paraguai é um dos principais rios da Bacia do Prata, a segunda maior bacia da América do Sul e a quinta maior do mundo. De todos os rios que formam a bacia do rio da Prata, o rio Paraguai é o que penetra mais em direção ao centro do continente. A Bacia do Alto Paraguai (BAP) é definida pela seção em que o rio Paraguai recebe a contribuição do rio Apa, na fronteira entre o Brasil e o Paraguai (Figura 3.1)

Nessas últimas décadas, a região foi marcada por uma forte variabilidade climática, passando por um período extremamente seco durante a década de 1960 e por um período extremamente úmido a partir do início da década de 1970 (Galdino et al., 1997; Collischonn et al., 2001) (Figura 1.1). Analisar e quantificar esses impactos, assim como a sua possível origem é de suma importância para permitir o desenvolvimento sustentável da região do Pantanal.

A quantificação dos impactos envolve a necessidade de estabelecimento de sistemas de alerta para o gerenciamento com tempo dos recursos hídricos e análise de diferentes cenários de uso e ocupação da bacia para permitir gerar estratégias de usos sustentável da BAP. Para chegar a estes objetivos é imperativo o estabelecimento de um sistema de análise em conjunto da atmosfera e recursos hídricos devido a que as características peculiares da bacia fazem que um ofereça interferências no outro.

A BAP tem três regiões bastante distintas: o *Planalto*, o *Pantanal* e o *Chaco*. O *Planalto* é uma

região relativamente alta, podendo atingir entre 500 e 1400 m, localizada na região leste da bacia, quase inteiramente em território brasileiro, onde a drenagem é bem definida e convergente. O Pantanal é a região baixa que ocupa o centro da bacia, com declividades de alguns centímetros por quilômetro que ocasionam a falta de capacidade dos rios, que, pela sua vez, ao não ter capacidade para escoar as águas recebidas do Planalto, se transformam em uma grande superfície alagada que pode chegar a 150.000 Km².

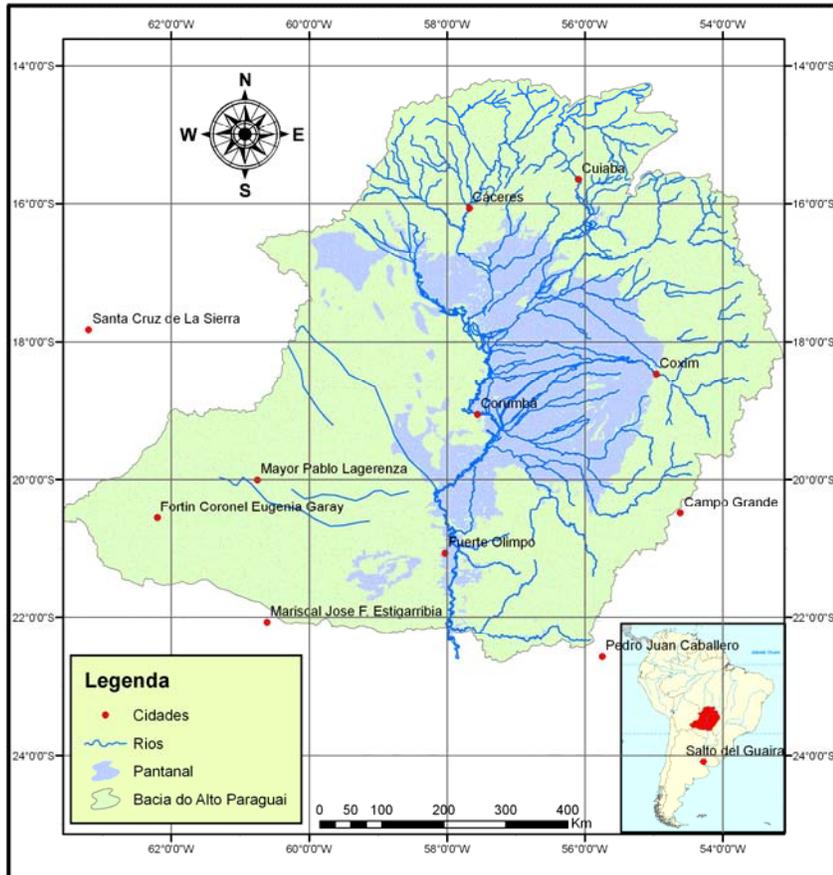


Figura 3.1. Bacia do Alto Paraguai (BAP) dividida em três regiões: Planalto, Pantanal e Chaco.

Finalmente, o *Chaco*, localizado a oeste da fronteira do Brasil, é uma região baixa onde a precipitação é inferior a 1000 mm por ano e onde há grandes áreas com drenagem endorréica (sem fluxo de saída natural), que finaliza em banhados ou lagos, ou sem sistema de drenagem definido.

Com base na topografia, a área de drenagem da BAP, incluindo toda a região de Chaco, seria de 600.000 km². Entretanto, a região do Chaco drena para uma área de banhados que atua como um sumidouro. Assim, boa parte da região a oeste da fronteira está desconectada do rio Paraguai. Além disso, existem áreas com baixos índices de pluviosidade a oeste da fronteira, que são pouco efetivas na geração de escoamento. Em função disso, a área de Chaco é, freqüentemente, desconsiderada, o que resulta numa área de drenagem de cerca de 400.000 km² para a BAP, 140.000 dos quais pertencem ao Pantanal.

A região mais populosa é a região do Planalto, onde há atividades de agricultura e pecuária. O Pantanal é utilizado para a pecuária e apresenta também uma grande importância do ponto de vista ecológico e turístico. A baixa densidade demográfica aliada às extensas planícies inundáveis, aos lagos permanentes e temporários e à regularidade dos pulsos de cheia, constitui um excelente refúgio para a fauna. Em toda a região é o ritmo ditado pelas águas que rege a vida natural e também as atividades humanas, que, historicamente, têm sido fortemente influenciadas pelos condicionantes hidrológicos (Costa, 1999).

O Pantanal e o Planalto estão intimamente ligados pelos rios. Eventuais alterações da qualidade da água e do regime hidrológico do Planalto podem ter impactos importantes na região do Pantanal, alterando o ciclo sazonal e a extensão das inundações, com fortes conseqüências no clima e no ecossistema. Por exemplo, mudanças na área inundada refletem em alterações na divisão entre calor sensível e latente, com as implicações climáticas que isso representa.

No entanto, o desenvolvimento de estudos é prejudicado pela falta de informações hidrológicas. Atualmente, estão em funcionamento na bacia 86 estações fluviométricas e 92 postos pluviométricos (com informações diárias), que, em termos de densidade de rede, representa um posto fluviométrico a cada 2.953 km² e um posto pluviométrico a cada 2.760 km². Esses valores são muito inferiores à recomendação da Organização Meteorológica Mundial (WMO, 1994), que é de um posto a cada 250 km² e é inferior até mesmo à densidade recomendada pela OMM para situações de extrema falta de recursos (um posto a cada 1.000 km²).

3.2 Clima

Para analisar o clima na BAP é necessário analisar as escalas regionais, sinótica e a grande escala. Dentro da grande escala, o principal sistema atuante na bacia é o sistema monçônico de América do Sul.

3.2.1 O Sistema Monçônico de América do Sul

O ciclo sazonal da precipitação sobre a América do Sul tropical comporta-se como um sistema monçônico, com estações secas e úmidas bem diferenciadas em muitas áreas desde o equador até 25°S (Garreaud, 1997; Zhou and Lau, 1998; Gan et al. 2004, Carvalho et al. 2005). Mais de 50% do total anual de precipitação sobre a maior parte da América do Sul tropical e subtropical ocorre durante o verão austral (DJF) (Figueroa and Nobre 1990, Rao et al. 1990) na forma de chuva convectiva com grande variação diurna (Silva Dias 1987; Aceituno and Montecinos 1993).

O sistema monçônico desenvolve-se sobre regiões de latitude baixa como resposta às mudanças sazonais no contraste entre temperatura do continente e oceanos adjacentes. De acordo com Vera *et al.* (2006) o sistema monçônico exibe as principais características encontradas no Sistema Monçônico da Ásia, incluindo contraste em grande escala entre as temperaturas continentais e oceânicas; circulação de grande escala direcionada termicamente com um ramo ascendente sobre o continente e um descendente sobre o oceano; interações solo-atmosfera associadas com elevações no terreno e condições da superfície da terra; baixa pressão superficial e um anticiclone (pressão alta) em altos níveis; intenso ingresso de umidade em níveis baixos no continente e mudanças sazonais na precipitação (incremento e decréscimo).

Durante o verão austral (DJF), ventos de superfície do NE entram no setor tropical de América do Sul a partir do oceano Atlântico introduzindo umidade no Amazonas. (Por exemplo, Rao e Hada 1990). O vento de baixo nível coleta ainda umidade originada na evapotranspiração sobre a Amazônia e se dirige ao Sul acompanhando os Andes. Estes ventos de norte e NE, denominados agora ventos de jatos de baixo nível (*em inglês*, South American Low-Level jet - SALLJ), levam umidade na direção sul para o Brasil Oriental, Bolívia Ocidental e Paraguai (Por exemplo, Marengo *et al.* 2004) (Figura 3.2).

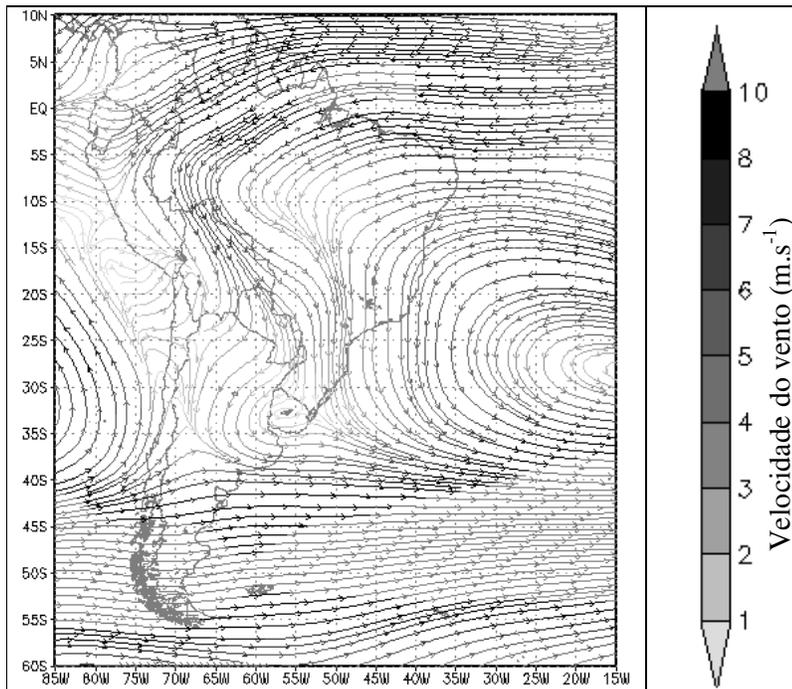


Figura 3.2. Ventos médios em 850 hPa em Janeiro.

Na alta troposfera, a circulação típica do verão sobre América do Sul inclui uma circulação anticiclônica centrada sobre a Bolívia (a Alta da Bolívia) e um cavado de altos níveis perto da costa Nordeste do Brasil (Cavado do Nordeste), a jusante da Alta da Bolívia (Figura 3.3) (Vera *et al.*, 2006 e demais referências nesse trabalho). Como consequência dessa circulação de altos níveis e da

topografia particular dos Andes, nos baixos níveis, cria-se sobre o norte da Argentina e Paraguai uma zona de baixa pressão denominada de baixa do Chaco.

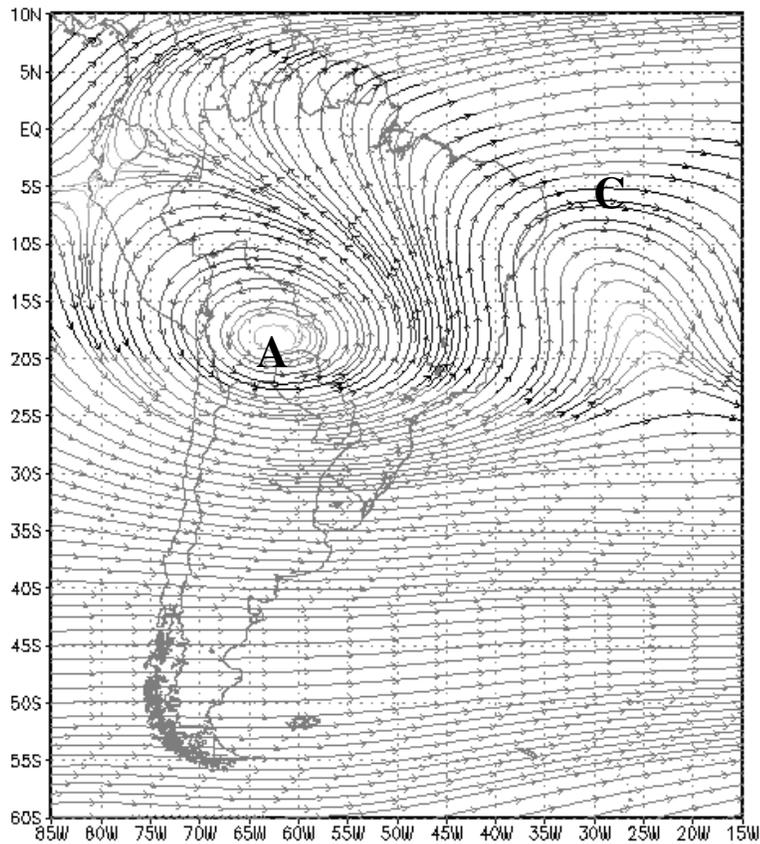


Figura 3.3. Ventos em 200hPa em Janeiro. Se visualiza claramente a Alta da Bolívia (A) e o Cavado do Nordeste (C)

A circulação é a resposta a fontes de calor relacionadas com convecção profunda sobre a Amazônia e o Brasil Central (Silva Dias et al. 1983; DeMaria 1985; Figueroa et al. 1995; Gandu and Dias, 1998; Vera et al. 2006). A baixa do Chaco, alimentada por umidade pelo SALLJ, potencializa a precipitação sobre a América do Sul Central, Sul do Brasil e Médio da bacia do Prata. Toda esta complexa circulação é denominada Sistema Monçônico de América do Sul.

Como descrito por Gan *et al.* (2004), o desenvolvimento da Monção da América do Sul começa durante a primavera (SON) quando convecção profunda se desenvolve primeiro sobre o NW da bacia Amazônica em meados de setembro e depois se desenvolve para o SE, chegando ao SE do Brasil em meados de Outubro (Kousky 1988; Horel et al. 1989; Marengo et al. 2001). O decaimento da Monção começa no final do verão quando a convecção profunda gradualmente se movimenta em direção ao equador (Kousky 1988; Horel et al. 1989).

A Figura 3.4 apresenta o comportamento mensal da água precipitável durante a monção. Durante o outono (MAM), o fluxo de umidade da Amazônia para o Sul se enfraquece e nos altos níveis, o fluxo tende a ser zonal na medida que o jato de alto nível se fortalece e movimenta em direção a baixas latitudes.

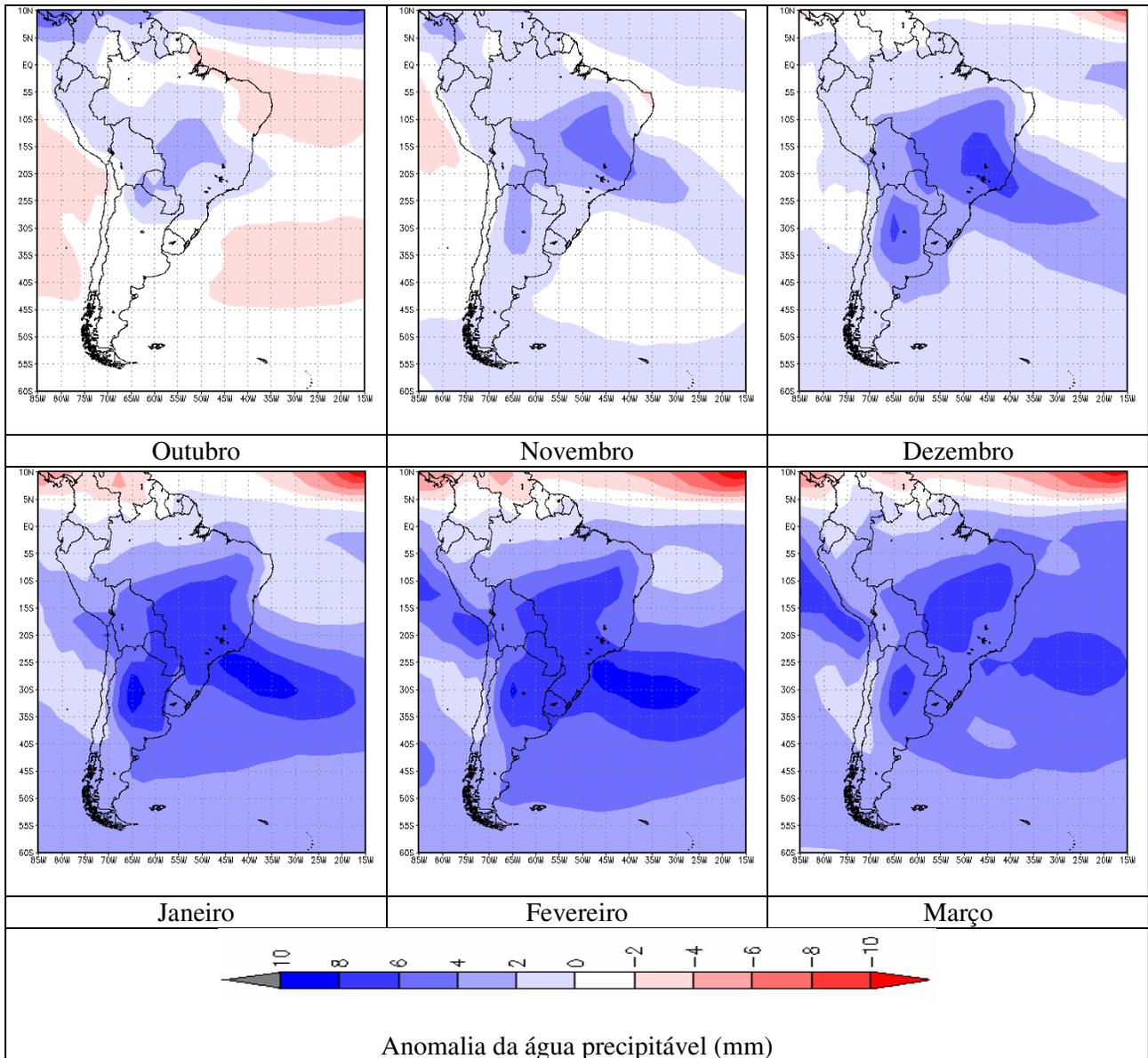


Figura 3.4 Anomalias mensais da água precipitável a respeito da média anual durante a fase mais ativa da Monção (Outubro-Março).

A Monção afeta o clima em diferentes escalas, desde muito curta (diária) até grandes (decadal ou maior). Entre estas escalas, é importante ressaltar para futura referência os cinco fatores listados por Vera et al. (2006) como estreitamente ligados à variabilidade interanual:

a) anomalias da TSM, que atuam regionalmente mudando o contraste de temperaturas entre terra e oceano (Yu and Mechoso, 1999) ou atuam remotamente, como no caso do ENSO;

b) condições na superfície da terra: são produzidos aerossóis pela queima de biomassa no final da estação seca que são transportados em direção ao sul, onde poderiam interagir com sistemas frontais e interferir no regime de chuvas (Freitas et al. 2005) através da forçante radiativa nos processos microfísicos (Silva Dias et al. 2002);

c) zona de convergência tropical: tanto a ZCIT como as SACZ são modulados por TSM e diretamente influenciam o montante da precipitação sobre o NE do Brasil e SE de América do Sul;

d) transporte de umidade, já que o SALLJ se encontra diretamente relacionados ao transporte de umidade da Amazônia para o Sul da América do Sul;

e) circulação de grande escala

3.2.2 Clima regional da BAP

A descrição do clima regional da BAP segue conteúdo das publicações dos Projetos IPÊ e LBA (Por exemplo, Kubota 2002; Alvalá *et al.*, 1998; Zeri, 2002 e Oliveira *et al.*, 2006) e PCBAP (1997). O clima predominante da região, segundo a classificação de Köppen é “tropical de Savana”, com a concentração da precipitação pluviométrica no verão. A estação chuvosa começa em outubro e termina em abril, representando 84% do total anual. O trimestre mais chuvoso é de novembro a janeiro, sendo dezembro o mês de maior precipitação do ano. A estação seca vai de maio a setembro, sendo que, no trimestre mais seco (J/J/A), a precipitação representa somente 2% do total anual. A temperatura média anual varia de 18° a 22° C, sendo os meses de setembro e outubro os mais quentes.

O regime sazonal do clima do Centro-Oeste é em grande parte consequência do anticiclone do Atlântico tropical, centrado em torno de 30° Sul, que se desloca para o Norte durante o inverno produzindo tempo seco e retornando ao Sul no verão, originando ventos do quadrante Norte de pequenas altitudes, que propiciam condições de estabilidade e tempo bom. Mudanças bruscas nessas condições ocorrem geralmente com a chegada de sistemas de circulação ou correntes perturbadas provenientes de Oeste e Nordeste, no final da primavera e no início do verão, cujos ventos provocam chuvas e trovoadas. Os ventos são trazidos por linhas de instabilidade tropicais (IT). Essas linhas de instabilidade são depressões barométricas que se produzem na bacia Média e Superior do Amazonas, desviando para a bacia do rio Paraguai massas equatoriais de ar úmido provenientes do Leste da bacia Amazônica. O anticiclone tropical do Pacífico não é muito importante para na circulação geral, na baixa e média troposfera, em virtude da Cordilheira do Andes.

A influência do sistema de corrente perturbada do Sul, representada pelas invasões do anticiclone polar, causa chuvas frontais com duração média de um a três dias. Normalmente, após a passagem da frente fria sob o domínio do anticiclone polar, o tempo se caracteriza por céu limpo, com baixa umidade específica do ar e declínio de temperatura, até a penetração das massas de ar tropical com ventos moderadamente quentes.

O inverno (J/J/A) é uma estação amena, embora ocorram com frequência temperaturas baixas, em razão da invasão polar, que provoca as friagens, muito comuns nesta época do ano. A temperatura média do mês mais frio oscila entre 15 e 24°C, e a média das mínimas, de 8 a 18°C, não sendo rara a ocorrência de mínimas absolutas negativas.

A caracterização da precipitação da região se deve quase que exclusivamente ao sistema de circulação atmosférica. Há três características marcantes do regime de precipitação na região da bacia do Alto Paraguai: a sazonalidade, a variabilidade de longo prazo e a variabilidade espacial da precipitação anual.

A sazonalidade é mais marcante no norte da bacia, onde cerca de 74% da precipitação anual ocorrem nos 5 meses de novembro a março (84% se considerado outubro a abril). Entre maio e setembro os dias de chuva são raros e a precipitação muito baixa. Em consequência da sazonalidade das chuvas, o Pantanal e os seus rios formadores apresentam hidrogramas anuais com um pico bem marcado, que ocorre entre janeiro e junho, dependendo da região.

A variabilidade de longo prazo da precipitação é a característica de persistência da ocorrência de chuvas acima ou abaixo da média por um longo período de anos. A variabilidade é mais facilmente detectada nos registros de vazão dos rios e, especialmente, no extenso registro de cotas em Ladário. Nessa seção é possível observar claramente um longo período seco ao longo da década de 1960. A precipitação na bacia também teve um período inferior à média, especialmente na região entre as latitudes 16° e 19°, nas bacias dos rios Taquari e São Lourenço (Galdino et al. 1997; Collischonn et al.; 2001).

A terceira característica da precipitação na Bacia do Alto Paraguai é sua variabilidade espacial (Figura 3.5). De maneira geral, existe um gradiente de precipitação no sentido leste-oeste.

A região de Corumbá na fronteira com a Bolívia é bastante seca, com apenas 1000 mm.ano⁻¹. A parte boliviana da bacia é ainda mais seca, com cerca de 800 mm.ano⁻¹, em média (Tucci e Clarke, 1998). A região norte da BAP, nas cabeceiras dos rios Cuiabá e Paraguai, é a mais úmida, com mais de 1800 mm.ano⁻¹ em média. A distância entre Corumbá e a foz do rio Manso, afluente do rio Cuiabá, é de apenas 500 km em linha reta, o que significa que o gradiente de precipitação média anual nesta região é de quase 2 mm.km⁻¹.

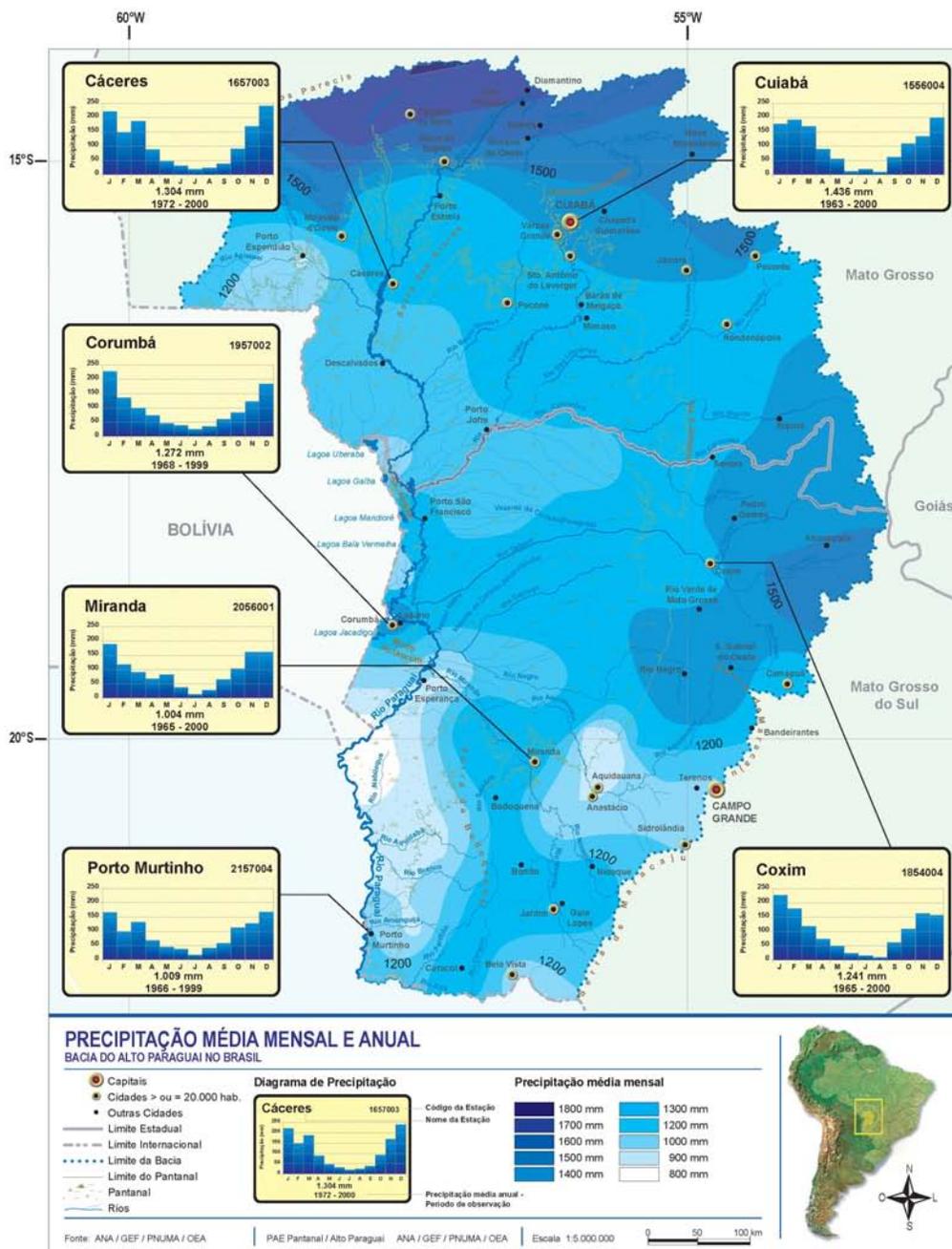


Figura 3.5. Isoietas de precipitação média anual na parte brasileira da BAP, com a identificação dos postos pluviométricos considerados (Tucci *et al* 2005).

3.3 Solos do Pantanal

As características pedológicas da região da BAP foram obtidas a partir das informações contidas nos Projetos RADAMBRASIL (Ministério das Minas e Energia, 1983), PCBAP (BRASIL, 1997) e FAO (1998). As informações obtidas foram condensadas na Figura 3.6.

Do ponto de vista do comportamento hidrológico, os principais solos da bacia são as areias quartzosas, os latossolos, os cambissolos, os solos hidromórficos e os solos litólicos. Os solos litólicos são especialmente interessantes do ponto de vista hidrológico porque são rasos, pouco

permeáveis e ocorrem em áreas de grande declividade. Em consequência, esses solos geram grande quantidade de escoamento superficial, que chega rapidamente aos rios e contribui fortemente com os principais picos de cheia.

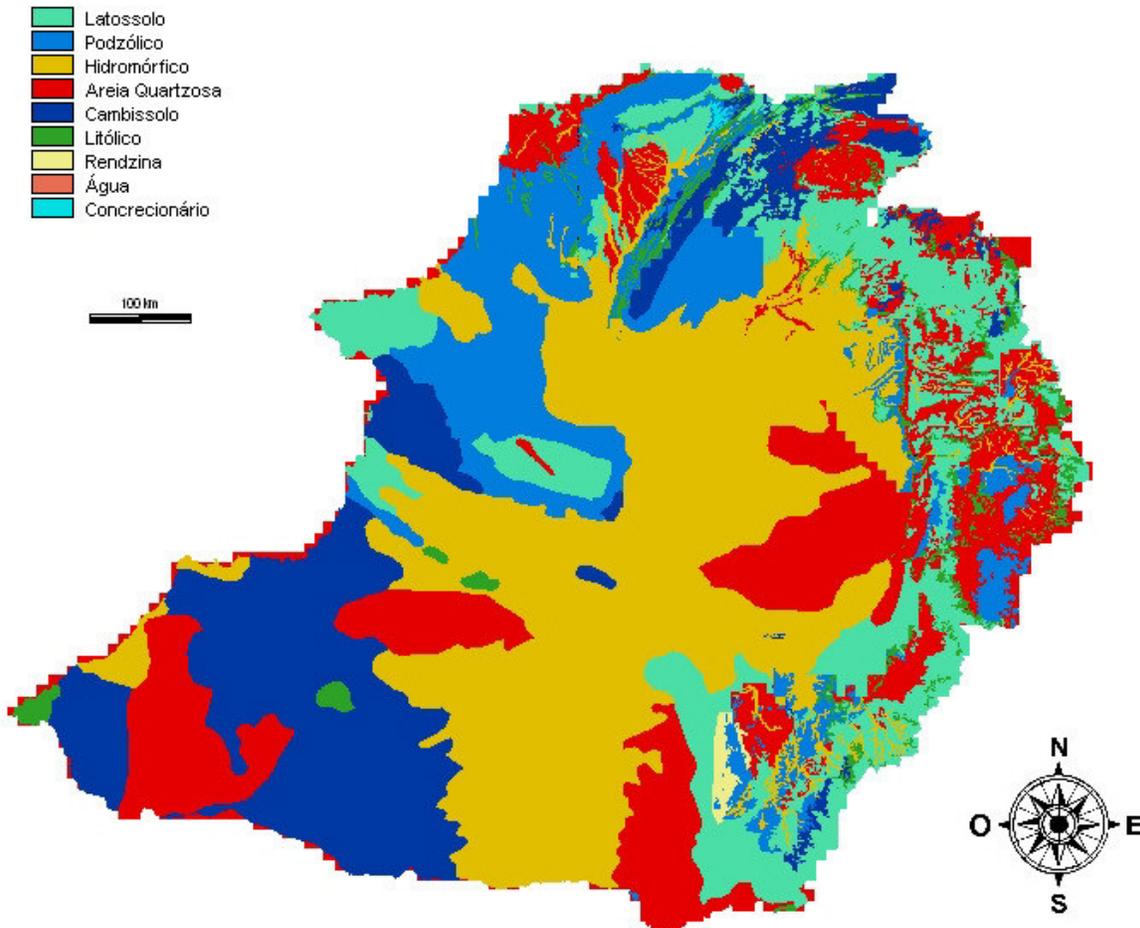


Figura 3.6. Tipos de solo na bacia do Paraguai.

Os solos mais profundos, como os latossolos e as areias quartzosas, por outro lado, apresentam um comportamento hidrológico oposto, gerando pouco ou nenhum escoamento superficial e muito escoamento de base. Em áreas planas e de solos profundos, como as áreas dos latossolos que ocorrem no topo das chapadas, não há evidência de escoamento superficial. Isso significa que a fração de água da chuva que não é devolvida à atmosfera por evapotranspiração infiltra no solo até camadas mais profundas, indo recarregar o aquífero.

No Pantanal predominam os solos com silte e argilas de origem hidromórfica, devido à influência dos pulsos de cheias. Entre estes se destacam os solos Podzólico, Hidromórfico, Planossolo, Areias Quartzosas Hidromórficas, Laterita Hidromórfica e Gleia Pouco Húmico. Do ponto de vista hidrológico, esses solos têm potencial de geração de escoamento superficial, apesar do grande

percentual de areia, porque ocorrem em regiões em que o nível do lençol freático está relativamente próximo à superfície.

3.4 Uso da terra no Pantanal

Foram utilizados dois tipos de informação de uso do solo, de forma que no Pantanal se lançou mão de dados com menor resolução, enquanto que no planalto se utilizaram dados com resolução maior.

Para análise da ocupação no Pantanal foram utilizados, para uma primeira avaliação, os dados de uso da terra coletados do banco de dados globais do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS – http://edcdaac.usgs.gov/glcc/sadoc2_0.html#lamb). O mapa de uso de solo e cobertura vegetal original do USGS, denominado South America Seasonal Land Cover Regions, apresenta 166 classes de uso e cobertura em todo o continente e foi obtido a partir da classificação de imagens do satélite NOAA AVHRR, cuja resolução espacial é de aproximadamente 1 km.

Esses dados foram complementados com informações obtidas da base de dados do LBA (Land Cover Dataset). Esses arquivos têm resolução de 5 minutos (aproximadamente 9 km no Equador) e contêm as proporções calculadas de área cultivada, pasto natural e pasto plantado em cada célula. Essas informações foram validadas a partir de levantamentos de campo, como dados de censo agrícolas no lado brasileiro. Infelizmente não se puderam cruzar as informações com dados de campo dos países vizinhos, pela impossibilidade técnica de se obtê-los na Bolívia e no Paraguai.

Na parte do Planalto, a informação de uso do solo é necessária em maior resolução, para a correta avaliação do balanço hídrico, uma vez que nesta região é gerada a maior parte do escoamento da bacia inteira. A cobertura foi obtida de imagens de satélite LANDSAT TM e ETM, de resolução 30 m, obtidas a partir do banco de dados Global Land Cover Facility da Universidade de Maryland (disponível em <http://glcf.umiacs.umd.edu>). Foram coletadas imagens de toda extensão da Bacia do Alto Paraguai com datas entre 1986 e 2003 (Figura 3.7).

3.5 Controles hidráulicos e áreas de acumulação de água

À medida que os afluentes do rio Paraguai avançam para o interior do Pantanal, as margens tornam-se mais baixas, e a água é parcialmente perdida para a planície durante as grandes cheias, como mostra o esquema da Figura 3.8 em corte e na Figura 3.9 em planta. Ao final da cheia, a água das planícies retorna apenas parcialmente ao rio principal, resultando num forte amortecimento das cheias e numa redução dos volumes dos hidrogramas.

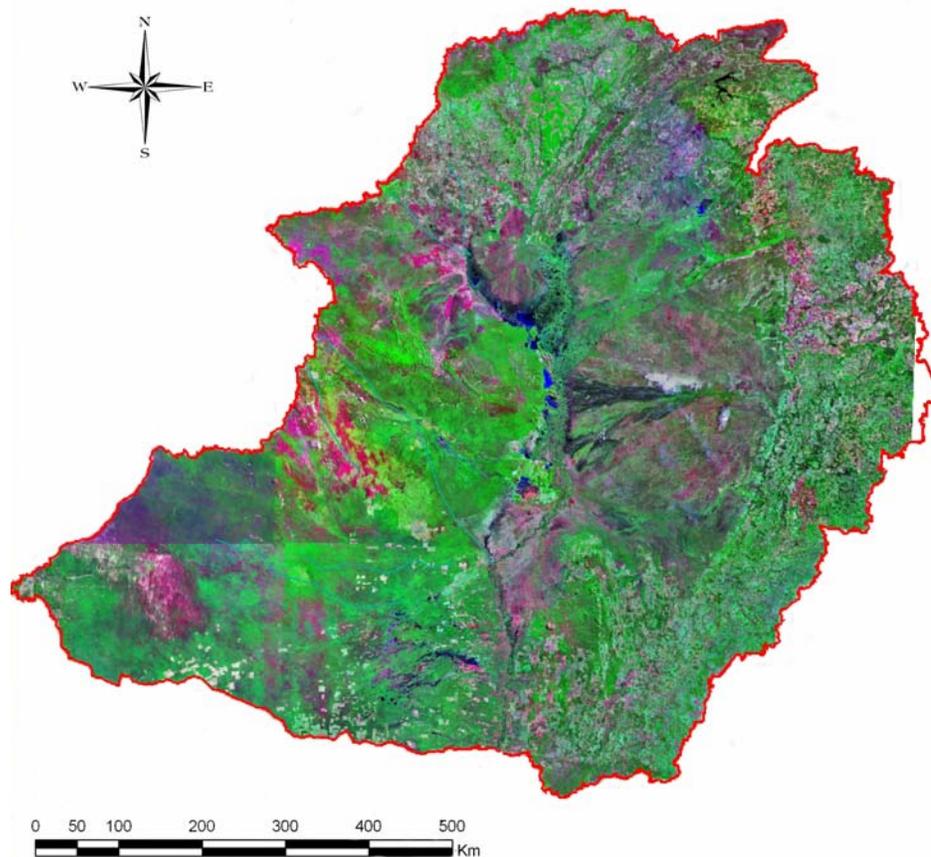


Figura 3.7. Mosaico com as imagens cobrindo toda a bacia do Paraguai e limites topográficos da bacia.

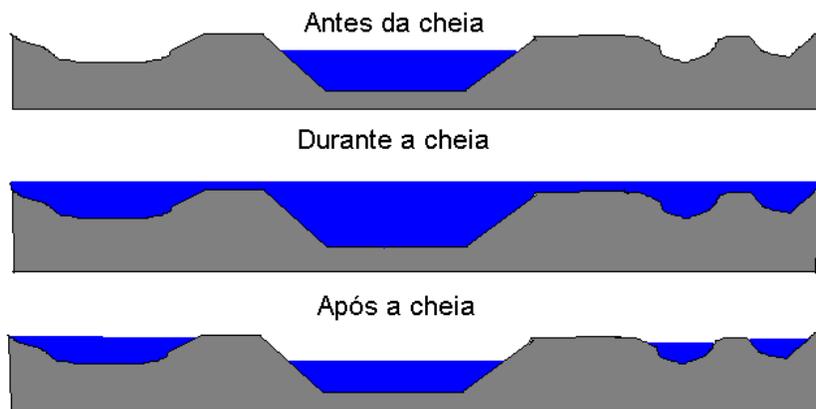
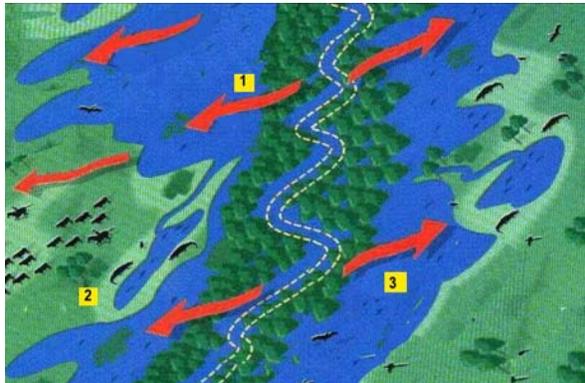


Figura 3.8. Esquema do processo de inundação e perda de água para a planície em corte.

A Figura 3.10 apresenta os hidrogramas de cheia ao longo do rio Cuiabá, mostrando que os picos de cheia e o volume total do hidrograma diminuem de montante para jusante, resultando em um pulso de cheia anual no Pantanal. O mesmo processo ocorre nos outros afluentes e no próprio rio Paraguai.

A água também pode deixar os rios principais, mesmo durante a estiagem, através dos chamados “furados” ou “bocas”, atingindo canais secundários que alimentam as lagoas e áreas de inundação

temporária, podendo retornar ao rio principal vários quilômetros a jusante. A Figura 3.11 apresentam a “Boca do Fadil”, localizado entre Porto Conceição e Bela Vista do Norte, onde se inicia um desses canais secundários que leva a água do rio Paraguai até a região da Lagoa Uberaba.

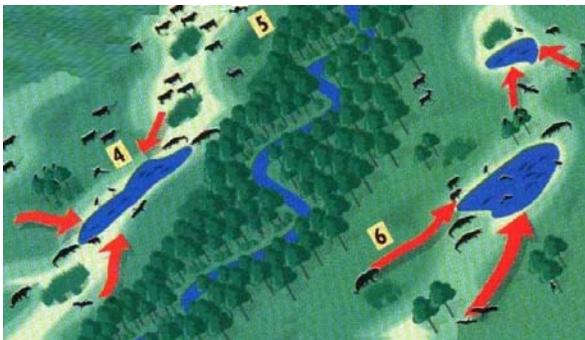


- 1 Durante a estação das chuvas, os rios transbordam e alagam os campos onde se formam banhados, lagoas e corixos temporários;
- 2 O gado é levado em comitivas para as partes altas;
- 3 Aproveitando a inundação, os peixes saem dos rios e espalham-se por toda a área inundada do Pantanal.

(a) Pantanal durante as inundações (Veja, 1999)



(b) foto da inundação do Pantanal



- 4 Quando as chuvas param e os rios voltam a seus leitos, milhões de peixes ficam aprisionados nas lagoas. É um banquete para aves, jacarés e ariranhas.
- 5 Os pastos renovados pela matéria orgânica trazida pela água, crescem verdes atraindo cervos, capivaras e outros animais que convivem com o gado;
- 6 No topo da cadeia alimentar estão as onças e jaguatiricas.

(c) Pantanal durante a estiagem (Veja, 1999)



(d) foto durante as estiagens

Figura 3.9 Esquema do processo de inundação e perda de água para a planície em planta (Veja, 1999).

A água escoar na planície de inundação através de canais conhecidos como corixos ou córregos. Os menos desenvolvidos, geralmente cobertos de plantas aquáticas emergentes e que permanecem secos durante a maior parte do ano, são chamados de vazantes.

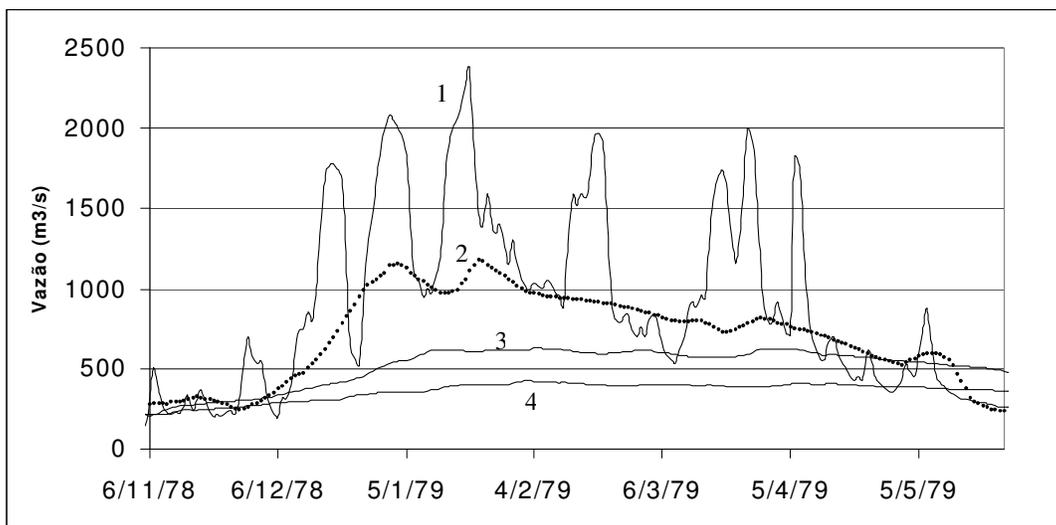


Figura 3.10. Hidrogramas do período de cheia de 1978/1979 no rio Cuiabá, de montante para jusante: Cuiabá (22.037 km²) (1), Barão do Melgaço (27.050 km²) (2), Retiro Biguaçal (área não definida) (3) e São João (área não definida) (4).

As últimas águas da planície a secarem correspondem aos lagos e lagoas que são os pontos de maior profundidade da água durante a cheia. Os lagos mais importantes do Pantanal podem ser agrupados em três tipos principais:

- grandes lagos na vizinhança do rio Paraguai (Uberaba, Gaíba, Mandioré e Cáceres)
- pequenos lagos na região de Nhecolândia no sul do leque aluvial do Rio Taquari; e
- pequenos lagos nas áreas próximas aos rios principais.

Os grandes lagos são chamados de lagoas ou baías, os pequenos simplesmente de baías. As baías menores conectam-se através das vazantes, encontrando-se desta forma isoladas no tempo seco e formando uma complexa rede de canais interligados nas cheias.

As maiores lagoas conectadas diretamente ao rio Paraguai são, de montante para jusante: Uberaba, Gaíba (ou Gaíva), Mandioré, Vermelha e Cáceres. Todas essas lagoas têm superfície de 30 a 150 km², mesmo durante a estiagem, podendo chegar a várias centenas de quilômetros quadrados durante as cheias.

A proporção de água que circula através dessas grandes lagoas é desconhecida, porém a sua função como reservatórios temporários das águas do rio Paraguai durante as cheias é reconhecida. Os canais que ligam a lagoa Mandioré ao rio Paraguai, por exemplo, apresentam fluxo do rio para a lagoa no período ascendente da cheia e da lagoa para o rio no período descendente (DNOS, 1974).

Os pequenos lagos laterais são mais comuns nas vizinhanças do rio Paraguai (Figura 3.11) e incluem lagos de meandros abandonados e alguns mais circulares. Nas cheias, esses lagos possuem

uma lâmina contínua de água que escoar entre a vegetação e permanece em contato com o curso de água principal.

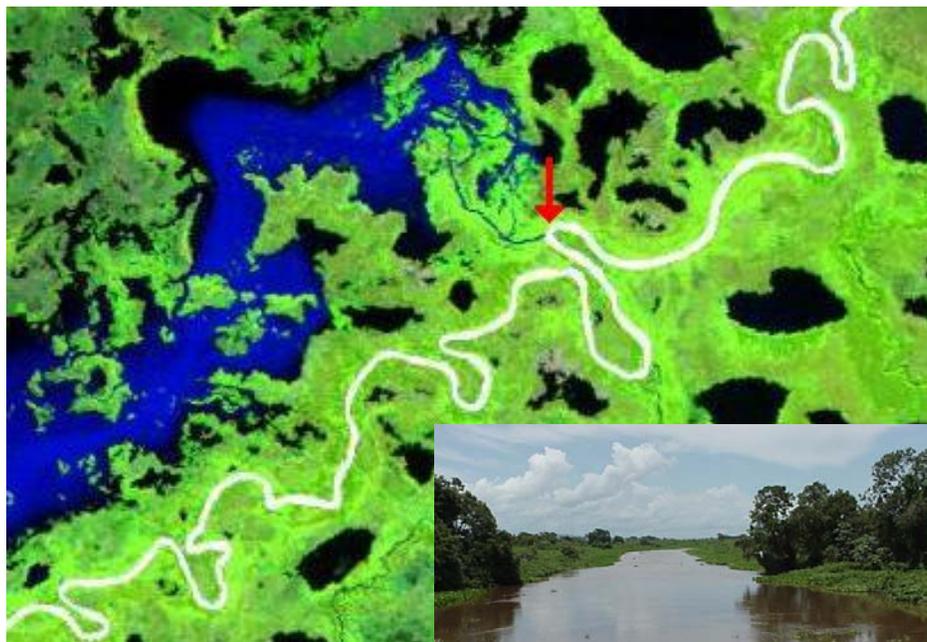


Figura 3.11. Detalhe de uma imagem de satélite LANDSAT indicando a localização da “Boca do Fadil” que desvia a água do rio Paraguai, que aparece na cor branca, para áreas inundadas da planície (cores azul e preta) na região da Lagoa Uberaba, entre Porto Conceição e Bela Vista do Norte.

Nem toda a região do Pantanal é formada por sedimentos não consolidados e por áreas inundáveis. Em diversos locais no interior da planície Pantaneira existem montanhas isoladas ou em pequenos grupos. Além disso, há duas grandes formações montanhosas, ou serras, localizadas na região da confluência dos rios Paraguai e Cuiabá (Serra do Amolar –Figura 3.12) e na confluência dos rios Paraguai e Taquari (Serra do Urucum), esta última na região de Corumbá. Mais ao sul, na região de Porto Murtinho, o local conhecido como Fecho dos Morros também apresenta montanhas altas bastante próximas ao rio Paraguai (Figura 3.13), bem como contato direto do rio com as rochas que formam essas montanhas.

As grandes regiões rochosas, assim como as montanhas menores, exercem um controle geológico sobre o rio Paraguai e o Pantanal. O controle geológico impede o rio de erodir seu leito, alterando o seu perfil em relação a um rio aluvial completamente livre, que tem um perfil tipicamente côncavo.

A montante dos locais que exercem o controle geológico o rio apresenta declividades inferiores do que a jusante. Da mesma forma, a montante dos controles geológicos estão as áreas mais extensas de inundação.

Dados precisos de topografia são necessários para a caracterização confiável do perfil e das declividades de um rio, e, infelizmente, estes dados não estão disponíveis na região do Pantanal. O

levantamento realizado como parte do projeto do DNOS (DNOS, 1974) e dados mais recentes do PCBAP e de outras fontes (MNT da NASA) permitem estimar a declividade em vários trechos do rio Paraguai e identificar os principais controles geológicos.



Figura 3.12. Vista da Serra do Amolar, localizada junto à confluência dos rios Cuiabá e Paraguai.



Figura 3.13. Fecho dos Morros, no rio Paraguai, visto de jusante para montante com o Morro Pão de Açúcar ao centro.

A declividade do rio Paraguai passa de, aproximadamente, 9 cm.km^{-1} entre Cáceres e Descalvados, para cerca de $2,5 \text{ cm.km}^{-1}$ entre Porto Conceição e a Serra do Amolar, voltando a declividades próximas a 4 cm.km^{-1} a jusante de Amolar. Nos trechos próximos a Corumbá, tanto a montante como a jusante, a declividade é pouco superior a 2 cm.km^{-1} e, mais ao sul, entre o Forte Coimbra e a Foz do Apa, a declividade cai para cerca de $1,5 \text{ cm.km}^{-1}$. A partir daí a declividade volta a crescer, chegando a 4 cm.km^{-1} entre a foz do Apa e Assunção, e 5 cm.km^{-1} entre Assunção e Buenos Aires (DNOS, 1974).

Devido as baixas declividades, pequenas elevações podem ocasionar verdadeiros controles do Pantanal. As localidades de Porto Murтинho e Fecho dos Morros, que são bastante próximas, normalmente são consideradas as seções de controle principal do Pantanal. É nessa região que a

camada sedimentar é mais fina. Outra evidência que leva a crer que o principal controle morfológico esteja localizado na região de Porto Murtinho é a mudança de declividade do rio Paraguai, que ocorre nesse local. Entre Porto da Manga e Porto Murtinho, a declividade é de, aproximadamente, $1,5 \text{ cm.km}^{-1}$, e a partir desse ponto até Assunção, no Paraguai, a declividade é de $4,1 \text{ cm.km}^{-1}$ (DNOS, 1974).

Em função dos controles e das mudanças de declividades, durante estudo “Plano de Conservação do Alto Paraguai” (PCBAP) (BRASIL, 1997) foram identificadas quatro principais zonas de acumulação de água. Elas podem ser compreendidas como extensos reservatórios rasos que regulam a propagação das cheias ao longo do rio Paraguai. A delimitação aproximada desses reservatórios é mostrada na Figura 3.14.

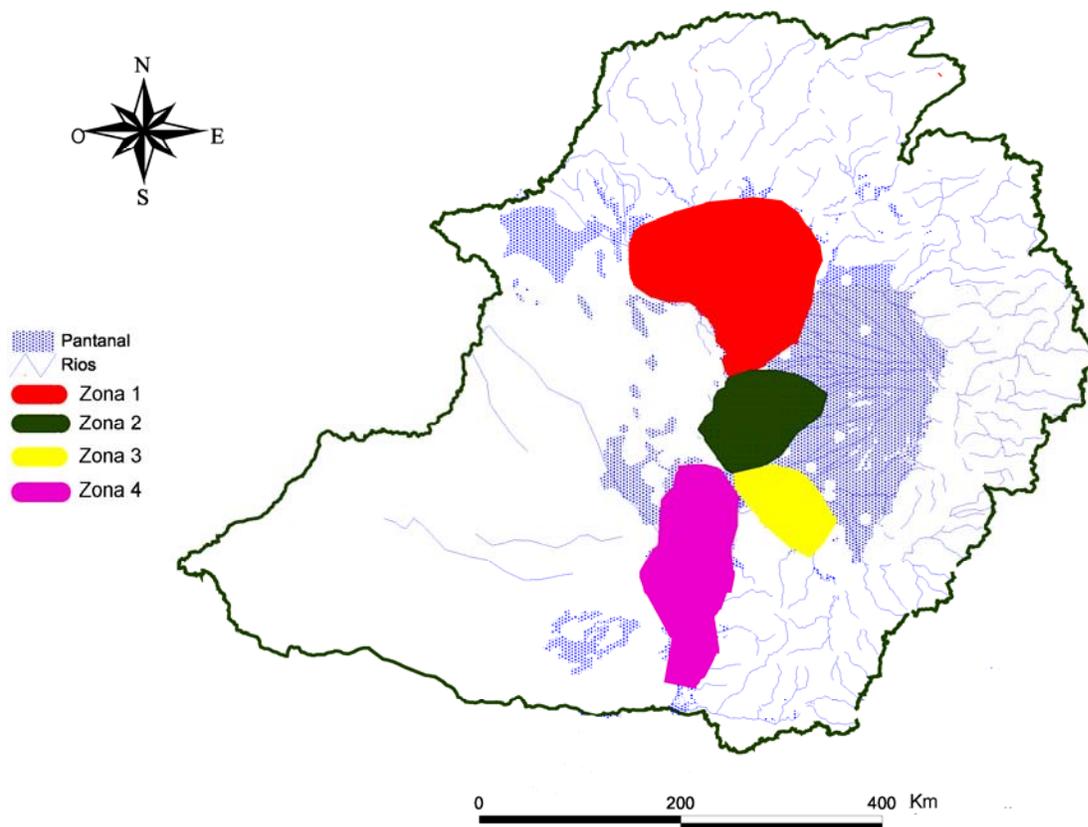


Figura 3.14. Zonas de acumulação de água segundo o PCBAP (BRASIL, 1997)

Estimativas realizadas por Hamilton et al. (1996), com base em imagens de sensoriamento remoto do período de 1979 a 1987, indicam que a área inundada em todo o Pantanal varia entre 10.000 e 110.000 km^2 . A análise do balanço hídrico regional anual, realizada durante o PCBAP, mostra que a soma de águas supridas pelos tributários é aproximadamente igual à quantidade de água escoada pelo Paraguai.

Em outras palavras, em longo prazo a área do Pantanal tem uma geração de escoamento praticamente nula, isto é, a água precipitada nessa região é evaporada. Em certas circunstâncias o Pantanal pode ainda apresentar déficit pelo fato da evaporação ser superior à precipitação.

3.6 Variabilidade espacial e sazonal das vazões

O período chuvoso no Alto Paraguai ocorre de Outubro a Abril com pequenas variações interanuais. Na parte superior da bacia o volume principal de precipitação ocorre entre Outubro e Março (Figura 3.5). Contudo pode-se observar uma pequena tendência de alteração na sazonalidade da precipitação de leste para oeste, com redução de totais anuais.

A Figura 3.15 mostra o deslocamento lento das vazões de cheia ao longo do rio Paraguai. Nesta figura é possível observar que de Cáceres a Porto Murtinho a vazão máxima se desloca de março para junho com três meses de defasagem. Analisando o escoamento ao longo do ano, geralmente existe apenas um pico com tempo de deslocamento próximo destes valores médios mensais, variando de acordo com a magnitude da inundação. Observe-se ainda na Figura 3.15 que as vazões máximas no sul da bacia ocorrem meses depois das precipitações máximas, devido a baixa capacidade de escoamento do leito principal do rio Paraguai e seus tributários.

3.7 Inundação e duração

No anexo E se analisam com mais detalhe as áreas alagadas. Hamilton et al (1996) estimou a área inundada do Pantanal utilizando imagens de satélite e correlacionou para o período com imagens com os níveis de seção de Ladário. Tucci e Genz (1996) utilizaram os dados de cada estação fluviométrica para obter uma estimativa da duração das inundações ao longo do rio Paraguai. Utilizando os dados de alguns postos verificou-se a partir da seção a cota de transbordamento e da curva de permanência, o período em que cada posto fluviométrico fica inundado. Não é a melhor estimativa, já que estes locais não refletem necessariamente o que ocorre ao longo de todo o rio, mas é uma estimativa dentro dos dados disponíveis. Na Tabela 3.1 são apresentados os locais ao longo do rio Paraguai e o período em dias e % do tempo.

3.8 Avaliação da variabilidade climática.

Como foi destacado na introdução na bacia do rio Paraguai foi observado o efeito da variabilidade climática de longo período, com vazões muito abaixo da média na década de 60 e vazões acima da média na década de 70. O comportamento observado na década de 60 não se observou nas demais bacias do rio da Prata, mas o comportamento após a década de 70 foi observado em outras regiões

da América do Sul, com vazões acima da média tanto no rio Paraná como no rio Uruguai (Tucci, 2002).

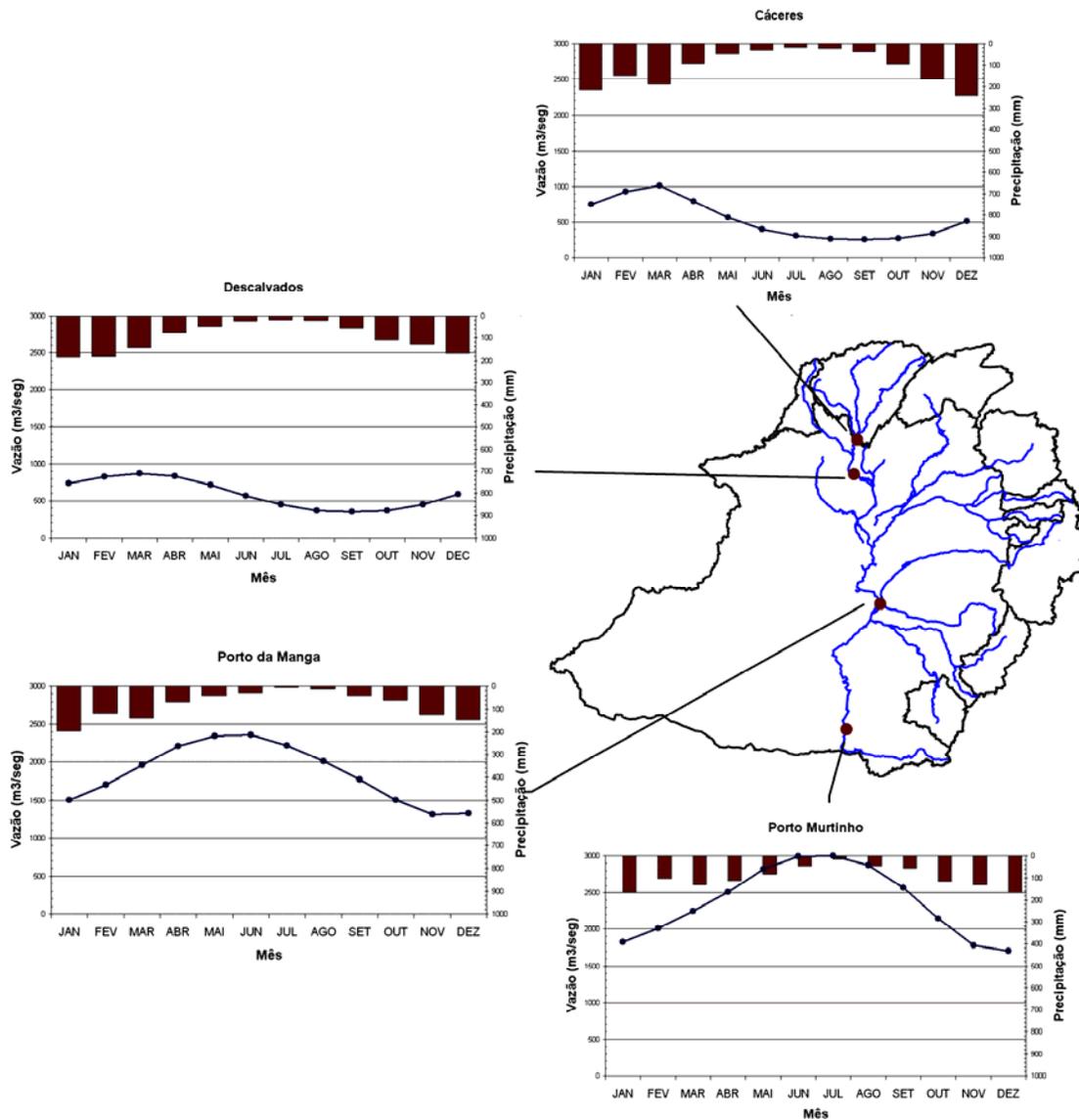


Figura 3.15. Hidrogramas e pluviogramas ao longo do rio Paraguai.

Na Figura 3.16 pode-se observar a média móvel de 10 anos da vazão adimensional do rio Paraguai, Paraná e Uruguai em postos representativos no seu trecho principal. Da mesma forma pode-se observar que existe uma tendência de correlação com o indicador do El Nino no Pacífico, representado pela diferença de pressão entre Tahiti e Austrália (Figura 3.17).

Estes resultados indicam que a variabilidade de vazão, após os anos 70, ocorreu principalmente devido a um processo regional na América do Sul. Observando a Figura 3.17 verifica-se que o período da década de 60 não ocorreu nos outros dois rios e pode ter sido um processo da bacia do rio Paraguai.

Isto é ainda mais marcante quando se observam as vazões adimensionais em vários rios do Alto Paraguai apresentado na Figura 3.16. No entanto, mesmo dentro do Alto Paraguai existem diferenças, pois o rio Cuiabá não mostra a estiagem da década de 60. A característica mais marcante da hidrologia da bacia do rio Taquari, no Estado do Mato Grosso do Sul, é, certamente, a alteração das vazões observadas entre o início da década de 70 e a década de 80.

Tabela 3.1. Características de inundação das estações (Fonte: Tucci e Genz, 1996)

Nome da Estação	Cota de Inundação (Cm)	% média anual de submersão
Cáceres	430	28,7
Descalvados	480	35,1
Porto Conceição	400	78,2
São João	380	46,5
Porto do Alegre	500	55,9
Amolar	600	47,1
São Francisco	690	35,2
Ladário	350	45,3
Porto Rolon	180	85,2
Porto da Manga	630	57,4
Tiçã de Fogo	470	17,4
Porto Ciríaco	340	41,4
Porto Esperança	350	65,2
Forte Coimbra	400	45,1
Barranco Branco	630	43,3
Porto Murtinho	550	37,4

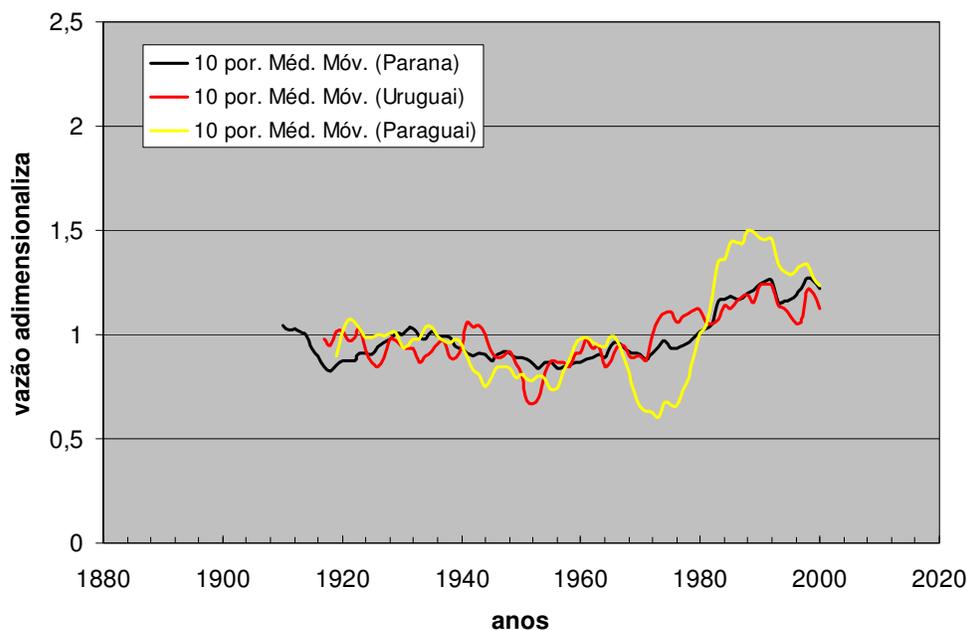


Figura 3.16. Média móvel de dez anos das vazões no rio Paraguai em Pilcomayo, Uruguai em Paso de Los Libres e Paraná em Posadas (FONTE: Tucci, 2002)

A alteração nas vazões da bacia teve conseqüências sobre a dinâmica dos sedimentos (Collischonn e Merten, 2000) e sobre a economia na região do Pantanal, baseada na pecuária (Galdino et al., 1997). O período de secas, observado durante a década de 60, reduziu a área inundada e reduziu o tempo de inundação da área temporariamente inundada. Como conseqüência, a década de 60 foi um período de expansão da pecuária na região do Pantanal. De acordo com os próprios relatos de pecuaristas, analisados por Corrêa (1997), os períodos secos sempre foram favoráveis à pecuária, tanto pelo aumento de área de pastagem como pela redução de algumas doenças do gado. Por outro lado, os períodos de enchentes sempre provocaram o desaquecimento da pecuária pantaneira. Esta mesma autora cita 1905, 1912, 1920 e 1932 como os anos de grandes cheias que prejudicaram a pecuária, enquanto as secas, como a ocorrida no período de 1934 a 1936, ajudaram a desenvolver a pecuária na região.

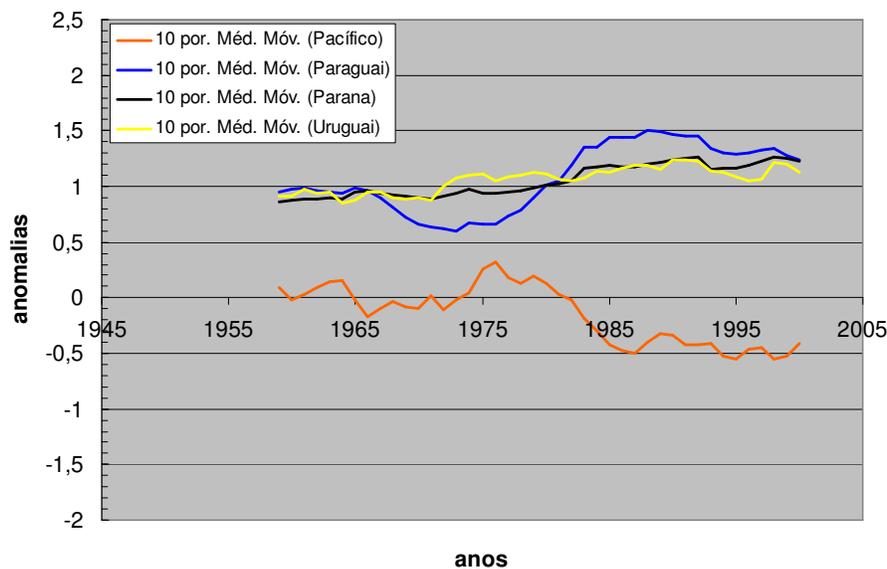


Figura 3.17. Comparação das anomalias de vazão com diferença de pressão entre Tahiti e Austrália no Oceano Pacífico (Tucci, 2002).

3.9 Estudos anteriores na bacia

3.9.1 Previsão de vazões

Os principais estudos *disponíveis* desenvolvidos no Alto Paraguai em que foram utilizados modelos de previsão de vazão, em tempo atual ou para planejamento são apresentados a seguir, de forma sintética.

UNDP/UNESCO Project Hydrological Studies of the Upper Paraguay River Basin

Este estudo foi desenvolvido pelo North Pacific Division do Corps of Engineers, em novembro de

1972, com base em contrato com a UNESCO que desenvolvia um projeto em toda a bacia do Alto Paraguai. Do lado brasileiro do projeto, a entidade envolvida era o DNOS (Departamento Nacional de Obras de Saneamento).

O projeto inicialmente planejou o uso dos modelos HEC-1 (desenvolvido no US Corps of Engineers de Davis, California), STANFORD IV (Crawford e Linsley, 1966) e SSARR do US Corps of Engineers de Portland, Oregon. O modelo SSARR foi escolhido e inicialmente aplicado pela entidade que o desenvolveu (HEC, 1972), tendo sido a sua operação depois transferida para o DNOS.

No Alto Paraguai o modelo foi utilizado para simular o escoamento nos rios principais para previsão de níveis para navegação e enchentes, e utilizou somente o módulo de escoamento em rios e reservatórios. No relatório deste projeto foi recomendado o seu uso futuro com o módulo *precipitação-vazão*, mas não se tem notícia de que isso realmente tenha ocorrido.

O modelo tem por características: (a) considerar a linha de água como aproximadamente horizontal nos sub-trechos; (b) utilizar parâmetros do leito menor diferentes dos relativos ao leito maior para simular o escoamento dos rios da depressão pantaneira; (c) não considerar as entradas e saídas calculadas por módulo de sub-bacia que simulam a transformação precipitação-vazão; (d) ser determinístico sem atualização de parâmetros em tempo atual. Portanto, o modelo não utiliza a informação referente ao nível da enchente observada em tempo atual. Ele mantém os parâmetros ajustados para cheias anteriores e não efetua novos ajustes; (e) Não ficou claro se o cálculo era com intervalo semanal ou se as previsões eram semanais.

Os estudos foram realizados para três anos, com os períodos chuvosos de 1968-69; 1969-70 e 1970-71. A bacia foi subdividida em duas áreas principais. Em cada uma foram definidos os locais com dados de entrada (medidos ou estimados) e os locais de previsão (obtidos pelo modelo).

Modelo Hidrológico utilizado no projeto de Estudo Integrado da Bacia do Alto Paraguai (EDIBAP).

O projeto EDIBAP (BRASIL, 1979), desenvolvido em convênio entre o governo brasileiro, o PNUD e a OEA, tinha a finalidade de apresentar estudos para o desenvolvimento da região do Alto Paraguai. Portanto, o modelo matemático tinha a finalidade de simular alternativas de controle e uso dos recursos hídricos e não de previsão de enchentes em tempo atual.

A bacia foi subdividida em duas partes principais: (a) trechos de sub-bacias superiores, até a entrada do Pantanal; (b) trechos no Pantanal. As bacias superiores foram simuladas pelo Modelo Muskingum-Cunge, propagando as vazões ao longo dos rios. Nesse estudo foram planejados

reservatórios que foram simulados pelo modelo de Puls. Para as bacias superiores foram consideradas a situação atual e um cenário com reservatórios.

No trecho do Pantanal foi utilizado o modelo SSARR, apresentado no parágrafo anterior. As situações simuladas foram de eventos conhecidos e a contribuição lateral foi calculada com base na integração de volumes obtidos a partir de dados observados existentes.

O uso dos modelos mencionados visou simular o cenário dos eventos registrados com a bacia sem os reservatórios planejados e com a existência dos mesmos, desta forma verificando o efeito desses sobre o escoamento a jusante. Portanto, o modelo não foi planejado para uso em previsão em tempo atual e, por se basear em vazões, se expõe às mesmas incertezas que o modelo SSARR, em decorrência da natureza dos leitos dos rios da região. A sua estrutura poderia ser utilizada para previsão sem atualização, mas necessitaria a atualização do seu ajuste.

Modelo Hidrodinâmico com células

Zanobetti et al. (1970) desenvolveram um modelo Hidrodinâmico com células nas áreas de inundação para simular o escoamento no rio Mekong. Esse modelo apresenta características interessantes porque permite representar a velocidade e o fluxo nos diferentes leitos de inundação. A grande dificuldade no uso desse tipo de modelo reside na falta de dados topo-batimétricos confiáveis para os leitos menor e maior, além das grandes indefinições dos parâmetros de troca entre os leitos.

Mascarenhas e Miguez (1994) utilizaram as equações básicas desse tipo de modelo e as aplicaram na região do Pantanal, para as áreas compreendidas, no rio Paraguai, entre Cáceres e Bela Vista do Norte, no rio Cuiabá, entre Retiro Biguaçal e Porto do Alegre, no rio São Lourenço, entre São José do Boriréu e a confluência com o rio Cuiabá, no rio Piquiri, entre São Jerônimo e sua confluência com o rio Cuiabá e, incluindo ainda, na zona representada, as áreas de planície adjacentes a estes rios (Figura 3.18). Os resultados foram muito bons e mostraram a adequação deste tipo de modelos para a representação desta área complexa.

Sistema de Previsão de Níveis no Pantanal desenvolvido pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e Departamento Nacional De Águas E Energia Elétrica – DNAEE (atual ANEEL)

A partir de outubro de 1990, a CPRM passou a operar o sistema de previsão de níveis de água no Pantanal, desenvolvido pelo DNOS em conjunto com a UNESCO, que estava sendo operado desde

1972. A partir da experiência angariada, ela passou a desenvolver um novo sistema de previsão de níveis.

Essa previsão é realizada através de um modelo gráfico, constituído por cotagramas e correlações de níveis. Cada local, para o qual é feita a previsão, possui um gráfico em papel milimetrado, onde estão plotados os cotagramas, para diferentes comportamentos de níveis (grandes enchentes, níveis médios, anos secos), em cores diversas para cada ano. À medida que os dados são coletados pelos postos pertencentes ao sistema de previsão, os cotagramas são prolongados, verificando-se as tendências do comportamento do gráfico em comparação com os cotagramas de anos anteriores. Na definição da tendência, e, principalmente, na previsão dos máximos e sua data de ocorrência, se leva em conta a translação da onda de cheia a partir de estações de montante.

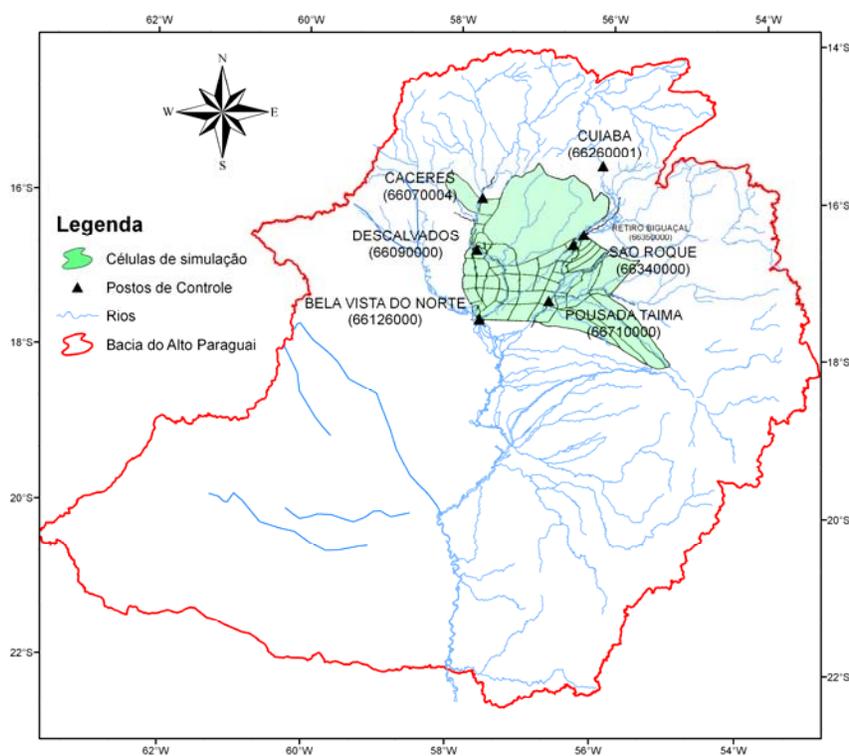


Figura 3.18. Estrutura do modelo hidrodinâmico de células para previsão de enchentes, usado na Bacia do Alto Paraguai (adaptado de Mascarenhas e Miguez, 1994)

A cada semana novos dados são recebidos. Estes permitem a confirmação ou correção das previsões anteriores. São feitas previsões para quatro semanas consecutivas, nos seguintes locais: Retiro Biguaçal, Porto do Alegre, Bela Vista do Norte, Porto São Francisco, Ladário, Porto Esperança, Forte Coimbra, e Porto Murtinho. Os desvios nos valores previstos aumentam com o período de antecedência.

O sistema prevê níveis de alerta, que indicam a necessidade de remanejamento de populações e gado para cinco locais na região: Porto São Francisco, Ladário, Porto Esperança, Porto Murtinho e Porto do Alegre.

Estudo do PCBAP

No estudo denominado “Plano de Conservação do Alto Paraguai” (PCBAP) (BRASIL, 1997), no relatório de Hidrossedimentologia, foram utilizadas metodologias empíricas de previsão de vazão e níveis com base em valores do rio a montante em trechos específicos. Os locais utilizados para previsão foram os mesmos escolhidos neste estudo. Os locais escolhidos foram: Aquidauana, Cáceres, Sistema Pirigara, Cuiabá Porto Murtinho e Ladário. A escolha das áreas pilotos foi baseada em vários critérios que envolveram os seguintes aspectos: localização nos estados, representatividade de trechos do Pantanal e Planalto, disponibilidade de dados, condição de previsão com antecedência aceitável e necessidade comunitária.

Embrapa Pantanal

A Embrapa Pantanal, juntamente com o Instituto de Pesquisas Hidráulicas - IPH/UFRGS, desenvolveram um método probabilístico (Galdino e Clarke, 1997) capaz de realizar previsões do nível máximo anual (pico de cheia) do Rio Paraguai, em Ladário (MS), com antecedência de três a seis meses. O posto fluviométrico de Ladário, localizado no 6º Distrito Naval da Marinha do Brasil, apresenta a maior série de dados hidrométricos de toda a Bacia do Alto Paraguai (BAP), com mais de cem anos de registros diários de cota (1900 a 2004). Pela sua seção controle passa cerca de 81% do deflúvio total da BAP (BRASIL, 1979). Assim, o pico de cheia no Rio Paraguai, em Ladário, constitui o principal referencial de cheia ou de seca no Pantanal. Historicamente, quando o nível máximo anual é igual ou superior a 4 metros, que corresponde ao nível de alerta de enchente (BRASIL, 1974), esse ano é considerado como de cheia, caso contrário como de seca (Galdino e Clarke, 1997). Posteriormente, Galdino (2001) estendeu a metodologia para previsão de mínimos, especialmente utilizados para navegação.

O método probabilístico desenvolvido baseia-se na comparação dos níveis atuais com os registros de anos anteriores do Rio Paraguai, em Ladário, para a mesma data do ano (dia e mês), levando-se em consideração o que se sucedeu nos dias seguintes (pico de cheia). O método determina as probabilidades, em porcentagem, de ocorrerem picos de cheia iguais ou superiores a 4, 4,5, 5, 5,5 e 6m, a partir do nível do Rio Paraguai, em Ladário, em várias datas do ano (dias 1º, 11 e 21, dos meses de janeiro a junho). Esse método determina também a data provável (mês) de ocorrência do pico de cheia. Previsões em caráter experimental foram realizadas para as cheias de 1995 e 1996, pelos mesmos autores. Os resultados obtidos pelo método probabilístico foram muito bons,

sinalizando com grande antecedência as magnitudes dos picos dessas cheias e as datas (meses) de suas ocorrências.

Projeto de simulação do Taquari Alterra Green World Research/Delft Hydraulics

Delft Hydraulics foi subcontratado em 2004 pela Alterra Green World Research para participar no projeto Taquari – Pantanal (Maathuis, 2004). O objetivo deste projeto era de dar suporte ao uso sustentável das planícies alagáveis do Pantanal na bacia do Taquari focalizando em ferramentas para tomadas de decisão. Foi considerado como um projeto piloto de avaliação das conseqüências de diferentes formas de uso da terra. Foi utilizado o modelo SOBEK (Maathuis, 2004). nas versões uni e bi-dimensional em forma combinada

O projeto foi levado adiante a partir da constatação de que áreas do Taquari que alguma vez foram secas se encontram permanentemente inundadas a partir de 1974. Além disso, fazendeiros observaram que o Rio Taquari perto daquelas terras é agora muito mais raso do que antes de 1974, atribuindo por conseqüência os problemas da inundação à sedimentação. Entretanto, as causas precisas da inundação e sedimentação não estavam bem claras para os autores do trabalho no início do projeto. Provavelmente faltou neste trabalho uma análise dos trabalhos que tratam da variabilidade climática, como por exemplo Collischonn *et al* (2001) e Galdino *et al* (1997).

A distribuição espacial calculada das áreas alagadas pelo projeto se assemelha em termos gerais à distribuição observada em imagens de satélite, embora com grandes diferenças. Além disso, as descargas não são reproduzidas bem: os picos da descarga são demasiado elevados e chegam demasiado cedo (abril em vez do maio-junho). As discrepâncias podem ser atribuídas à falta de uma topografia detalhada. Os autores do trabalho recomendaram para futuros trabalhos a realização da topografia e batimetria detalhada.

Previsão de cotas baseado nos dados gerados com os dados de satélite NOAA AVHRR

Liu e Ayres (2003) apresentaram um modelo de previsão das cotas da sub-bacia Taquari. Os autores utilizaram dados de precipitação e NDVI Normalized Difference Vegetation Index - (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada). O índice NDVI é definido por:

$$NDVI = \frac{NIR - R}{NIR + R} \quad (\text{eq. 5})$$

Onde NIR e R são bandas 2 e 1 do sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) a bordo do satélite NOAA para estimar o índice.

Os dados utilizados por Liu e Ayres (2003) foram gerados com os dados de NOAA AVHRR GAC, numa tentativa de melhora do trabalho apresentado por Galdino e Clarke. (1997). Devido à

complexidade do comportamento hidrológico da bacia alto Paraguai, o modelo baseado somente nos dados de chuva de uma estação não alcança a precisão satisfatória na previsão das cheias, e que recentes avanços em aplicações de dados de satélite demonstraram que o NDVI infere bem a seca.

O modelo proposto se resume a uma série de correlações entre cotas, precipitação e índice NDVI, chegando a antecedências de 3 e 5 meses com $R^2 = 0,45$ e $0,73$ respectivamente (Liu e Ayres, 2003). O modelo apresentado mostrou tendência de superestimar as cotas máximas e mínimas, embora os resultados podem ser classificados de aceitáveis, considerando que se trata de um modelo do tipo climatológico estatístico com vários meses de antecedência.

3.9.2 Análise atmosférica e climática

Diversos estudos analisaram o estado atmosférico do Pantanal, dentre os quais se destacam o realizado por Zavatini (1992) e durante os Projetos IPÊ e LBA (Por exemplo, Kubota 2002; Alvalá *et al.*, 1998; Zeri, 2002 e Oliveira *et al.*, 2006).

Foram desenvolvidos alguns trabalhos na bacia que analisaram a previsão de chuva e/ou vazão a partir do conhecimento de variáveis climatológicas. Em geral esta previsão permite antecedências de vários meses devido a que as variáveis climatológicas são relativamente fáceis de prever e elas se sustentam no tempo. Exemplos de variáveis climatológicas que auxiliam a previsão da vazão, ao estabelecer relações entre estas variáveis e o comportamento da vazão ou nível em um local são, a temperatura da superfície do mar (TSM); Índice de Oscilação Sul de El Niño (ENSO) e o Índice da Oscilação Sul (“Southern Oscillation Index” ou SOI).

A relação entre a vazão no Rio Paraná e eventos de El Niño/La Niña é bem conhecida, como descrito por Amarasekera *et al.* (1997). Porém, embora a bacia do Paraguai se encontre dentro da bacia do Prata, muito próxima da bacia do Alto Paraná, a influência deste fenômeno na BAP parece ser muito menor (Ropelewski e Halpert, 1987; Grimm *et al.*, 1998). Dentro da América do Sul, a influência do El Niño na precipitação é mais marcada na costa do Sudeste, Norte, Nordeste e da costa do Pacífico. No sudeste, a correlação entre precipitação e eventos El Niño é positiva, com chuvas tendendo a estar acima da média no Uruguai, Leste da Argentina e particularmente no Sul do Brasil (Ropelewski e Halpert, 1987; Diaz *et al.*, 1998; Grimm *et al.*, 2000; Grimm *et al.*, 1998).

O fluxo nos principais rios da região é correlacionado também positivamente com os eventos de El Niño (Mechoso e Perez Iribarren, 1992; Amarasekera *et al.* 1997). Entretanto, no Norte e o Nordeste de América sul, a correlação com eventos El Niño é negativa, ou seja, durante eventos do EL Niño, a chuva tende a estar abaixo da média. Esta correlação foi relatada por vários autores incluindo Ropelewski e Halpert (1987) e Souza *et al.* (2000). Os fluxos nos rios Amazonas em

Brasil e Magdalena em Colômbia mostram a mesma tendência (Molion e Moraes, 1987; Amarasekera et al., 1997; Restrepo e Kjerfve, 2000). Ropelewski e Halpert (1996) mostram que a correlação negativa entre chuva e ENSO, encontrada no norte de América sul, diminui com a distância para o sul, e que a correlação positiva entre a chuva e o ENSO no sudeste da América do Sul diminui com a distância ao norte, sugerindo uma zona da transição entre as latitudes 10° S e 25° S para a qual a influência do ENSO é menos significativa ou não existe. É dentro desta região da transição que a Bacia do Alto Paraguai se encontra. As correlações relatadas por Ropelewski e Halpert (1996) foram confirmadas subsequentemente por outros autores, como Souza et al. (2000) e Grimm et al. (2000).

Para a Bacia do Alto Paraguai, foram encontrados os estudos da correlação chuva -ENSO (Grimm et al., 1998 e Coelho *et AL* 2001). Estes estudos mostraram que para o Centro-Oeste de Brasil (região onde se encontra a BAP), há evidência muito pequena de tal correlação. Isto parece confirmar que a bacia do Alto Paraguai se encontra dentro da zona da transição, com a região Sul da bacia que mostrando correlações chuva-ENSO (positiva) típica do Sul de Brasil, e a região do Norte que mostra correlações (negativas) típicas da Amazônia.

Embora não exista indicação de correlação entre ENSO e a BAP, é interessante observar nos trabalhos que analisaram mudanças climáticas na região do Pantanal: Galdino et al. (1997), relatou mudanças no comportamento hidrológico no rio Taquari, um dos tributários da Paraguai que drenam o Pantanal, descreveu o início de um período seco aproximadamente em 1960-1961 que terminou em 1972-1973; Müeller et o al. (1998) *apud* Collischonn et al (2001) relataram um resultado similar para a bacia de Paraná, próxima à bacia do Paraguai; Collischonn et al (2001) estenderam o resultado de Galdino et de al. (1997) a toda bacia do Paraguai. Assim verificaram uma evidência forte das mudanças no regime hidrológico da bacia do rio da Prata durante os últimos 40 anos, que não podem ser atribuídas exclusivamente à mudança do uso do solo porque há evidência de mudança no regime de chuvas. Os resultados foram comparados também com os encontrados na bacia do Congo, cujas mudanças no regime hidrológico parecem ser um reflexo daquelas encontradas para o Paraguai em Ladário.

Comparando estes trabalhos com as conclusões de Genta et al. (1998) que mostraram que a média móvel de 30 anos dos rios Paraná, Paraguai, Negro e Uruguai e a média móvel de 30 anos das anomalias da temperatura da superfície do mar (SST) no Pacífico central e equatorial oriental aumentaram em conjunto durante o período depois de 1960 (Embora nenhuma correlação tenha sido determinada, presumivelmente porque a correlação entre as duas séries de médias móveis de 30 anos superestimaria grandemente a verdadeira correlação entre as séries). Assim, seria possível utilizar variáveis climatológicas para analisar variações que envolvem ciclos de vários anos.

4 Avaliação da previsibilidade de longo prazo

4.1 Introdução

A previsão de longo prazo (antecedência de vários meses) é insumo básico para o planejamento e operação dos recursos hídricos (Wood, *et. al.*, 2002). As previsões de longo prazo são realizadas por: (a) técnicas estatísticas e estocásticas que estimam as variações do clima em função de indicadores ou índices climáticos de outras regiões (teleconexões climáticas globais) ou da própria e que apresentam algum caráter previsor (Collier e Krysztofowicz, 2000; Golding, 2000); (b) modelos matemáticos de previsão climática, tais como modelos de circulação geral do oceano (OGCM) da atmosfera (AGCM) e recentemente de modelos acoplados de circulação geral (CGCM) permitem uma abordagem mais completa. Neste capítulo é analisada a previsibilidade de longo prazo da Bacia do Alto Paraguai mediante técnicas estatísticas dado que a previsibilidade de longo prazo por modelos dinâmicos na região do Brasil Central é considerada baixa (Cavalcanti *et. al.*, 2002).

A Bacia do Alto Paraguai tem sido considerada de baixa previsibilidade de longo prazo (Ropelewski e Halpert, 1996; Grim *et. al.*, 2000; Souza *et. al.*, 2000; Coelho *et. al.*, 2002; Cavalcanti *et. al.*, 2002), pela inexistência de correlações com a temperatura do mar e outros índices climáticos. No entanto, a maioria destes autores realizou uma análise anual, e, pelas características climáticas da Bacia do Alto Paraguai (avanço e retrocesso sazonal da zona de convergência inter-tropical/ZCIT), a existência de uma possível correlação poderia ter características diferentes em cada mês. Este capítulo procura explorar estes aspectos.

A metodologia da análise da previsibilidade de longo prazo na BAP se divide nas seguintes tarefas, que são exploradas ao longo do capítulo:

- a) análise das séries temporais existentes (chuva e vazão) para avaliar o comportamento das variáveis no tempo e procurar mudanças no comportamento padrão;
- b) análise de possíveis teleconexões climáticas entre os principais índices climáticos e o clima

do Alto Paraguai com potencial prognóstico.

c) estabelecimento de uma metodologia de previsão de longo prazo e avaliação da potencialidade da previsão.

É importante ressaltar que o objetivo da análise é explorar possíveis relações entre os fenômenos climáticos globais (representados pelos índices climáticos) sobre o clima da BAP com valor prognóstico. A forma em que acontecem essas conexões será investigada do ponto de vista exploratório e não se pretende buscar explicações dinâmicas sobre essas conexões, já que este não é o objetivo final deste trabalho.

4.2 Indicadores climáticos

Neste capítulo é investigada a forma em que diversos fenômenos climáticos globais, representados pelos índices climáticos, influenciam o clima da Bacia do Alto Paraguai. A influência foi analisada mediante o estabelecimento de relações, denominadas de teleconexões climáticas, entre diversos índices climáticos e variáveis climáticas e hidrológicas da Bacia do Alto Paraguai. Com o conhecimento destas relações foi proposta uma metodologia para previsão de vazões de longo período. A hipótese da análise é a existência de relações em diversas escalas, desde a mensal até decadal.

4.2.1 Dados

Foram selecionados diversos indicadores ou parâmetros que permitam caracterizar o clima da BAP, pela sua influência sobre o comportamento hidrológico da bacia. Os indicadores selecionados foram: as médias mensais dos ventos em 850hPa e 200 hPa e a água precipitável obtidas da simulação de reanálise realizado pelo NCEP (Kalnay *et. al.*, 1996) disponíveis na página do NOAA-CIRES ESRL/PSD at <http://www.cdc.noaa.gov/>.

Os dados de reanálise são dados obtidos com modelos atmosféricos. O modelo é inicializado com dados observados existentes (Ex, temperatura, velocidade do vento e pressão) e são obtidos como resultado um conjunto de dados com diferentes intervalos de tempo.

Os dados analisados compreendem o período de Janeiro de 1948 a Outubro de 2005. Os campos de vento representam o deslocamento das massas de ar e no contexto deste trabalho serão usados na forma de médias mensais. A água precipitável é a quantidade de água, expressa em altura ou em volume, que poderia ser recolhida se todo o vapor d'água contido numa determinada coluna da atmosfera, de seção horizontal unitária, fosse condensado e precipitado. Neste estudo a água

precipitável é utilizada como indicativa do potencial de precipitação, dado que representa o conteúdo total de vapor d'água na coluna atmosférica.

A escolha da água precipitável como representativa da precipitação foi realizada devido ao reduzido número de séries de precipitação que se estendem para o passado além de 1968 (ano em que a UNESCO instalou a maioria dos postos pluviométricos na BAP, ainda em funcionamento). Este período é posterior ao período de níveis dos rios muito baixos na bacia, (cuja origem será analisada ao longo deste capítulo). É importante ressaltar que, embora o valor da água precipitável não seja representativo da quantidade de precipitação num determinado local (a água precipitável é, em geral, de 3 a 4 vezes superior ao valor da precipitação), permite a análise do comportamento da precipitação acima ou abaixo da média quando influenciado pelas variáveis climáticas.

Alguns problemas relacionados ao uso dos dados de reanálise antes de 1979, no Hemisfério Sul, foram descritos por Marshall (2002). Antes de 1979 não existiam dados de satélite e a rede de observações convencionais (de ar superior, por balões instrumentados, e de superfície) sobre América do Sul era muito esparsa. Conseqüentemente, a maioria dos resultados das reanálises é fortemente dependente da estimativa do estado da atmosfera provido pelo modelo usado na reanálise, e, portanto, são fortemente relacionados com as parametrizações dos processos físicos utilizados no modelo. Para certificar os resultados foram realizados vários procedimentos: (a) dividir a série de dados em antes e depois de 1979 e aplicar a análise pretendida nos dois períodos por separado analisando diferenças no comportamento; (b) utilização de dados hidrometeorológicos medidos para verificar os resultados obtidos com a reanálise em locais representativos da dinâmica do local (“Proxy test”); e (c) comparação dos resultados com os apresentados por outros autores.

Na análise dos índices climáticos que influenciam na bacia foram utilizados dados de El Niño (ENSO), SAM, AO, PDO, NAO e Padrão leste (EA). Um resumo das principais características destes índices se encontra no capítulo 2.

Os dados de “El Niño” correspondem aos valores do índice denominado “Niño 3.4”, que é a média da temperatura da superfície do mar no setor entre 5°N-5°S e 170°W-120°W. Esses dados estão disponíveis para download no servidor FTP do NCEP <ftp://ftp.ncep.noaa.gov/pub/cpc/wd52dg/data/indices/sstoi.indices>. Os dados cobrem o período de janeiro de 1950 a outubro de 2005. Foi escolhido este índice (entre vários representativos do Fenômeno El Niño) porque foi apontado por Grim *et. al.* (2000) como o de melhor representatividade em América do Sul. Os valores do Índice do Atlântico Leste (“EA Pattern”) foram obtidos também na página do NCEP, com a mesma cobertura temporal.

Os dados do índice de Oscilação do Atlântico Norte (NAO) indicados por Hurrell (1995), Jones *et. al.* (1997) e outras atualizações recentes. O índice NAO aqui utilizado é definido como a diferença

da pressão atmosférica reduzida ao nível do mar na região da Baixa da Islândia e da Alta das Açores (Hurrell, 1995; Hurrell e Van Loon, 1997; Hurrell *et. al.*, 2002). Os dados do índice da Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) foram os utilizados por Mantua *et. al.* (1997).

Também foram usados os dados mensais do SAMI definidos por Nan e Li (2003) como a diferença nos dados normalizados da média zonal da pressão no nível do mar entre 40°S e 70°S disponíveis no site <http://web.lasg.ac.cn/staff/ljp/Eindex.html>. Este valor do SAMI é uma modificação do índice AAO (“Antartic Oscilation”) definido por Gong e Wang (1999). O valor modificado do SAMI é utilizado aqui devido a que alguns testes sugeriram uma relação mais forte com a climatologia em América do Sul. No entanto, os resultados foram similares aos encontrados com outros SAMIs (Thompson e Solomon, 2002; Gong, D. e S. Wang, 1999; Marshall, 2003; NOAA/NCEP).

Dados mensais de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) para todo o globo em uma grade de 2x2 graus foram obtidos da base de dados “NCEP Reynolds Historical Reconstructed Sea Surface” (Reynold e Smith, 1995).

4.3 Análise estatística das séries hidroclimáticas.

Como indicador do comportamento da bacia foram utilizados dados de níveis e vazões da bacia. O mais representativo destes valores são os níveis registrados em Ladário por onde escoam mais de 80% da vazão gerada na BAP. Esta série é uma das mais extensas do Brasil, contando com registros quase sem interrupções desde janeiro de 1900, convertendo-se assim, em ponto de referência para gerenciamento da bacia.

4.3.1 Análise estatística da série de Ladário

Apesar de Ladário possuir um registro muito extenso de níveis, a falta de uma curva chave confiável não permite obter às vazões correspondentes. A falta de uma curva chave confiável se deve a que na margem oposta de Ladário, a planície de inundação é muito extensa e de difícil quantificação.

Como uma série de níveis é sujeita a erros de mudanças da seção de acordo com a ocorrência de fenômenos de erosão ou deposição na seção de medição, foi validada a série de níveis de Ladário comparando-a com outras séries de vazões existentes na bacia. Na Figura 4.1 se encontram as séries de níveis médios anuais de Ladário e as séries de níveis médios anuais de vazões de Cuiabá e Porto Murtinho adimensionalizadas (foi subtraído de cada valor a média e dividido pelo desvio padrão). Também a validação permitiu observar que existe uma alta correlação com a série de vazões de

Porto Murtinho (posto fluviométrico a jusante da bacia), o que permite confirmar a representatividade do posto de Ladário que tem um período longo.

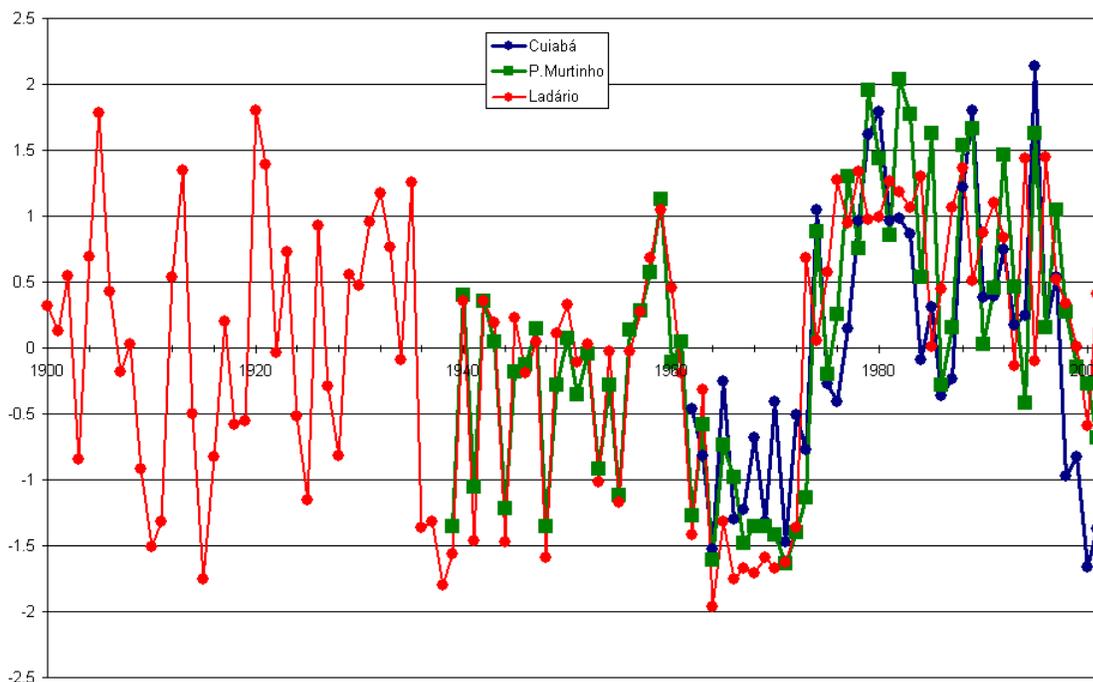


Figura 4.1 Comparação entre as séries dimensionalizadas de vazão média anual de Cuiabá e Porto Murtinho e de níveis médios anuais de Ladário.

Na série de Ladário é possível observar 4 períodos bem definidos: a) o período anterior a 1960; (b) período entre 1960 e 1970; (c) período entre 1971 e 1998 e (d) período posterior a 1998. Os três primeiros períodos já foram analisados em Collischonn *et. al.*, (2001), que indicaram, entre outras diferenças, que a autocorrelação (ou seja, quanto as vazões são influenciadas pelas anteriores) das séries de valores anuais foi diferente nestes períodos. No presente trabalho, estimou-se que a autocorrelação no período anterior a 1960 foi de ordem 2 (anos) e no período posterior a 1971 a autocorrelação anual foi de defasagem 3.

O período dos anos 1960-1970 se destaca como um período anormalmente seco em todo o Pantanal. A alteração nas vazões da bacia teve conseqüências sobre a dinâmica dos sedimentos (Collischonn e Merten, 2001) e sobre a economia na região do Pantanal, baseada na pecuária (Galdino *et. al.*, 1997). O período de secas, observado durante a década de 1960, reduziu a área inundada e reduziu o tempo de inundação da área temporariamente inundada. Como conseqüência, a década de 1960 foi um período de expansão da pecuária na região do Pantanal. De acordo com os próprios relatos de pecuaristas, analisados por Corrêa (1997), os períodos secos sempre foram favoráveis à pecuária, tanto pelo aumento de área de pastagem como pela redução de algumas doenças do gado. Por outro lado, os períodos de enchentes sempre provocaram o desaquecimento da pecuária pantaneira. Esta

mesma autora cita 1905, 1912, 1920 e 1932 como os anos de grandes cheias que prejudicaram a pecuária, enquanto as secas, como a ocorrida no período de 1934 a 1936, ajudaram a desenvolver a pecuária na região.

Os anos de secas e de cheias citadas por Corrêa (1997) encontram suporte nos registros de nível do rio Paraguai, em Ladário, que são suficientemente antigos. Na Figura 4.1 observam-se, claramente, os picos de 1905, 1912 e 1920. O pico de 1932 é menos evidente, mas o período seco de 1934 a 1936 é bastante claro na referida figura. Entretanto, nenhum dos períodos de seca citados é tão longo como o observado na década de 60. A alta correlação entre secas e cheias e agropecuária geraram uma tendência a relacionar as mudanças ocorridas nos anos 1960's com mudanças do uso da terra na bacia, na análise realizada neste estudo. Esta questão será analisada com maiores detalhes mais à frente.

A análise estatística das séries de chuvas existentes na região do Alto Paraguai (Tabela 4.1), mostram resultados contraditórios, já que algumas séries indicam tendências positivas enquanto outras indicam tendências negativas.

Tabela 4.1. Tendências da chuva na Amazônia Sul e BAP em unidades de milímetros por dia e por década e em percentagem (Adaptado de Marengo, 2004)

Base de Dados*	Precipitação média (mm.dia ⁻¹)	Período	Tendência (mm.dia ⁻¹ .dec)	Tendência (%)
NCEP	5.2	1950/99	0.19	18.00
CMAP	4.7	1980/99	-0.58	-23.00
CRU	5.1	1948/99	-0.08	-8.00
RAIN	4.3	1948/99	0.08	9.00

*Para informações sobre as bases de dados ver análises de NRC (1998); Kalnay *et. al.* (1996); e Zhou e Lau (2001).

Para analisar melhor esta questão, foi realizada a análise de tendência dos níveis de Ladário (Figura 4.2). Quando foi analisado o período total com dados disponíveis (linha roxa da Figura 4.2) não é evidente uma tendência significativa. Na análise da tendência no mesmo período que as obtidas da base de dados do NCEP e CRU (linhas azul e vermelha) indica uma tendência positiva da chuva, enquanto que no período semelhante ao da base de dados CMAP indica uma clara tendência negativa. Estes resultados são contundentes para identificar que as diferenças nas tendências apresentadas pelas diferentes bases de dados (Tabela 4.1) são, em grande parte, consequência do período analisado. Já a diferença entre valores para um mesmo período é explicado pelas diferenças entre os dados de origem da base de dados, principalmente pela escassez de informação na região.

As diferenças de comportamento segundo o período analisado é consequência de ciclos de alternância de estado na série. A série teve valores muito baixos (nos anos 1960's) e ciclos em que esteve muito alto (1976-2000), e que efetivamente se encontram relacionados com as séries de vazões existentes e não é meramente uma mudança nas características da seção, como já fora

proposto por Collischonn *et. al.* (2001). Para analisar com maiores detalhes estas flutuações, é, primeiramente, aplicada a análise mediante séries de Fourier (ou análise espectral) e, posteriormente, Ondeletas (Wavelets). A idéia que está por trás da análise espectral e de ondeletas é identificar frequências características e oscilações temporais representativas de um sinal ou série de dados.

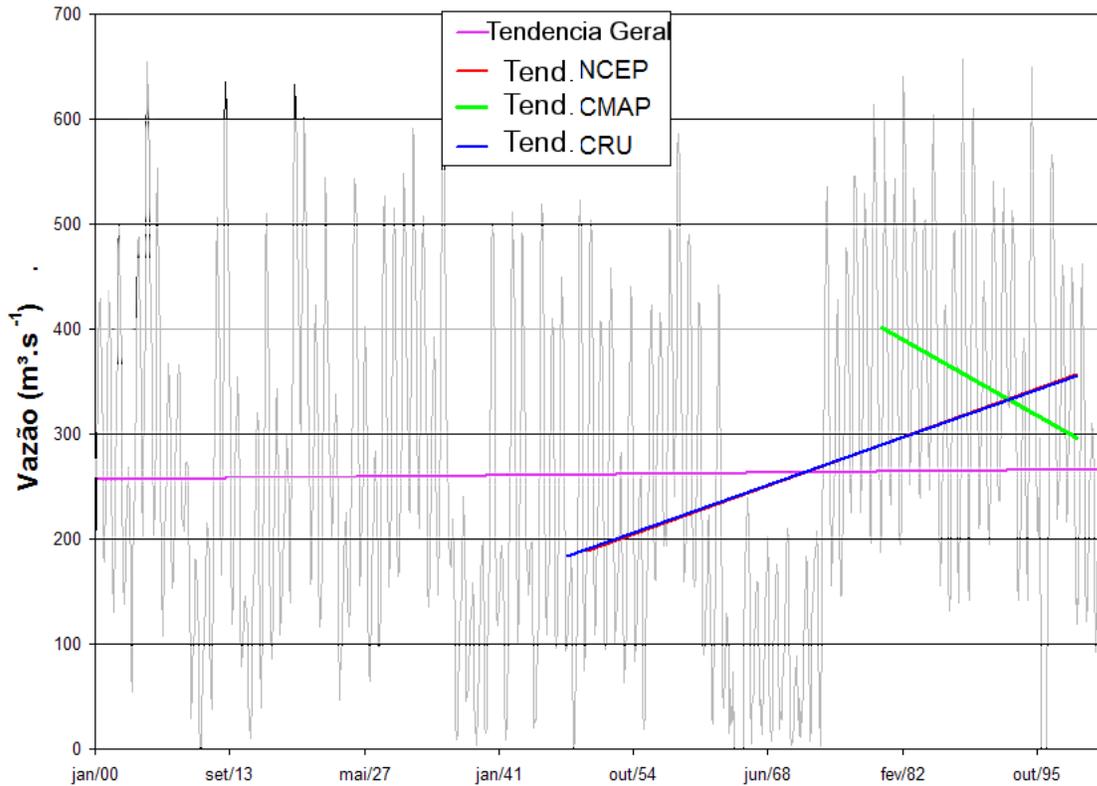


Figura 4.2 Série de Ladário onde foram indicadas as tendências da série para o período total com registro (linha roxa) e períodos coincidentes com as informações obtidas do NCEP (linha vermelha), CMAP (linha verde) e CRU (linha azul).

O resultado da análise espectral da série de níveis médios anuais (Figura 4.3) confirma o marcante ciclo anual da série que é evidenciado pelo fato de que o maior coeficiente foi obtido para o período de um ano. O segundo maior valor foi obtido para um período de 26 anos, o que condiz com observações de alguns pesquisadores (Collischonn *et. al.*, 2001; Wagner, 1996; Nobre e Shukla, 1996; Robertson e Melchoso, 1998; Dettinger *et. al.*, 2000; Zhou e Lau, 2001).

Este ciclo está relacionado com as mudanças que se observam na série em torno de meados das décadas de 1920, 1940 e 1970, e que estão intimamente relacionados com mudanças de longo prazo nos padrões de TSM do Pacífico e no Atlântico Tropical mudanças no fluxo de umidade na Amazônia e na Posição das ZCIT (Marengo, 2004). Um outro período de mudança em 1910, sugerido na análise da chuva na região por Marengo (2004), não foi detectado, possivelmente em função do comprimento reduzido da série.

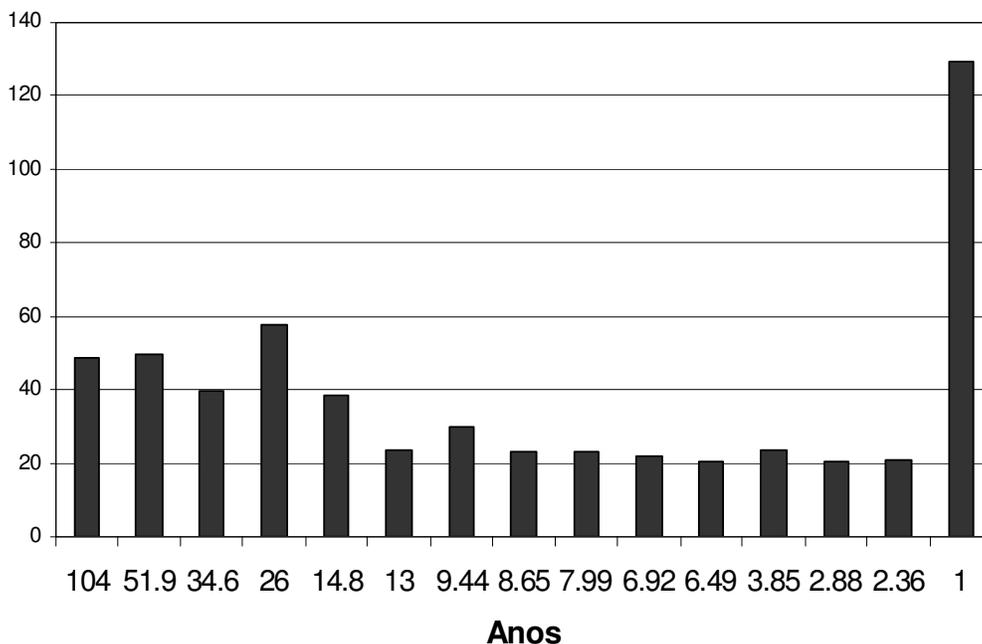


Figura 4.3. Resultado significativos da análise espectral sobre a série de cotas de Ladário

Zhang *et. al.* (1997) e Mantua *et. al.* (1997) identificaram um período quente nas águas superficiais do Pacífico que começou em 1976, e que se considera finalizado em 2000 (Marengo, 2004). Este período teve eventos de El Niño mais frequentes que o período anterior a 1975. No sul do Brasil e Norte da Argentina, (Barros *apud* Marengo, 2004) detectou aumento nas chuvas e descarga dos rios desde a metade dos anos 1970, indicando que estas mudanças estão relacionadas com mudanças na circulação regional (e.g., mudança para o sul da Alta Subtropical do Atlântico). Chen *et. al.* (2001) e Marengo (2004) conectaram esta tendência às mudanças na circulação divergente global antes e depois de 1977, utilizando a reanálise do NCEP. A análise destes pesquisadores sugere uma intensificação do ramo superficial da célula de Walker, exibindo um incremento na convergência de umidade de baixo nível sobre a Amazônia, e conseqüentemente criando uma resposta (tendência) na precipitação 1976-1985, em concordância com os resultados de Curtis e Hastenrath (1999) e Hastenrath (2001).

Por outro lado, o Atlântico Tropical exibe uma variação decadal nas mudanças meridionais da posição da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico, como conseqüência do contraste da TSM entre o Atlântico Tropical Norte e Sul. Estas variações estão conectadas a anomalias na chuva no Nordeste do Brasil e possivelmente no Norte da Amazônia (Rao *et. al.*, 1990, Nobre e Shukla, 1996; Wagner, 1996). Este fenômeno, pode explicar, em parte, o índice maior ao normal no espectro para o período de 9,44 anos, que, no entanto, não é significativo do ponto de vista estatístico.

A análise do espectro também apresentou altos coeficientes para períodos de muitos anos, iguais ao

próprio comprimento da série e à metade do comprimento. Porém, não se pode afirmar com base neste fato que ciclos de 50 e 100 anos estejam presentes, uma vez que a série é muito curta para corroborar tais afirmativas. Também é interessante destacar que o coeficiente espectral é ligeiramente maior, mas pouco significativo, no período de 3,85 anos, conhecido pela sua relação com o ciclo do fenômeno El Niño.

A Figura 4.4 abaixo mostra a análise espectral com ondeletas da série de cotas médias mensais de 1900 a 2002 em Ladário. Esta ferramenta permite fazer uma análise espectral sem que se perca a informação da variabilidade temporal dos modos de oscilação.

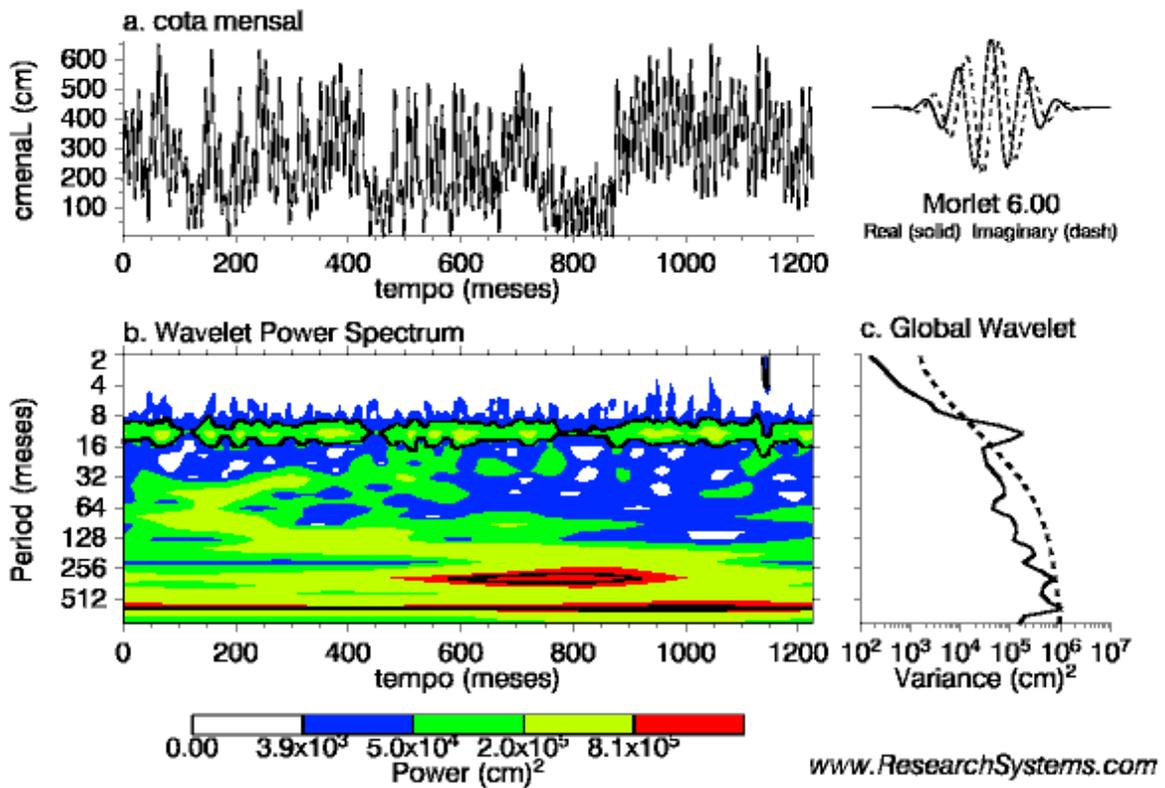


Figura 4.4. Análise espectral com ondeletas (wavelets) para 5% de nível de significância

A análise de ondeletas mostra também o ciclo anual de 12 meses, e em segundo lugar o ciclo de 26 anos. Porém, este só tem significância no período de 1940 a 1970. Isto se deve ao fato de terem havido dois períodos muito secos, um no começo da década de 1940s e outro no fim da década de 1960s.

Outros ciclos não se mostraram significativos mediante a análise por ondeletas. No entanto, Marengo (2004) indica também a existência de um ciclo de 17 anos na chuva. Este autor menciona que os ciclos de 26 e 17 anos explicariam 22% e 11% da variância da série.

4.3.2 Análise estatística da série do Rio Taquari em Coxim

A bacia do rio Taquari abrange cerca de 78.000 km² nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Da sua área total, 50.000 km² constituem o leque aluvial do rio que corresponde a 36% do Pantanal. Devido às constantes alterações que o leito do rio sofre, a definição dos limites físicos da bacia é normalmente problemática. Dependendo dos padrões dos fluxos de água, a bacia do rio Taquari pode, por vezes, unir-se tanto à bacia do rio Correntes ao Norte como à bacia do rio Negro ao Sul. Estas mudanças de comportamento do rio foram analisadas por diversos pesquisadores, por exemplo, Assine, (2005) e Collischonn (2001) já que tem impacto direto sobre a população localizada nas suas margens.

O ultimo local da bacia do rio Taquari com medida de níveis antes de entrar no Pantanal é o posto de Coxim. Na Figura 4.5 é apresentada a comparação das vazões médias anuais entre o rio Cuiabá, em Cuiabá e o rio Taquari, em Coxim. As vazões do Taquari são mais amortecidas, enquanto que no Cuiabá mostram maior variabilidade. Também se observa o aumento de vazão depois da década de 70.

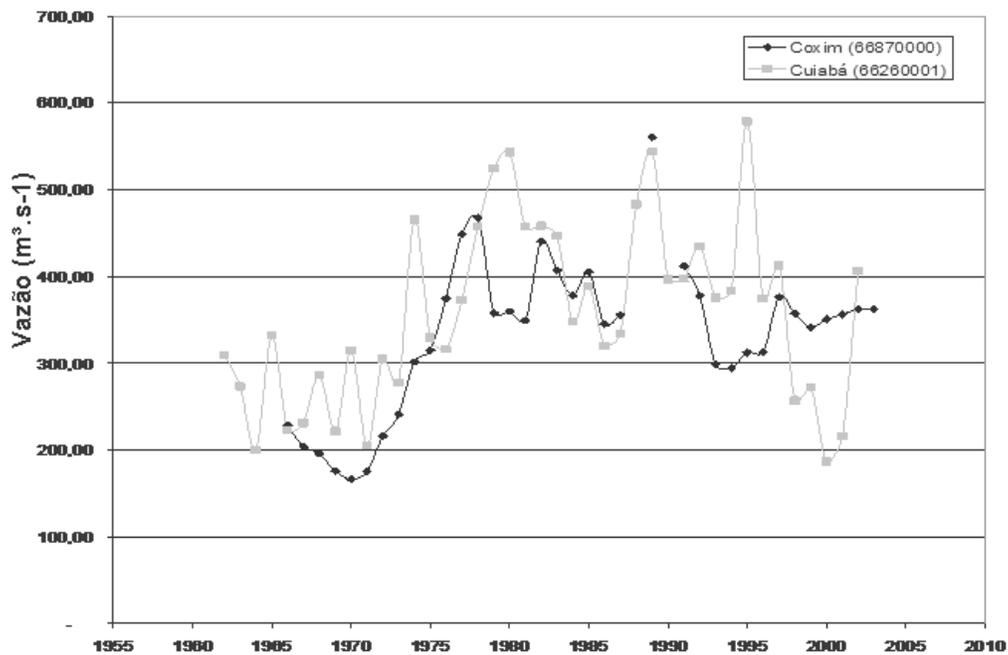


Figura 4.5. Vazões médias anuais no rio Cuiabá, em Cuiabá (66260001) e rio Taquari, em Coxim (66870000).

O comportamento diferenciado do rio Taquari pode ser justificado, entre outros, pela chuva. A bacia encontra-se na faixa de transição no clima dentro da bacia já analisado no capítulo 2. Ao norte da BAP se observa um comportamento semelhante ao sul da Amazônia, enquanto ao sul da bacia o regime de chuvas é mais semelhante ao encontrado no Sul do Brasil (e que também se manifesta fortemente nas bacias dos rios Aquidauana e Miranda). Pequenas mudanças nos fatores que

influenciam o Clima na BAP podem induzir a que o clima da bacia do Rio Taquari tenha mais semelhança no ano em particular com um dos regimes expostos, existindo, portanto, uma superposição de efeitos climáticos.

O maior amortecimento ou inexistência de variações de alta frequência das vazões em Coxim é explicado pela geologia do local, conformada por um substrato muito poroso que teria capacidade para grande armazenamento de água que afetaria as vazões por grandes períodos. Os resultados de modelagem com o modelo MGB (Collischonn, 2001; Tucci *et. al.*, 2005) revelam que mais de 60% da vazão anual da bacia é oriunda do escoamento subterrâneo. A litologia da bacia, em grande parte localizada sobre uma região de arenitos de deposição eólica, justifica a grande parcela da vazão que é oriunda do escoamento subterrâneo. O escoamento subterrâneo tem um tempo de residência na bacia muito alto, por isso as reações da bacia, em termos de vazão nos rios, são lentas. São necessários vários anos de chuva acima ou abaixo da média para alterar a vazão, especialmente a vazão mínima.

A grande parcela de escoamento subterrâneo também é responsável pelo comportamento incomum do hidrograma, onde a vazão mínima anual passa de aproximadamente $110 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, no início da década de 1970, a $320 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ no início da década de 80. O armazenamento na bacia é importante e deve ser levado em conta no balanço anual da bacia. Resultados de simulação com o modelo MGB-IPH indicam que cerca de 250 mm podem ser armazenados, sem escoar nem evaporar, ao longo de um ano hidrológico (Collischonn, 2001). Este resultado está em completo acordo com a descrição da vegetação do cerrado de Eiten (1972). Estatisticamente o grande armazenamento se manifesta como uma autocorrelação com defasagem de 2 anos.

A característica mais marcante da hidrologia da bacia do rio Taquari, no Estado do Mato Grosso do Sul, é, certamente, a alteração das vazões observadas entre o início da década de 70 e a década de 80. A Figura 4.6 apresenta um hidrograma de vazões médias diárias, no período de 1969 a 1984, onde se observa o aumento das vazões máximas e mínimas ao longo da década de 1970. As vazões no ano de 1969 variaram entre 110 e $350 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, enquanto no ano de 1975 a variação já fica entre 192 e $800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e na década de 80 a faixa de vazões vai de 320 a e $1400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, como mostra a Figura 4.6.

Uma das causas dessa variabilidade das vazões é, certamente, a variabilidade das chuvas anuais. Apesar da pequena quantidade e baixa qualidade dos dados de precipitação, observa-se que as chuvas anuais foram inferiores, no período da década de 60, tanto na planície do Taquari (Galdino *et. al.*, 1997) como em toda a região da Bacia do Alto Paraguai (Collischonn *et. al.*, 2001).

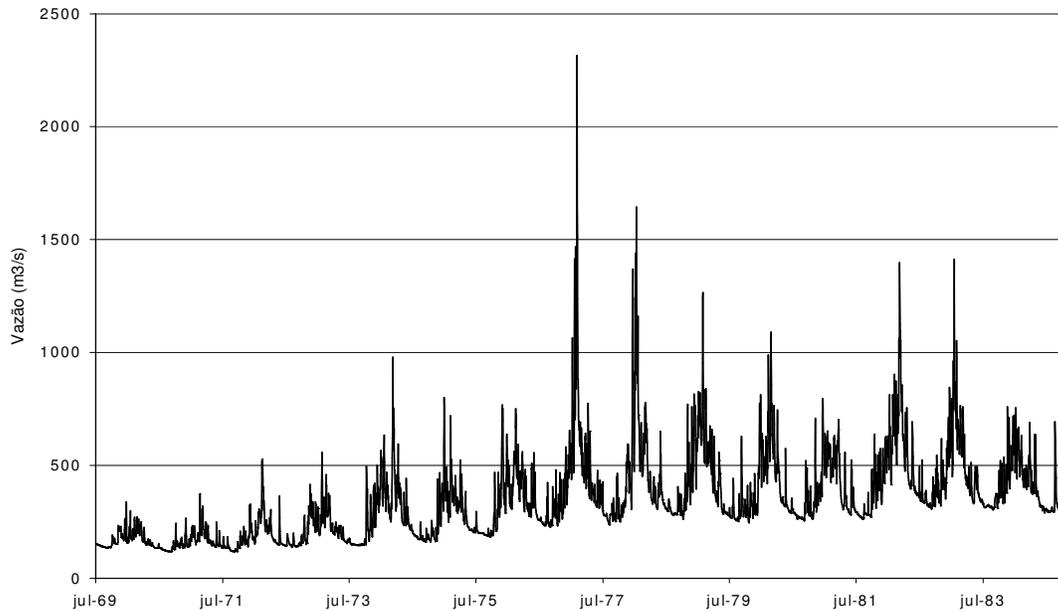


Figura 4.6. Vazões diárias do rio Taquari MS, em Coxim, entre 1969 e 1984.

A segunda causa potencial da mudança das vazões na bacia do rio Taquari é a mudança de uso da terra ocorrida na região durante a década de 1970. Infelizmente, não existem dados que permitam descrever com exatidão o histórico de mudança de uso do solo na região da bacia do rio Taquari, no seu trecho do Planalto. As décadas de 1970 e 1980 são indicadas, freqüentemente, como a época de maior transformação na bacia.

A comparação entre a evolução da área ocupada por soja e pecuária com a área autorizada para desmatamento mostra que pode ser feita uma estimativa da mudança de uso do solo baseada na evolução da área ocupada, fornecida pelos censos agropecuários. Com base na evolução da área ocupada, pode-se afirmar que, em 1970, a pecuária e a agricultura ocupavam uma área cerca de 5 vezes menor do que a área ocupada em 1994, na micro-região do Alto Taquari, em que está completamente inserida a bacia do rio Taquari, MS. Em 1985, a soja e a pecuária já ocupavam 60% da área ocupada em 1994.

O cerrado, que é a vegetação típica de grande parte do Brasil, comporta-se mais ou menos como uma floresta, sob o ponto de vista da hidrologia, apesar das adaptações de suas plantas às condições de estiagens prolongadas (Collischonn, 2001). A substituição do cerrado pelas pastagens deve reduzir muito a evapotranspiração durante os meses de estiagem, especialmente nas áreas de solo mais profundo. Considerando este comportamento, e a tendência de substituição do cerrado por plantações de soja e, principalmente, por pastagens plantadas, as mudanças de uso da terra devem trazer como conseqüência hidrológica o aumento da vazão média. Esta conclusão está baseada no fato de que a vegetação do cerrado é capaz de manter uma taxa de evapotranspiração relativamente alta mesmo nos longos períodos secos. Além disso, o cerrado, principalmente nas suas formas mais

densas, certamente apresenta maior capacidade de interceptação da chuva do que as gramíneas utilizadas nas pastagens, tanto no período seco como no chuvoso.

Nos casos de mau manejo do solo, tanto na agricultura como na pecuária, a substituição do cerrado por pastagens pode gerar escoamento superficial onde antes não ocorria, e pode aumentar o escoamento superficial nos locais em que ele já ocorria, como nas regiões de solo litólico. Este aumento do escoamento superficial contribui para o aumento das vazões média e máxima.

4.4 Análise de possíveis teleconexões

4.4.1 Introdução

Como foi observado no item anterior, o clima na Bacia do Alto Paraguai é afetado pela interação de vários ciclos climáticos que se manifestam com diferente frequência. Há evidência de que estes ciclos estão conectados com fenômenos climáticos globais. Neste item serão investigadas possíveis relações entre o clima da bacia do Alto Paraguai e os diversos índices climáticos ou valores da temperatura do mar (TSM).

A metodologia a ser usada baseia-se na análise, em uma primeira etapa, do efeito de anomalias no valor de diferentes índices climático ou TSM sobre a chuva, representada pelo campo de água precipitável. Será avaliada a forma em que índices acima ou abaixo do valor médio mensal afetam a chuva mensal. Em função dos resultados da análise com água precipitável, foram selecionadas novas análises em cada caso.

4.4.2 Metodologia

Os valores de cada um dos índices climáticos analisados (SAMI, NAO, Niño 3.4, PDO) foram padronizados extraíndo a média e dividindo o resultado pelo desvio padrão. Os índices normalizados foram classificados pela intensidade em cada mês: meses com valor abaixo de -1 desvio padrão; meses com valores entre -1 e 1 desvio padrão e meses acima de +1 desvio padrão. O mês foi catalogado, respectivamente, como de “ÍNDICE baixo”, “ÍNDICE normal” e “ÍNDICE alto” (Ex, NAO Alto; NAO baixo).

Posteriormente foi calculada a média dos campos de água precipitável para todos os meses de janeiro com o índice NAO alto, repetindo-se o procedimento para todos os meses do ano. Posteriormente o procedimento foi estendido para os valores “normais” e “baixos”, e para todos os outros índices analisados.

É importante notar que o valor do “NAO normal” (ou qualquer outro índice) estimado anteriormente difere da “normal climatológica” para esse mês. No entanto, os padrões observados

durante o “NAO normal” (ou qualquer outro índice) são muito similares aos observados na normal climatológica para esse mês, permitindo o uso do “NAO normal” para explicar o comportamento médio da atmosfera.

Para determinar o comportamento médio da chuva nos meses em que o índice, por exemplo o NAO está acima ou abaixo do normal, foi calculada a diferença entre as composições para valores NAO alto e NAO normal, assim como as diferenças entre NAO baixo e NAO normal. Desta forma resultaram padrões de anomalias da chuva para cada mês do ano, em que o índice esteve abaixo ou acima do normal. Estas diferenças ou anomalias serão denominadas neste trabalho como “anomalias de NAO alto” e “anomalias de NAO baixo”. As anomalias representam, portanto, quanto esse determinado mês se afasta do comportamento médio (Ex.: precipitação maior que a normal) quando o NAO se encontra significativamente acima ou abaixo do seu valor. Os valores calculados foram estendidos para outros índice (SAMI, ENSO, PDO, etc). Na Tabela 4.2 pode-se observar a quantidade de meses em cada condição dos índices analisados

Tabela 4.2. Quantidade de meses em cada condição do índice.

	NAO			NINO 3.4			SAM		
	Alto	Normal	Baixo	Alto	Normal	Baixo	Alto	Normal	Baixo
JAN	10	39	9	9	40	9	10	39	25
FEV	10	40	8	8	41	9	9	44	5
MAR	8	41	9	7	41	10	10	39	9
ABR	9	39	10	7	39	12	9	41	8
MAI	9	42	7	10	41	7	11	37	10
JUN	10	40	8	9	39	10	10	40	8
JUL	9	41	8	9	40	9	9	40	9
AGO	8	41	9	9	41	8	6	42	10
SET	9	40	9	10	38	10	10	38	10
OUT	8	37	13	8	42	8	5	44	9
NOV	6	42	10	10	38	10	11	34	13
DEZ	10	39	9	9	41	8	11	38	9

Os resultados da análise serão apresentados brevemente nos próximos itens e em detalhe no anexo G.

4.4.3 El Nino (ENSO)

Como discutido em maior detalhe no Capítulo 2, e, confirmado a partir da análise realizada sobre a água precipitável, observa-se que durante o fenômeno “El Niño” (NIÑO 3.4 positivo) ocorrem secas no Norte e Nordeste do Brasil especialmente durante a estação chuvosa (FMAMJ) e precipitação acima do normal no Sudeste do Brasil, Uruguai e Argentina. Durante o fenômeno “La Niña”, no Sul do Brasil observa-se a diminuição da precipitação pluvial e no Nordeste, há um aumento geral da precipitação (Sampaio, 2001). Na análise deste estudo o comportamento da Niña não chega a ser significativo como relatam outros autores, podendo estar influenciado pelo período

escolhido ou porque o aumento da pluviosidade no Nordeste somente acontece quando as condições atmosféricas e oceânicas no Atlântico se mostram favoráveis, ou seja, com TSM acima da média no Atlântico Tropical Sul e abaixo da média no Atlântico Tropical Norte (Berlato e Fontana, 2003), o que não acontece sempre nas composições elaboradas.

Na BAP observa-se que durante “El Niño” a água precipitável na atmosfera encontra-se acima do normal durante a maior parte do ano (Figura 4.7 e anexo G), com especial destaque durante o período de chuvas (DJFM), ou período de desenvolvimento da Monção da América do Sul discutida no Capítulo 3. Em particular identifica-se o desenvolvimento de faixas de pluviometria em concordância com a posição das ZCAS, o que se encontra de acordo com os resultados apresentados por Carvalho, *et. al.* (2004). A ZCAS, vale recordar, é definida como uma persistente faixa de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste, que se estende do sul da Amazônia ao Atlântico Sul-Central por alguns milhares de quilômetros, bem caracterizada nos meses de verão, com um importante papel na transferência de calor, momento e umidade dos trópicos para as latitudes mais altas (Camargo, 2005). No entanto, o acréscimo na água precipitável não chega a ser estatisticamente significativo na região da BAP (mais na frente será analisada esta questão).

Os resultados apresentados estão em concordância com as pesquisas de Ronchail *et. al.* (2002) que sugeriram que as anomalias na região Sul da Amazônia (onde pode ser incluída a BAP), podem ser atribuídas ao aumento da atividade das perturbações extratropicais que influenciam a parte sul da Amazônia durante alguns fenômenos El Niño, e que esses eventos meteorológicos transientes durante El Niño são similares aos fenômenos que afetam o sudeste da América do Sul (por exemplo, Liebmann *et. al.* 1999, Selucchi e Marengo, 2000; Grimm *et. al.* 1998, 2000). No entanto, Kane (2006) indica que o sinal de “El Niño” na Amazônia é muito variável, com regiões de chuvas intensas intercaladas com regiões de secas em poucos centos de quilômetros, o que fica também evidente nas figuras do anexo G, onde pode ser observada a mudança do sinal da anomalia pluviométrica de mês em mês.

Durante o fenômeno “La Niña” a água precipitável também se encontra acima do normal, sendo significativo este aumento na região boliviana da bacia durante dezembro e janeiro e em toda a bacia durante o restante da estação chuvosa, principalmente na posição que normalmente ocupa a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) do tipo Continental.

Lembrando que a ZCAS é um fenômeno caracterizado por uma banda de nebulosidade quase estacionária, por períodos que variam de 4 a 20 dias, orientada na direção NW/SE, estendendo-se desde a Amazônia até o oceano Atlântico Sul, associada a uma zona de convergência de umidade que se prolonga até a média troposfera (Carvalho *et. al.*, 2004; Robertson e Mechoso, 2000; Figueroa, 1990; Silva Dias, 1995). A ZCAS do tipo Continental é a ocorrência deste fenômeno mais

ao Oeste que na sua posição padrão (Carvalho, *et. al.* 2004). No entanto, um elemento notável na figura 4.7 é a precipitação significativamente abaixo do normal no Atlântico Norte Tropical.

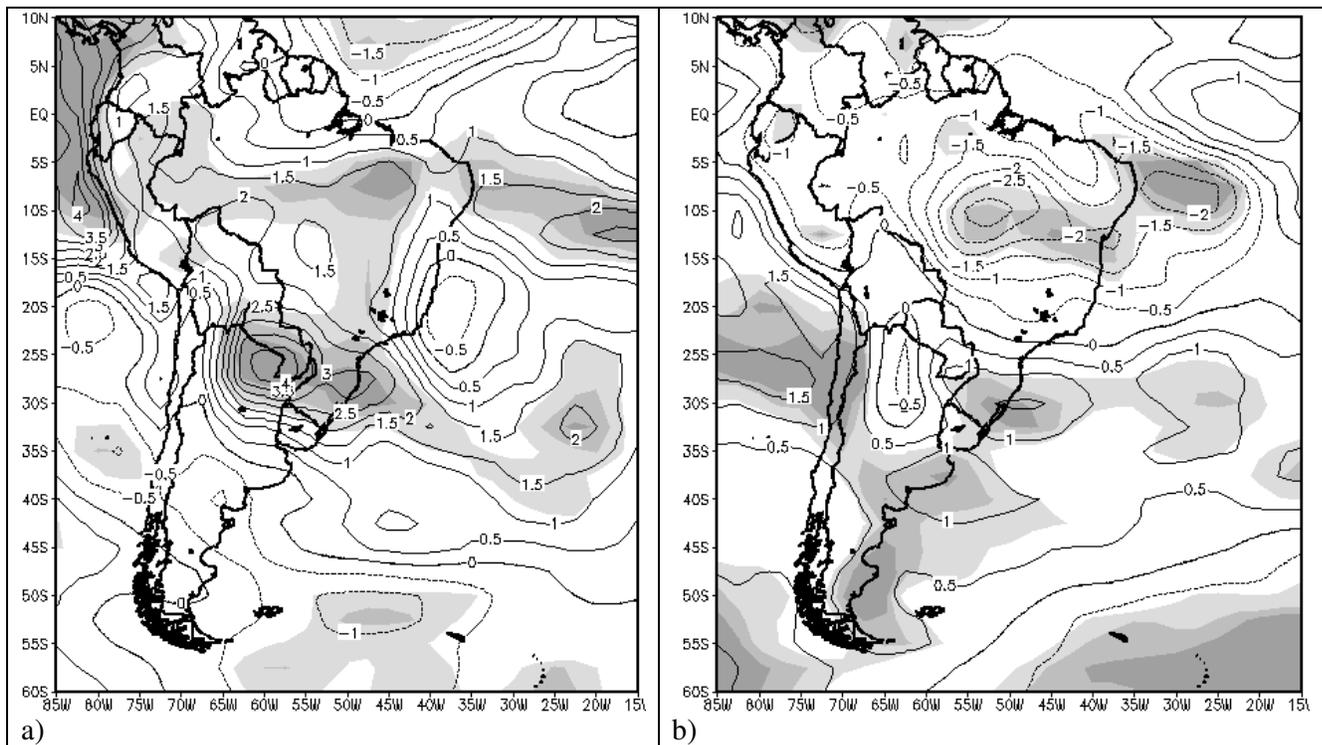


Figura 4.7. Anomalias da água precipitável para eventos de ENSO alto (El Niño) nos meses de (a) Fevereiro e (b) Agosto.

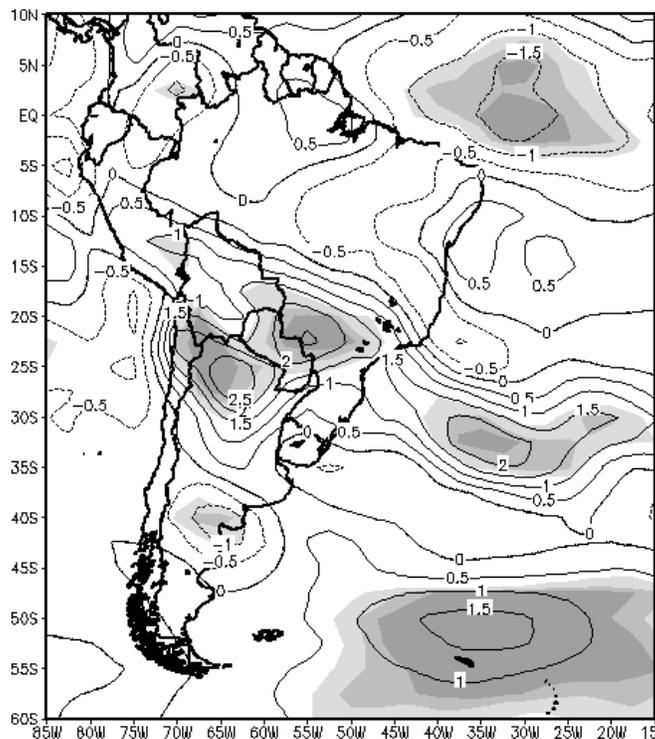


Figura 4.8. Anomalias da água precipitável para eventos de ENSO baixo (La Niña) no mês fevereiro.

Diversos autores mostraram que o ENSO e a Oscilação do Atlântico Norte (NAO) têm um importante papel na variabilidade do Atlântico Tropical (Namias 1972, Rajagopalan *et. al.*, 1998;

Kayano e Andreoli, 2004). Uma excelente documentação da relação entre os fenômenos ENSO e NAO e as anomalias de TSM do Atlântico Norte Tropical (NTA) se encontra em Czaja *et. al.* (2002). Aqui será seguido esse trabalho e acrescentadas algumas referências adicionais.

No NTA, alguns experimentos realizados com modelos simples, mas forçados por observações indicam que a variabilidade interanual e interdecadal (nas séries temporais e assinatura espectral) podem ser grandemente explicadas como resultado de forçantes atmosféricas sem a necessidade de invocar um efeito significativo das interações locais entre oceano-atmosfera ou na circulação oceânica (Por exemplo, Carton *et. al.*. 1996; Halliwell 1998). Entre os forçantes remotos do NTA são conhecidos o ENSO (Covey e Hastenrath 1978; Curtis e Hastenrath 1995; Nobre e Shukla 1996; Enfield e Mayer 1997; Saravanan e Chang 2000) e o NAO (Grötzner *et. al.*. 1998; Czaja e Marshall, 2001).

Uma forma simples de estudar a relação entre TSM sobre NTA e ENSO encontra-se na Figura 4.9 (obtida de Czaja, *et. al.* 2002) onde se superpõem anos de ENSO altos e baixos com a série temporal de TSM da região do Atlântico Tropical para os meses de verão austral (DJFM). É possível observar nas figuras que os eventos NAO negativos podem ser associados com condições quentes ou altas do NTA, e que eventos NAO positivos podem ser associados com condições frias do NTA, especialmente em situações extremas (ex., a fase fria ou baixa do NAO de 1969 e a fase alta do NAO de 1989). A associação entre ENSO e NTA é inversa, já que eventos positivos de ENSO (El Niño) estão associados a anomalias positivas na região da NTA e eventos negativos de ENSO (La Niña) com anomalias negativas.

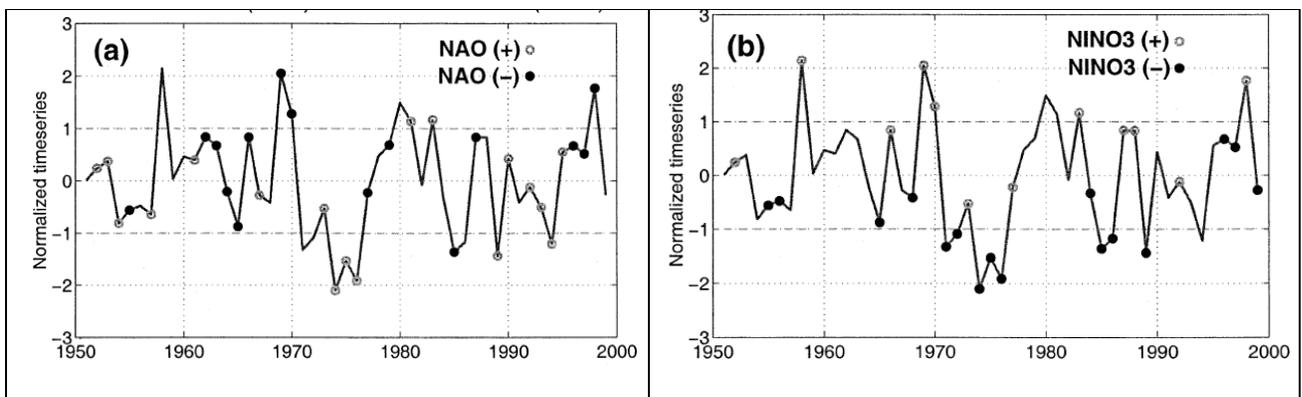


Figura 4.9. Índice normalizado NTA do NCEP-NCAR (linha contínua) com anos de alto (>0.5 desvio padrões) e baixos índices (menor a 0.5 desvios padrão) nas fases do (a) ENSO (b) NAO indicados como círculos vazios e cheios respectivamente (FONTE: Czaja *et. al.* 2002).

Em algumas ocasiões o NAO e o ENSO trabalham construtivamente para criar anomalias de TSM no NTA. Por exemplo, as condições mais frias no NTA observadas durante a metade dos anos 1970 podem até cancelar-se, como no impacto do El Niño muito forte de 1983 que foi reduzido pelo NAO extremamente positivo naquele ano). Esta observação é importante porque a partir de

aproximadamente 1975, o índice do NAO alto e o fenômeno El Niño tem uma grande coincidência temporal, o que atua destrutivamente na criação de anomalias de TSM no NTA. Por abranger temporalmente a metade da série disponível (1950-2005), esta interferência entre os padrões pode influenciar os resultados apresentados. Resultados similares foram obtidos por Giannini *et. al.* (2001), baseados em uma análise de regressão linear entre 1949–99. Na Figura 4.10 podem ser observadas as series do índice do NAO e NIÑO 3.4 durante o período analisado.

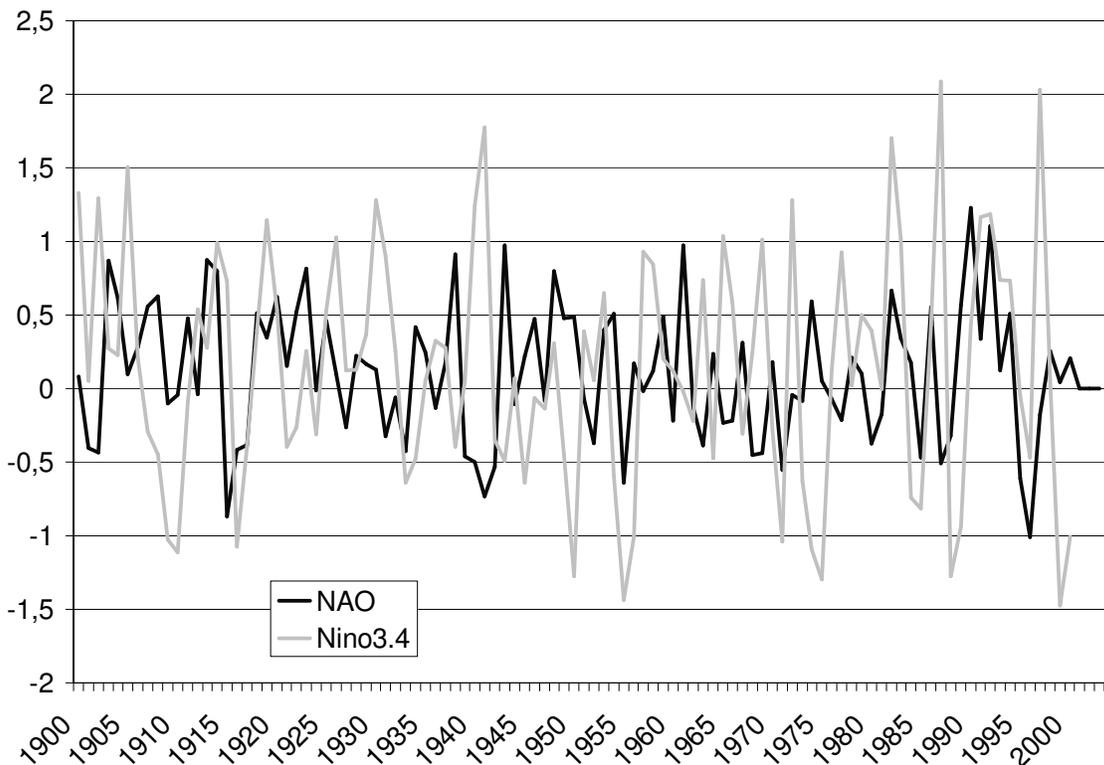


Figura 4.10. Séries dos índices NIÑO 3.4 e NAO.

É fácil perceber na Figura 4.1, que mostra a série de cotas de Ladário e de vazões em diferentes locais, que o período com vazões extremamente baixas dos anos 1960 esteve associado a anomalias de TSM no NTA muito alto (e conseqüentemente ao fenômeno El Niño e ao índice do NAO negativo). Por outro lado, as vazões altas observadas nos anos seguintes estiveram associadas a condições opostas.

Um possível caminho para a influência do Atlântico Tropical na BAP é através da variabilidade no sistema monçônico de verão e no fluxo de umidade em direção ao Sul associado com os ventos de jato de baixo nível (SALLJ) (Robertson e Mechoso 1998; Nogue´s-Paegle e Mo 1997).

Quando o NTA se encontra mais quente que o normal (NAO baixo ou El Niño) libera-se energia para a atmosfera em forma de aumento da evaporação a uma taxa de $10 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$. Isto leva a Zona de Convergência Intertropical a se movimentar para o Norte (Hastenrath e Greischar 1993; Chiang

et. al.. 2002; Chang et. al.. 2000; Sutton et. al.. 2000; Chiang et. al.. 2001). Esta mudança na posição da ZCIT leva ao aumento das precipitações na região ao norte dos trópicos e a diminuição da precipitação ao sul do Equador até as latitudes 10o S, mas um aumento para as latitudes maiores (10-15o), conforme analisado por Nobre e Shukla (1996), Aceituno (1988), Nobre e Shukla, 1996). Conseqüentemente, com a diminuição da umidade disponível e o enfraquecimento dos ventos que pode observarse na Figura 4.11, menor quantidade de umidade é transportada à BAP, que, desta forma, perderia a sua principal fonte de umidade ((Robertson and Mechoso , 1998; Noguez-Peagle et al.,2000).

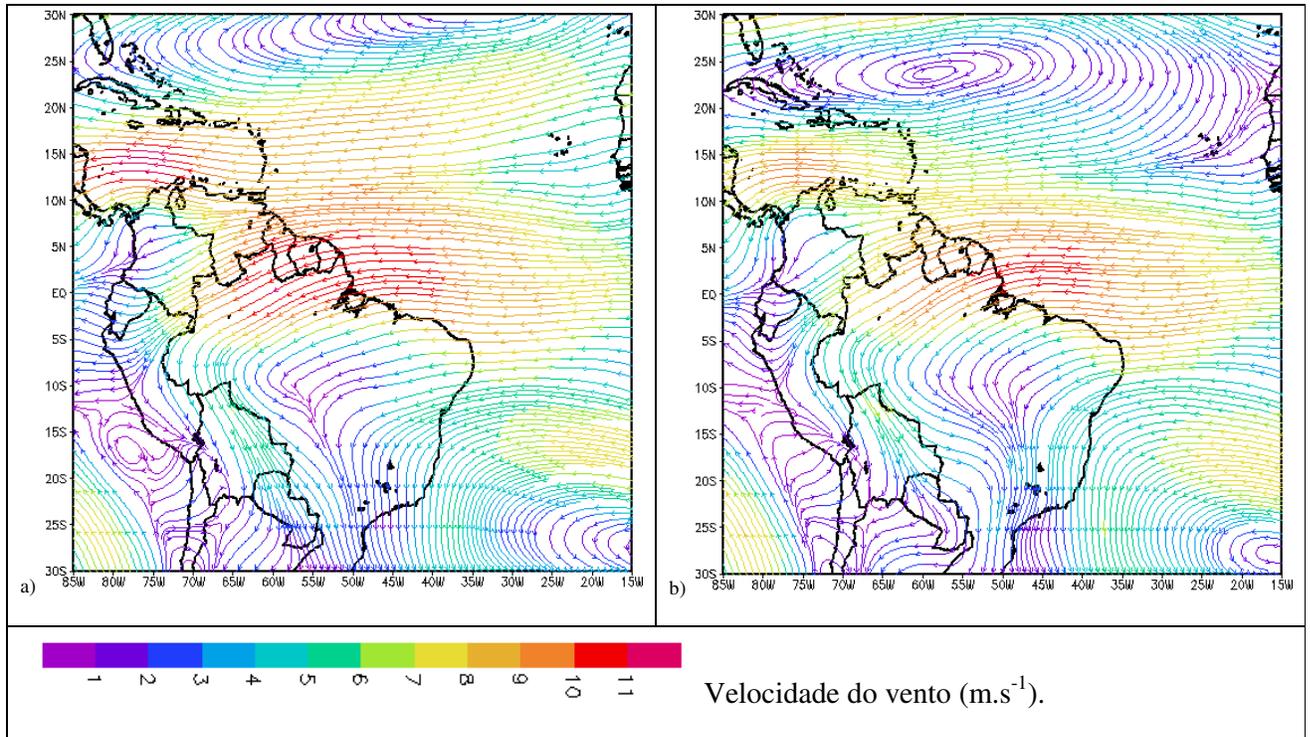


Figura 4.11. Linhas de corrente do vento em superfície 850 quando o NAO se encontra a) positivo b) negativo.

Quando o NTA está mais frio que o normal (NAO Alto ou La Niña) acontece o contrario, ou seja, uma movimentação para o sul da ZCIT. Esta constatação é confirmada por resultados de Marengo (1998); Kayano e Andreoli (2004) e Nobre e Shukla (1996).

Na Figura 4.8, que mostra o efeito do fenômeno La Niña sobre a BAP, é evidente que os resultados apresentados concordam com os indicados na relação entre Niña-NTA-BAP. No entanto, na mesma figura não se observa na região amazônica precipitação acima do normal, estatisticamente significativa, como seria esperado. Por outro lado, os resultados apresentados durante o fenômeno El Niño (Figura 4.7) não mostraram uma tendência como a descrita nos trabalhos sobre o efeito do NTA. Grande parte deste resultado é influenciado pelo fato do índice do NAO Alto e El Niño destruir os efeitos de cada um a partir de 1975 (que interessantemente coincide com a mudança no regime do PDO, mas isso não será investigado neste trabalho), o que leva ao fato de as anomalias

em eventos El Niño não serem significativas do ponto de vista estatístico. Seguindo este raciocínio, o efeito do índice do NAO alto não deveria ser significativo na bacia, o que efetivamente acontece (como será visto mais na frente).

Neste estudo, está sendo analisado o efeito de El Niño sobre a BAP, atuando a partir da modulação do TSM no NTA. No entanto, sendo um fenômeno de escala global, os efeitos de El Niño sobre a BAP podem ter outros caminhos de atuação (Liebmann *et. al.*. 1999, Selucchi e Marengo, 2000; Grimm *et. al.*. 1998, 2000) Por exemplo, a mudança de posição da ZCIT para o norte, que acontece durante o fenômeno El Niño em que o TSM no NTA é anormalmente positivo, permite a entrada dos frentes frias provenientes do sul, assim o comportamento do clima na região da BAP durante estes eventos teria um comportamento mais similar ao da Região Sudeste (precipitação acima da média) que se contrapõe com o efeito provocado pelo NTA mais alto (precipitação abaixo da média). Por outro lado, durante o fenômeno La Niña, por estar a ZCIT mais ao sul, é favorecida a penetração de umidade da Amazônia, o que conseqüentemente contribui para o fortalecimento dos efeitos provocados por um NTA baixo.

Também foram analisados os efeitos dos fenômenos El Niño/La Niña sobre a circulação de baixos níveis. Na Figura 4.12 pode ser observado o comportamento do vento de baixos níveis (850 hPa) durante o mês de fevereiro, que representa adequadamente a situação durante o verão. Na situação da normal climática (Figura 4.12 a), os ventos de baixo nível entram pela Amazônia carregando umidade e energia desde o Oceano Atlântico e da própria Amazônia até a Bacia do Prata seguindo o percurso ao longo da Cordilheira dos Andes. Nesta circunstância podem acontecer ventos de velocidade mais alta em baixos níveis que são os denominados Jatos de Baixo Nível (denominados aqui como SALLJ (Marengo *et. al.*, 2004).

Observa-se na Figura 4.12b que no caso de fenômeno El Niño (índice Niño 3.4 positivo ou alto), um pequeno aumento da intensidade dos alísios que não seria esperado pelo efeito da TSM no NTA. No entanto, novamente o efeito destrutivo Niño-NAO alto pode estar influenciando os resultados. Por outro lado quando o SALLJ encontra-se mais forte, os ventos são desviados até o Rio Grande do Sul e Uruguai onde trazem maior quantidade de umidade em detrimento da Baixa Bacia do Prata. Este comportamento foi relatado também por Silva e Ambrizzi (2006) e Carvalho *et. al.*. (2002) e outras referências no mesmo trabalho, tendo sido relacionado com as atividades das ondas de Rossby. Durante o fenômeno La Niña (Figura 4.12c) não se observam anomalias significativas, o que também está de acordo com os trabalhos anteriores.

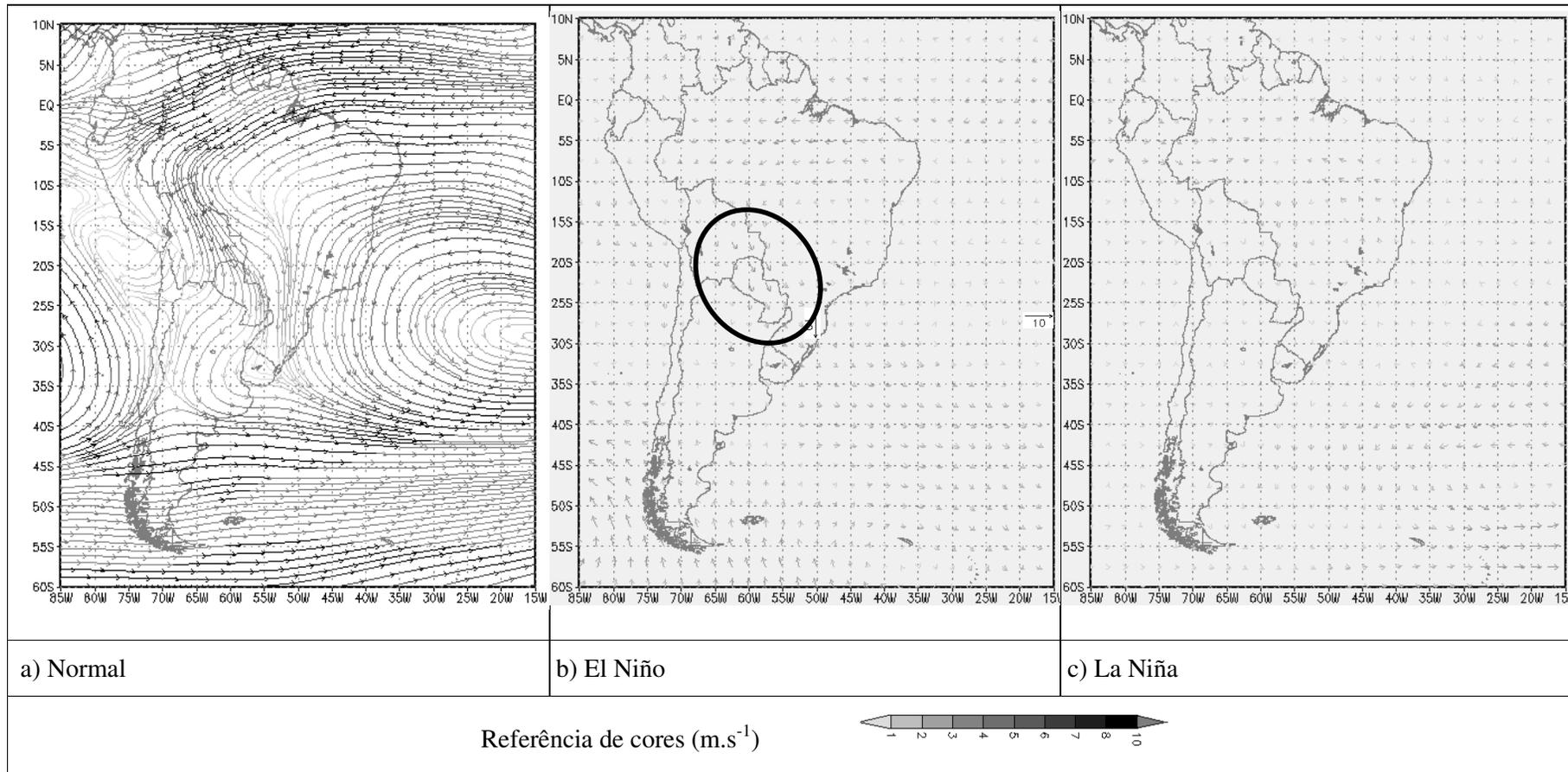


Figura 4.12. Comportamento na situação normal, com Niño e com Niña dos ventos em 850 hPa para o mês de fevereiro.

4.4.4 Oscilação do Atlântico Norte (NAO)

Durante os meses de maior precipitação na BAP (DJFM) não se observa uma tendência muito marcada na precipitação durante eventos de NAO Alto (vide anexo G para detalhes). Observam-se simplesmente nos limites desse período (dezembro e março) situações opostas de precipitação acima e abaixo do normal respectivamente, com praticamente nenhuma diferença de comportamento com respeito a situação normal nos outros meses do ano. Por outro lado, durante os eventos de NAO baixo é expressiva a diminuição de precipitação em todo o sistema de alimentação de água ao sul do Brasil (Evaporação no Atlântico, Amazônia, SALLJ, Prata mencionados no capítulo 3). Isto indicaria que o NAO apresentaria efeitos sobre a BAP quando estiver numa fase fria ou baixa.

Para analisar com maior detalhe a relação entre a oscilação do Atlântico Norte e o comportamento hidroclimático da BAP foram plotadas em conjunto a série de níveis em Ladário e a série da NAO (Figura 4.13).

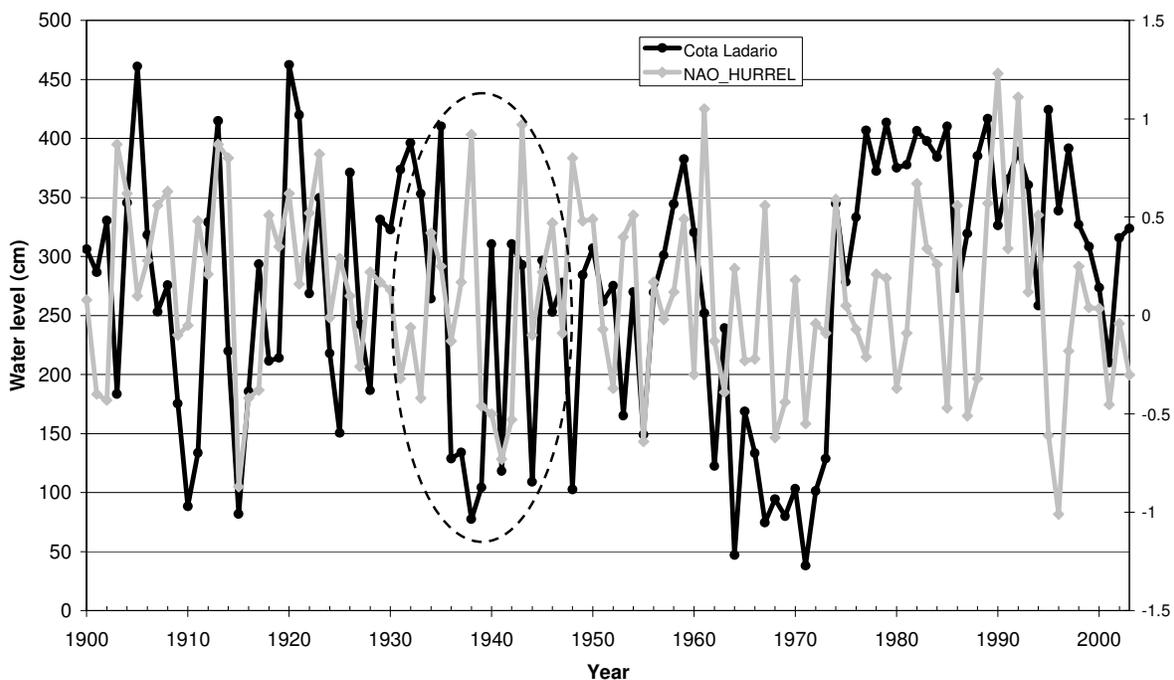


Figura 4.13. Comparação entre Série de níveis médio anuais em Ladário e série de valores médios anuais do NAO. A área indicada em verde mostra um período com comportamento quase idêntico entre as séries, mas, com uma defasagem de 3 anos

Pode-se observar na Figura 4.13 que a maioria dos níveis muito baixos em Ladário é acompanhada por uma queda do índice NAO, sugerindo, como na análise das anomalias de água precipitável, uma relação entre NAO baixo e seca no Alto Paraguai.

Chama a atenção, que, no final dos anos 30 (área em verde na Figura 4.13) o comportamento de ambas séries seja quase idêntico, mas, existindo uma defasagem entre uma e outra série de cerca de 3 anos. Em função de observações anteriores na base de dados Hidroweb, a possibilidade certa de verificação do índice NAO, e a impossibilidade de verificação da série de Ladário, existem boas razões para atribuir este comportamento a um erro de registro na série de níveis de Ladário. Se verificado este erro, praticamente todos os eventos extremos de níveis baixos em Ladário, terão uma correspondência com um evento extremo de NAO baixo.

Por outro lado, a falta de semelhança entre as séries de NAO e de níveis em Ladário em eventos em que as anomalias do NAO foram pequenas, pode estar mascarada pelo efeito de memória da bacia, já que as vazões são dependentes do acontecido em anos anteriores, e pequenos efeitos podem ficar desta forma, absorvidos pelo sistema.

Um outro detalhe, não menos importante, é que os valores do NAO durante a época de seca dos anos 1960s, que tão bem caracterizaram o comportamento hidrológico do Pantanal, também estiveram abaixo da média. Para analisar melhor este comportamento é realizado o teste descrito a seguir.

Utilizando a série de água precipitável e ventos já analisadas, e ainda utilizando a série de TSM (Reynolds e Smith, 1995), separam-se as respectivas séries em dois segmentos menores. O primeiro compreende aos valores entre 1964 e 1973 e o segundo aos valores entre os anos 1976-1983. Como estes períodos correspondem aos períodos em que o comportamento de Ladário esteve significativamente abaixo e significativamente acima da média histórica, respectivamente, o processo de análise consiste em calcular a diferença entre o comportamento médio mensal das séries analisadas em cada período. Desta forma, qualquer diferença significativa no comportamento é visualizada com maior contraste, que se simplesmente graficado um e outro período.

Na Figura 4.14.b que indica a diferença nos valores de TSM entre o período 1964-1973 e o período 1976-1983, pode ser observado que o gráfico resultante desta análise assemelha-se ao gráfico da Figura 4.14. a que indica as anomalias de TSM durante um período de NAO positivo.

Esta semelhança permite concluir que o comportamento da atmosfera durante o período seco dos anos 1960s foi típico do fenômeno NAO baixo, o que confirmaria a existência de uma teleconexão entre a BAP e a Oscilação do Atlântico Norte.

Para tentar encontrar a forma de ligação entre NAO e a BAP é necessário analisar novamente a Figura 4.3 onde foram identificadas componentes de 9 e 14 anos com uma amplitude alta, embora não significativa. Robertson e Mechoso (1998) encontraram significância estatística nesta componente nos rios Paraguai e Paraná e a relacionaram com uma componente similar no NAO. A

ligação entre o NAO e a BAP pode ser interpretada a partir da ligação já comprovada entre a NAO e a TSM no Atlântico Tropical Norte (NTA) (Czaja, *et. al.*, 2002), e, por sua vez, entre este e a BAP. Em outras palavras, quando a fase do NAO é positiva (negativa), ambos os centros de pressão que o caracterizam (Islândia e Azores) encontram-se mais intensos (fracos), e, como conseqüências, no Hemisfério Norte observam-se ventos de oeste nas latitudes médias e alísios nos trópicos mais intensos (fracos) (Joyce, *et. Al* 1998). Mudanças nos ventos da superfície induzem mudanças no fluxo de calor latente, que, na sua vez, geram anomalias na TSM no Atlântico Tropical (Ex, Carton *et. al.*. 1996). No entanto, o efeito do NAO pode ser reforçado ou diminuído pelo efeito do ENSO, criando uma situação de iterações complexas.

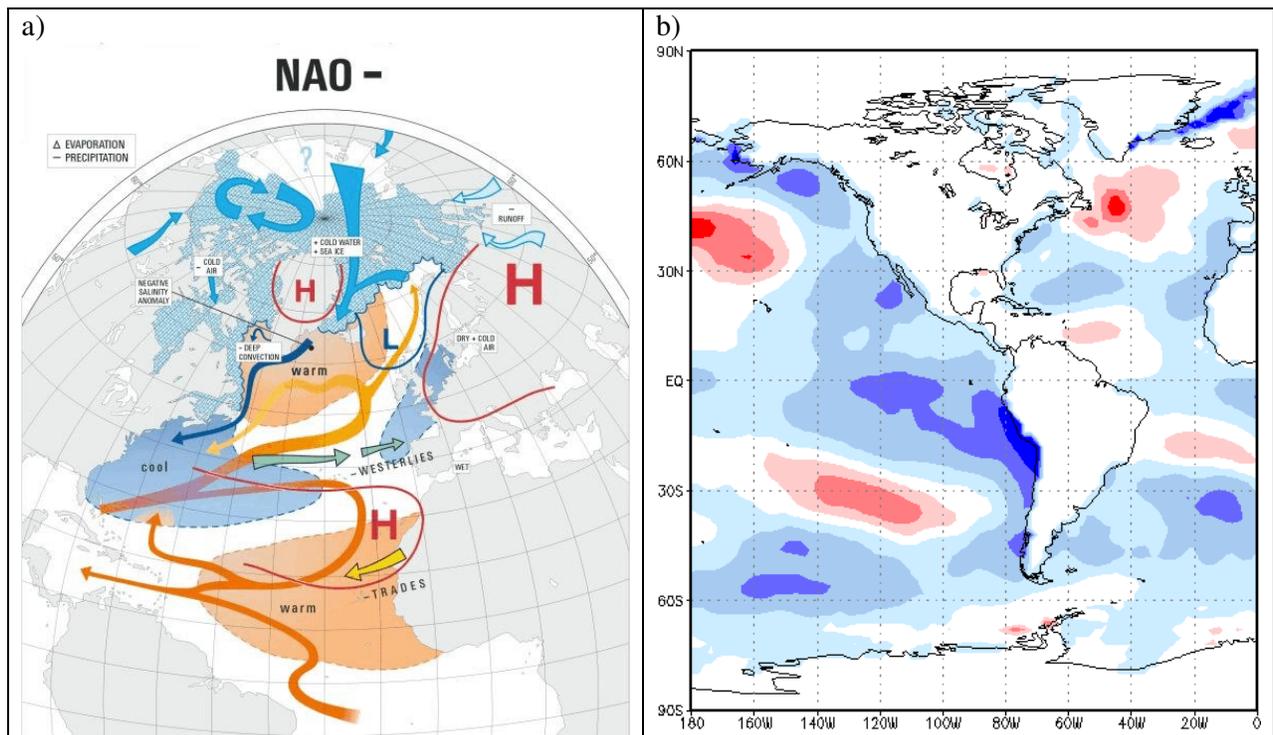


Figura 4.14 a) Estado da TSM e Pressão no durante um evento NAO negativo (Fonte: KLIMET, 2007); b) a diferença nos valores de TSM entre o período com chuvas abaixo do normal na BAP (1964-1973) e o período com chuvas significativamente acima do normal (1976-1983). As cores azuis indicam temperaturas abaixo da média as cores vermelhas temperaturas acima da média.

A Figura 4.15 mostra os resultados deste trabalho para o mês de fevereiro que estão em total concordância com os resultados apresentados nos estudos anteriores, já mencionados. Observa-se claramente na Figura 4.15 a diminuição estatisticamente significativa da água precipitável em toda a zona que alimenta de umidade a BAP através do sistema do SALLJ, como já discutido no Capítulo 3.

Na Figura 4.16, que mostra o comportamento da água precipitável durante eventos de NAO alto, observa-se facilmente que a composição dos meses de janeiro e dezembro, fornece uma resposta muito similar à mostrada pelos campos de precipitação apresentados por Nobre e Shukla (1996),

com a maior precipitação concentrada na Amazônia e norte do Nordeste, e diminuição de precipitação no sul de Nordeste. Na BAP observa-se que o sinal é um pouco contraditório, já que durante dezembro observa-se um significativo aumento da precipitação, mas durante janeiro acontece um decréscimo significativo, resultando em condições médias relativamente neutras. Esta condição implica que o efeito durante o NAO alto não é significativo, o que concorda com a comparação entre as séries Figura 4.13). Este resultado pode estar influenciado pelo fato de haver coincidência dos NAO Alto com o fenômeno El Niño (vide Figura 4.10 e item 4.4.3), que teriam desta forma contribuído destrutivamente no NTA, anulando a influência de cada um deles.

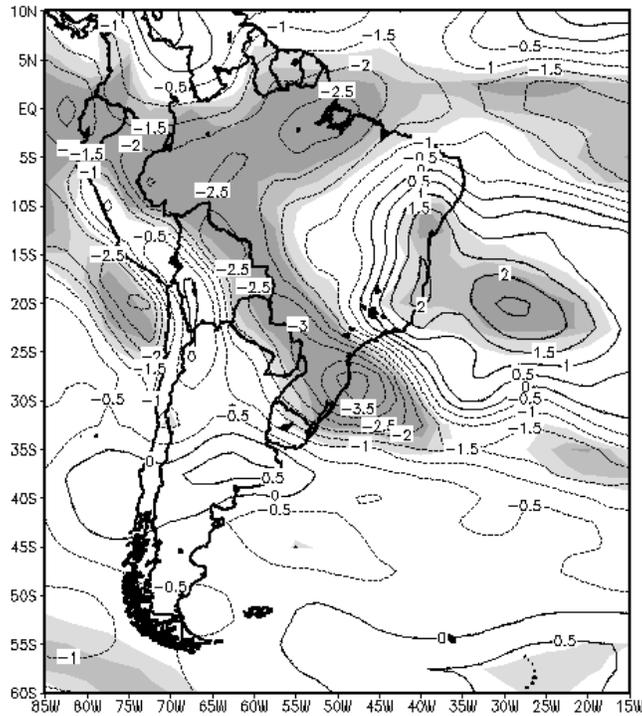


Figura 4.15. Campo composto (média dos valores de fevereiro) de água precipitável considerando (NÃO baixo – NAO normal) . A área sombreada indica intervalos de confiança de 85, 90 e 95%.

4.4.5 Oscilação Decadal do Pacífico (PDO)

Como descrito no Capítulo 2, a PDO é caracterizado por oscilações na escala decadal e multi-decadal no clima do Pacífico. Minobe (1999) sugeriu que as oscilações dominantes do PDO apresentam um período de 50 anos, ou seja, com fases de 20-30 anos que definem seu regime e que finalizam em mudanças climáticas abruptas (e.g., Minobe, 1997; 1999; Mantua *et. al.*, 1997). Em concordância com estes valores, Mantua *et. al.* (1997) dividiram o período entre 1900 e 1995 em quatro sub-períodos, cada um com duração aproximada de 20-30 anos. Entre estas mudanças, a mudança de regime e da estruturas associadas e variáveis oceânicas de 1976/1977 foi muito bem documentada (Trenberth, 1990; Trenberth e Hurrell, 1994; Seager *et. al.*, 2001; Deser *et. al.*, 1996).

Muitos autores mostram mudanças no Pacífico Norte entre 1998/1999 que podem ser a indicação de uma nova alteração na tendência (Schwing *et. al.*, 2000; Minobe, 2000, Hare e Mantua, 2000).

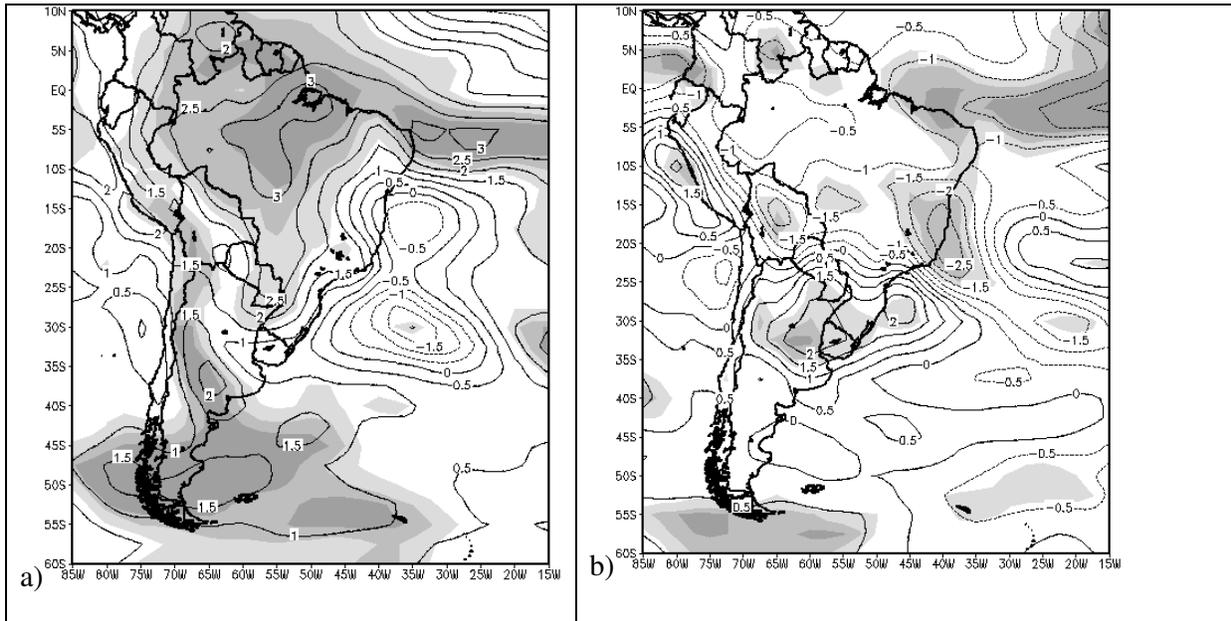


Figura 4.16. Campo de água precipitável considerando (NAO alto – NAO normal) para (a) Dezembro (b) Janeiro. Área sombreada indica intervalos de confiança de 90 e 95%.

A análise das anomalias mensais da água precipitável (anexo G) não mostrou relação significativa entre a BAP e o PDO. Este resultado era esperado, porque a escala de atuação do PDO é de vários anos e a análise realizada procura efeitos mensais. No entanto, é significativamente importante o fato de haver coincidência nas fases do PDO com aquelas detectadas nas séries hidroclimáticas da BAP (item 4.3.1), assim como a coincidência com os pontos de mudanças abruptas relatados para a PDO e indicados na Figura 4.18. Estas coincidências mostram uma base sólida para estimar que as variações de longa escala no Pantanal estão influenciadas pelas flutuações na TSM do Pacífico.

Um fato importante sobre o PDO é que no Oceano Atlântico o padrão de anomalias da PNM associadas com PDO lembra o NAO (Mo e Häkkinen, 2001). Portanto, é possível conjecturar que ambos fenômenos devem ter, até certo ponto, uma forma de atuação semelhante. Esta conjectura é reforçada pelo fato de outros autores (ex., Nobre e Shukla, 1996) relacionarem a TSM no NTA, discutido no item anterior, com anomalias no Pacífico Norte, consistentes com as observadas durante o PDO.

Consistentemente com as tendências mostradas na análise das séries (Figura 4.18), Marengo (2004) identificou a partir de reanálises NCEP que durante o período úmido (1976-1998) existiu uma intensificação dos alísios e da quantidade de umidade por eles transportada sobre a Amazônia em comparação com o período seco (1950-1975). Marengo também identificou que os alísios foram

responsáveis pelo incremento da água precipitável sobre a Amazônia (e, conseqüentemente da BAP), mostrando assim, uma característica semelhante a do sistema NAO-NTA-SALLJ.

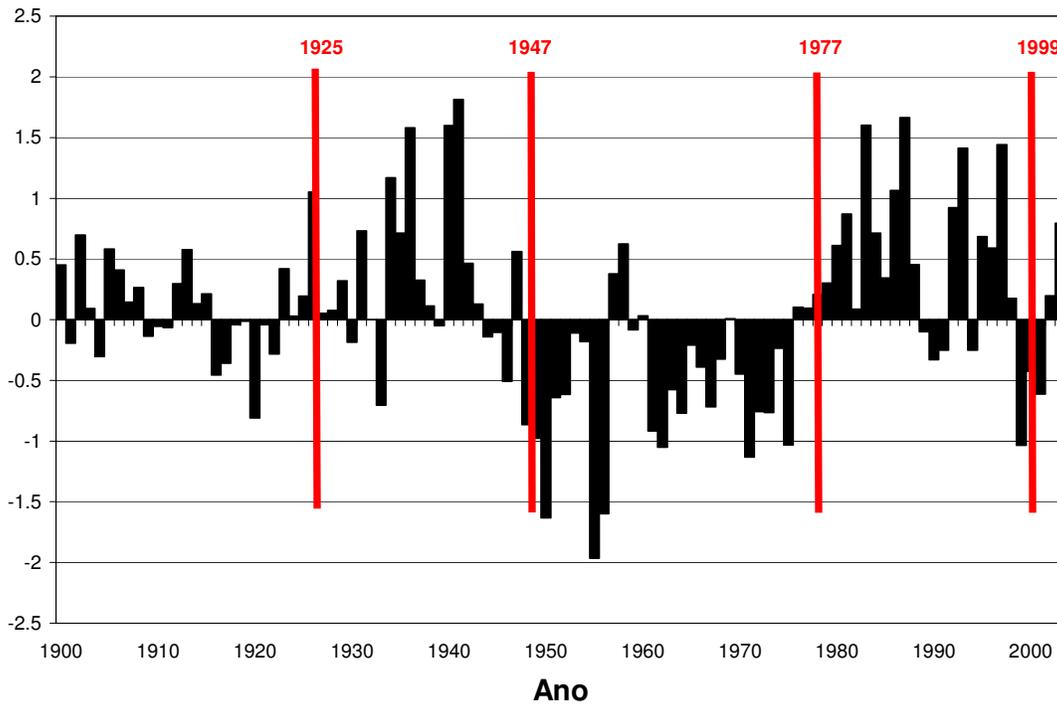


Figura 4.17. Valores do índice PDO, onde foram indicadas com linhas vermelhas os momentos em que aconteceram mudanças de fase do PDO.

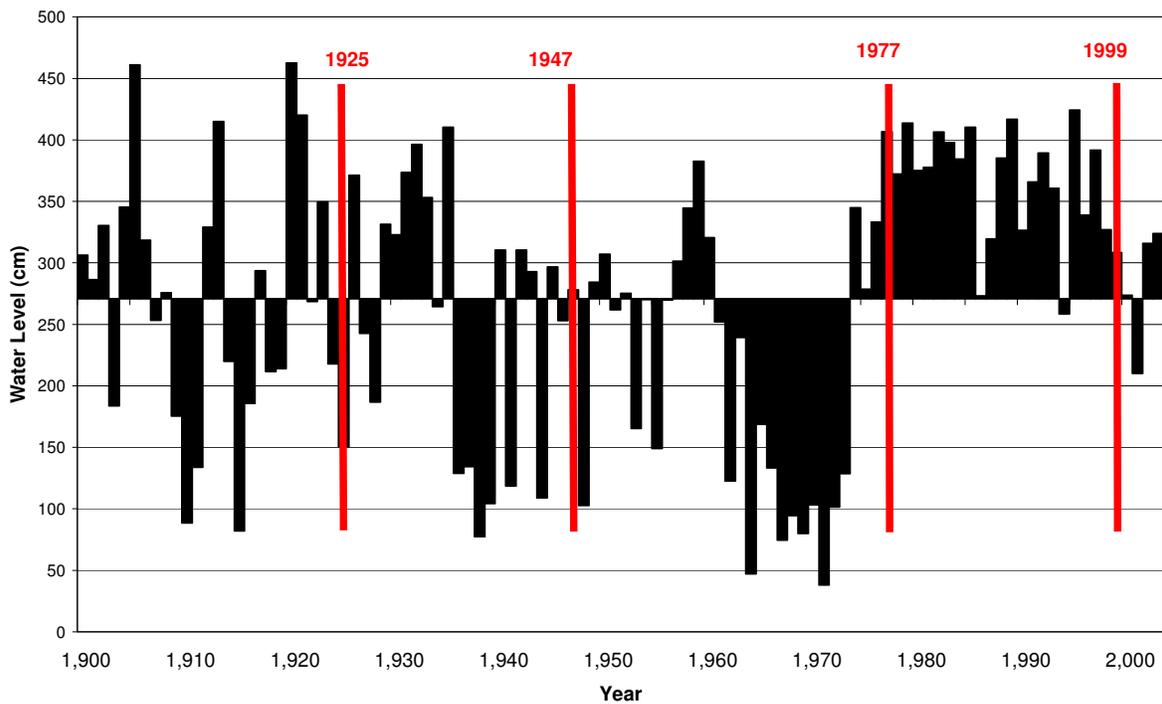


Figura 4.18. Cotas médias anuais adimensionalizadas do rio Paraguai em Ladário. Linhas vermelhas indicam os momentos em que aconteceram mudanças de fase do PDO.

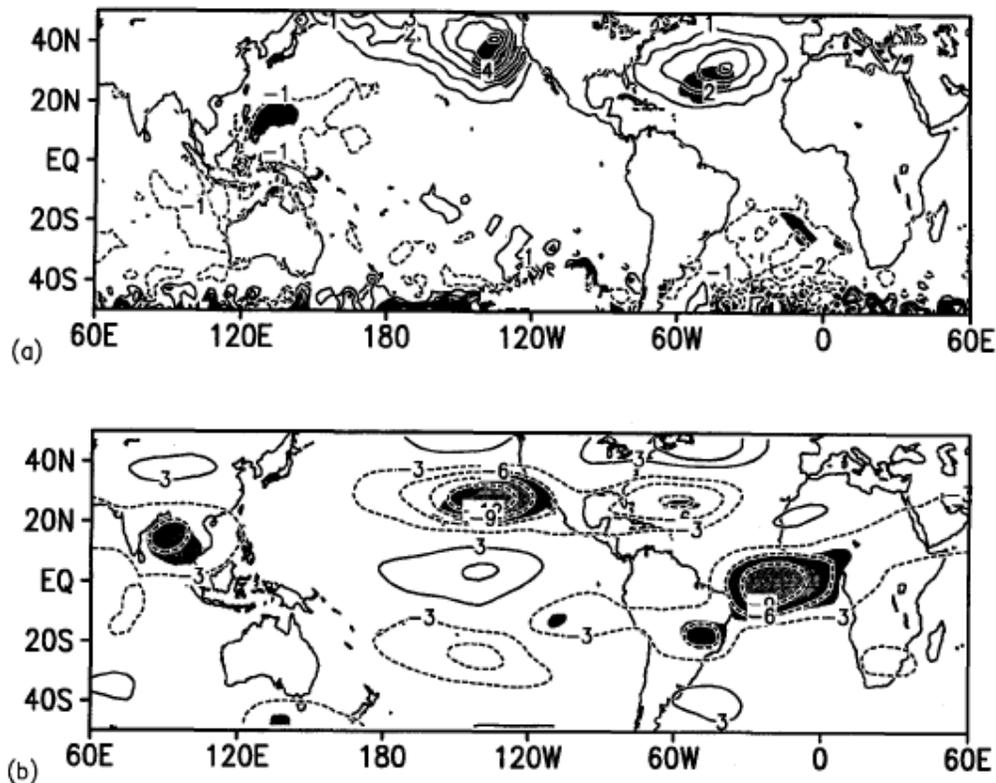


Figura 4.19. Campos de (a) SLP e (b) vento zonal em 200 hPa considerando a situação em eventos NTA frio – NTA quente. Fonte: Nobre e Shukla (1996)

4.4.6 Modo Anular do Sul (SAM)

O Modo Anular do Sul (SAM) representa a diferença de pressão existente entre uma faixa latitudinal que se estende em torno da Terra na altura da Patagônia e a Antártica (vide detalhes no Capítulo 2). Para analisar o efeito do SAM sobre o clima da América do Sul, devem ser considerados os resultados apresentados por Fogt e Bromwich, (2006) e Carvalho *et. al.* (2005) que indicam uma relação entre o ENSO e SAM.

Desta forma, para evitar conclusões influenciadas pelo fenômeno “El Niño/La Niña”, cuja influência na BAP já foi comprovada (item 4.4.3), primeiramente foi eliminada a correlação existente entre o índice NIÑO 3.4 e a série do índice do SAM. Também foi eliminada a correlação entre o índice NIÑO 3.4 e o campo de água precipitável. Para remover ambas as correlações foi utilizada a metodologia indicada por Silvestri e Vera (2003) e Renwick (2002).

Para eliminar a influência do ENSO na grade de água precipitável, o procedimento consistiu na estimativa de uma regressão entre os valores mensais de El Niño e os valores de água precipitável em cada ponto da grade. Foi obtida uma nova grade de água precipitada sem os efeitos do ENSO a partir da diferença entre a grade original e a calculada a partir da equação de regressão ajustada. Para eliminar os possíveis efeitos do ENSO na série do índice do SAM, foi ajustada uma regressão

em que o índice do SAM é obtido em função do ENSO. Restando o valor obtido da série original, é obtido o valor do índice do SAM considerado sem influência do ENSO.

Na Figura 4.20 (e no Anexo G) observa-se as anomalias da água precipitável quando o índice do SAM encontra-se acima do valor normal. Nessa fase do SAM a precipitação encontra-se sistematicamente acima do normal na BAP em todos os meses, mas, principalmente, observa-se água precipitável acima do normal durante os meses do verão, coincidindo com o desenvolvimento do Sistema Monçônico da América do Sul analisado no item 3.2.

A análise das anomalias da água precipitável para uma fase do índice SAM baixa (Figura 4.20b e Anexo G), mostra uma situação oposta do caso anterior, com precipitação abaixo do normal, especialmente em fevereiro, em que todo o sistema monçônico que alimenta de umidade ao Sul do Brasil (ZCAS, SALLJ) mostra um déficit de umidade bem marcante.

Estes resultados concordam com as conclusões de Marengo (2004) que, ao analisar o sul da Amazônia, encontrou correlações entre precipitação e a TSM no Pacífico Sul, Atlântico Leste e Oceano Índico em novembro e no Atlântico Tropical ao sul do equador. As anomalias de TSM no Pacífico Sul tem a capacidade de modificar o valor do SAMI, e, correspondentemente, teriam capacidade de modificar o clima em grande parte da América do Sul.

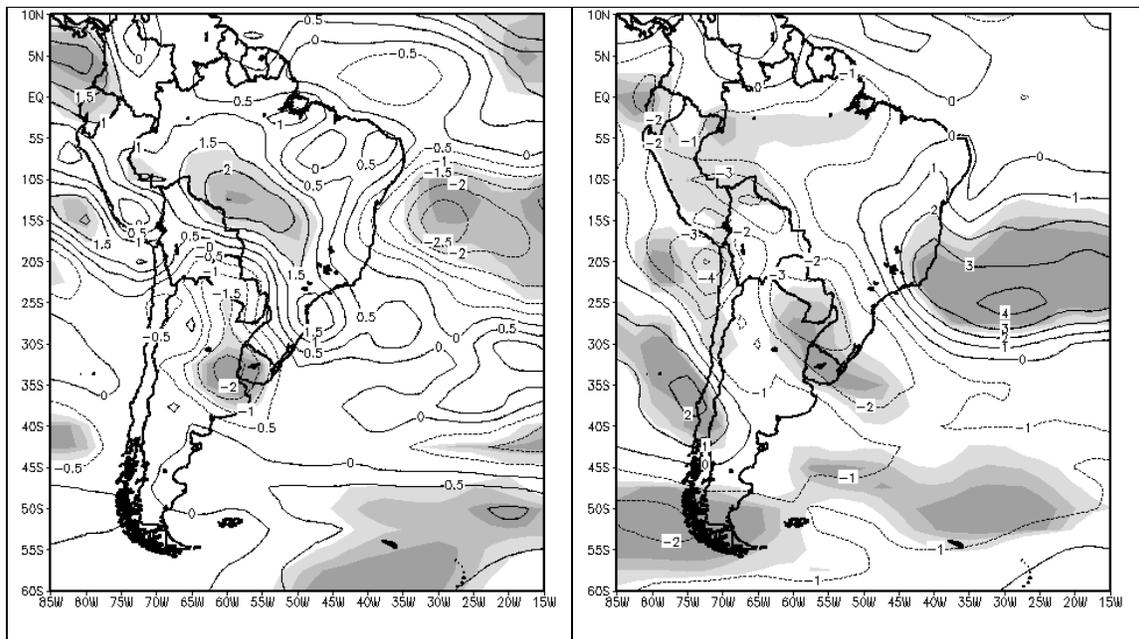


Figura 4.20. Anomalias de água precipitável quando o índice do SAM se encontra (a) acima do normal ou índice do SAM alto para o mês de janeiro (b) abaixo do normal ou índice do SAM baixo para o mês de fevereiro.

Para examinar a possível relação entre SAM e o Sistema Monçônico da América do Sul foram plotados os campos de vento em 200 hPa para as três condições analisadas (índices do SAM alto, normal e baixo) (Figura 4.21 e Anexo G) e também as anomalias (índice do SAM alto – SAM Normal; índice do SAM baixo - índice do SAM normal) de ventos em 200 e 850 hPa Figura 4.22 (a circulação normal já foi analisada nas figuras 3.2 e 3.3).

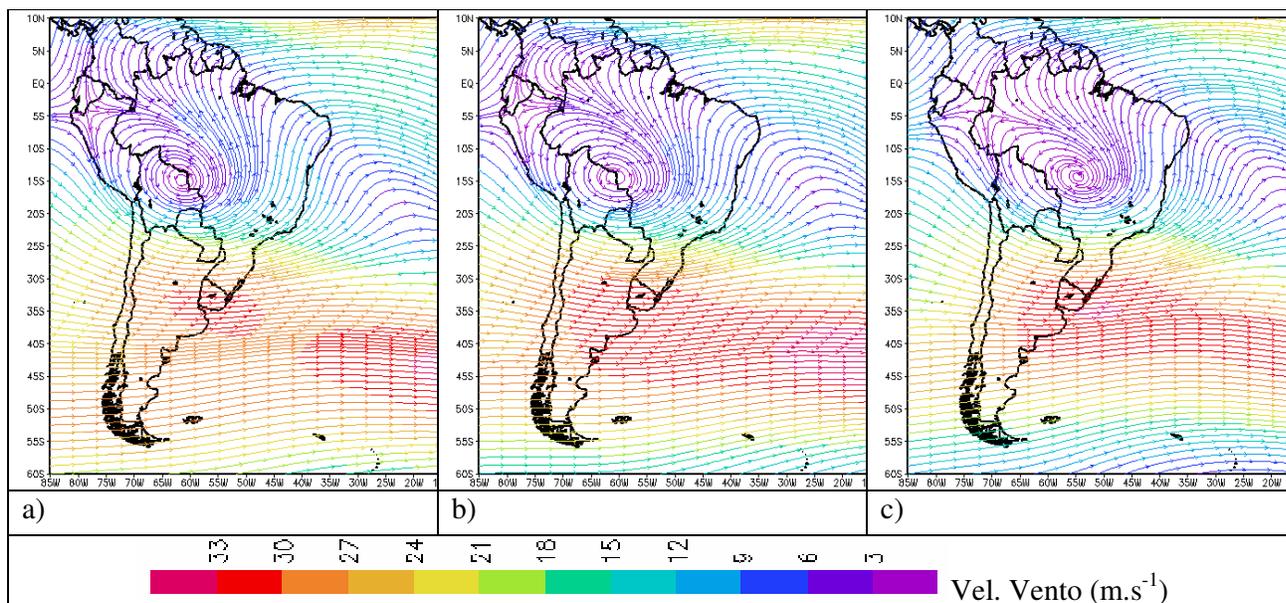


Figura 4.21. Comportamento médio mensal da do vento de altos níveis (200hPa) no mês de dezembro para a) SAM Alto b) SAM normal c) SAM baixo.

Na Figura 4.21 é possível observar que quando o índice do SAM se encontra abaixo do normal há um enfraquecimento e uma clara mudança na posição da Alta da Bolívia para dentro do território Brasileiro, que se desloca especificamente sobre a bacia do Alto Paraguai. Também se observa um enfraquecimento da circulação na região do Cavado do Nordeste, e, pelo contrario, uma intensificação da circulação na nas latitudes medias (jato subtropical). Na análise do comportamento médio mensal durante todos os meses do ano (Anexo G) pode ser observado que este comportamento se repete durante todo o ano.

Durante os meses em que o SAM se encontra acima do normal, ocorre uma situação oposta embora mais sutil que no caso do SAM abaixo do normal. Acontece a movimentação para o Oeste e intensificação da Alta da Bolívia e Cavado do Nordeste (melhor observado na plotagem das anomalias, Figura 4.22), e circulação menos intensa nas latitudes médias.

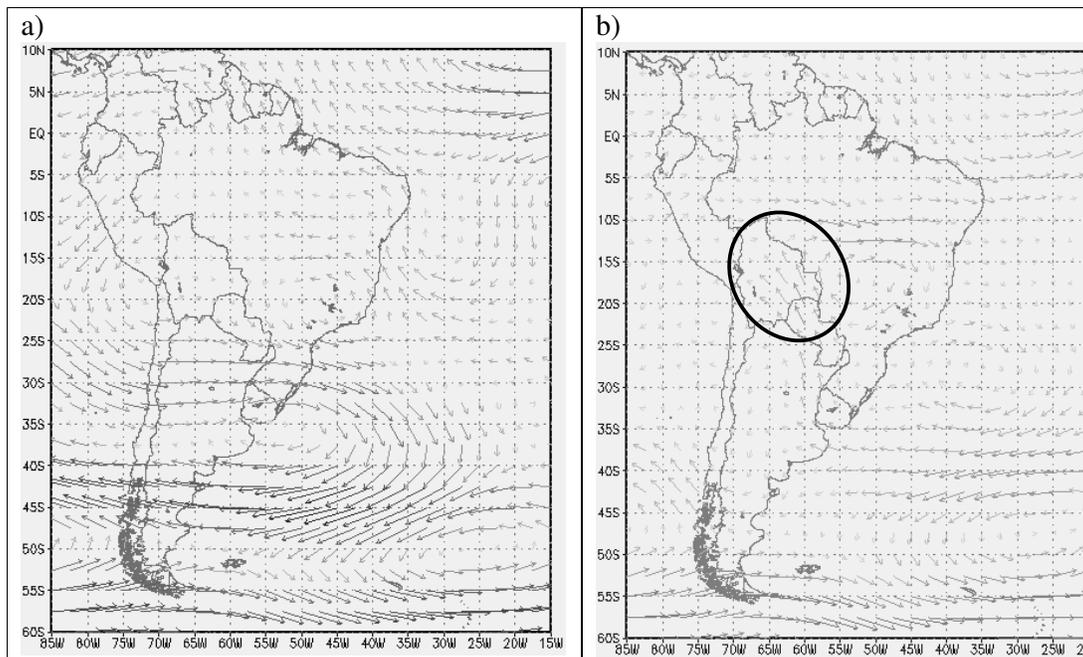


Figura 4.22. Anomalias (SAMI alto – SAMI normal) do vento em (a) 200 e (b) 850hPa durante o mês de janeiro.

Como a Alta da Bolívia e o Cavado do Nordeste se intensificam, todo o sistema de circulação geral em altos níveis da Monção da América do Sul se intensifica, o que explicaria o comportamento das chuvas. Estas características podem ainda influenciar no enfraquecimento do SALLJ, como será visto mais a frente.

Também, como fora observado, o jato subtropical em altitude se enfraquece durante os meses em que o SAM se encontra acima do normal, enquanto o jato polar se fortalece (não mostrado). Estes resultados estão em concordância com os resultados apresentados por Carvalho *et. al.* (2005).

Nos baixos níveis, os ventos típicos do norte e nordeste, ao leste dos Andes, que levam umidade da Amazônia e o Atlântico Tropical para as latitudes mais altas, estão mais fracos durante os episódios de SAM alto. Isto é especialmente evidente nos meses de novembro a janeiro (Figura 4.22 e anexo G). O fluxo se movimenta para o leste, levando a umidade tropical para o sudeste do Brasil ao longo da zona frontal estacionária, longe da bacia do Prata média e inferior. Este comportamento tem sido relatado como algo que comumente ocorre quando a ZCAS está presente (Drumond e Ambrizzi, 2005, Herdies *et. al.* 2002). Sugahara *et. al.* (1994) encontrou que nos dias em que SALLJ é forte na Bolívia, a convecção é intensa no área subtropical da AS e fraca na zona da ZCAS. Como consequência, mais água precipitável é observada sobre a zona central da AS, a leste dos Andes. Isto também pode ser observado nas figuras do anexo G, embora os valores não sejam estatisticamente significantes.

Foi também realizada uma comparação da atividade do SALLJ durante os eventos de SAM Altos e Baixos. Os dias de ocorrência de atividade do SALLJ entre janeiro de 1950 e dezembro de 2000 foram contados separadamente, segundo episódios em conjunto com SAM alto ou baixo, segundo o mesmo critério utilizado para meses de SAM alto ou baixo utilizado ao longo do trabalho. Durante o SAM alto foram encontrados 184 eventos de SALLJ, enquanto que durante o SAM baixo foram encontrados 217. Se for considerado unicamente o período de outubro a março, o total de dias cai para 128 e 170, respectivamente. Estes números sugerem que durante o SAM alto no verão austral, quando a SALLJ está mais ativo, existe uma redução de 25% na ocorrência de eventos de SALLJ. Este resultado é coerente com os ventos enfraquecidos (setas apontando para o norte na Figura 4.22b)

O Rio Taquari : Como foi analisado no item 4.3.2, no rio Taquari as vazões exibem uma tendência positiva significativa. Como foi comentado no mesmo item, os resultados de Collischonn (2001) apontam que cerca de 30% das mudanças na vazão podem ser atribuídas às mudanças no uso da terra e o restante 70% podem ser atribuídos a fatores climáticos. A comparação das tendências apresentadas pelo índice do SAM e pelas vazões em Coxim (Figura 4.23) mostra uma possível relação com as vazões neste local. A maior declividade apresentada na tendência em Coxim sugere a superposição de efeitos de mudança de uso do solo sobre os fatores climáticos, reforçando os resultados de Collischonn (2001). No entanto, novos estudos serão necessários para esclarecer melhor estes resultados.

4.5 Análise conjunta das possíveis conexões.

Os resultados apresentados nos itens anteriores mostraram que existem teleconexões entre diversos índices climáticos e o clima da Bacia do Alto Paraguai. Como os efeitos analisados têm diferente intensidade, escala temporal, e abrangência espacial, foram graficadas todas as séries analisadas conjuntamente com a série de Ladário (Figura 4.24) para procurar encontrar interações entre os diferentes fatores. A análise será realizada para períodos posteriores a 1950, para os quais, tanto os índices, que defendem de padrões de anomalia de grande escala, como a série de Ladário, apresentam valores mais confiáveis (já foram apontadas suspeitas de problemas temporais na década de 1940).

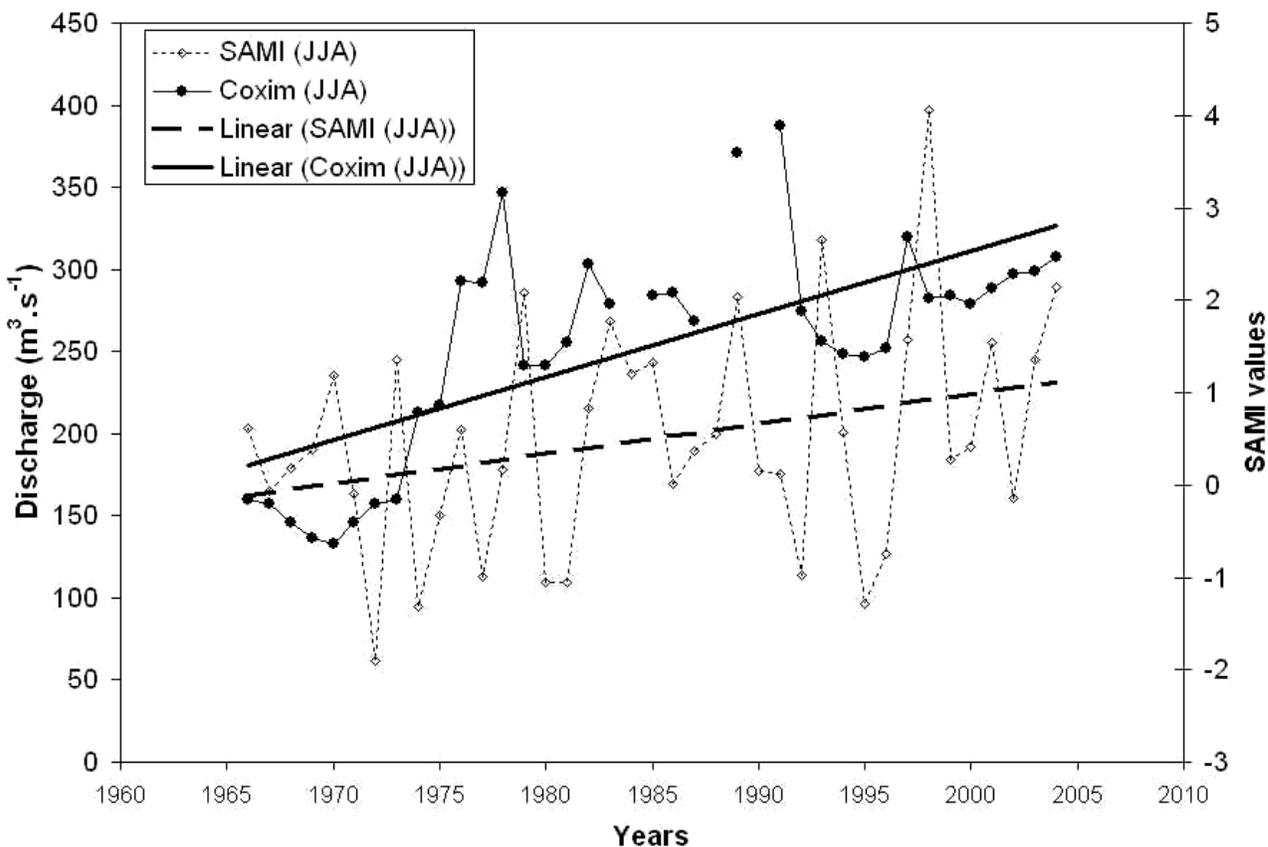


Figura 4.23. Séries de SAMI (linha tracejada) e de vazões no rio Taquari em Coxim (linha contínua).

Na discussão dos resultados deve-se considerar a memória da bacia que pode chegar até 3 anos. Esta memória gera o fenômeno de elasticidade da vazão, que implica em uma determinada demora inércia ou potenciação da reação das vazões a eventos que acontecem na bacia.

Na análise visual Figura 4.24 não se observa uma evidente correspondência entre a série de El Niño, e efeitos na série de Ladário para períodos posteriores a 1975 e anteriores a 1940. Nestes períodos houveram coincidências entre episódios El Niño e NAO positivo, e ainda o PDO esteve numa fase quente ou positiva. Como foi discutido, o PDO tem capacidade de modular os efeitos de El Niño e La Niña, podendo explicar os resultados.

No período entre 1940 e 1975, cada evento de El Niño foi seguido por uma queda nos valores do nível em Ladário. Também é interessante observar que o evento El Niño de 1997, considerado o maior evento de todos os tempos (Dessay, 2001), coincidiu com um evento NAO negativo. A colaboração entre os índices levou a um ano extremamente seco na bacia.

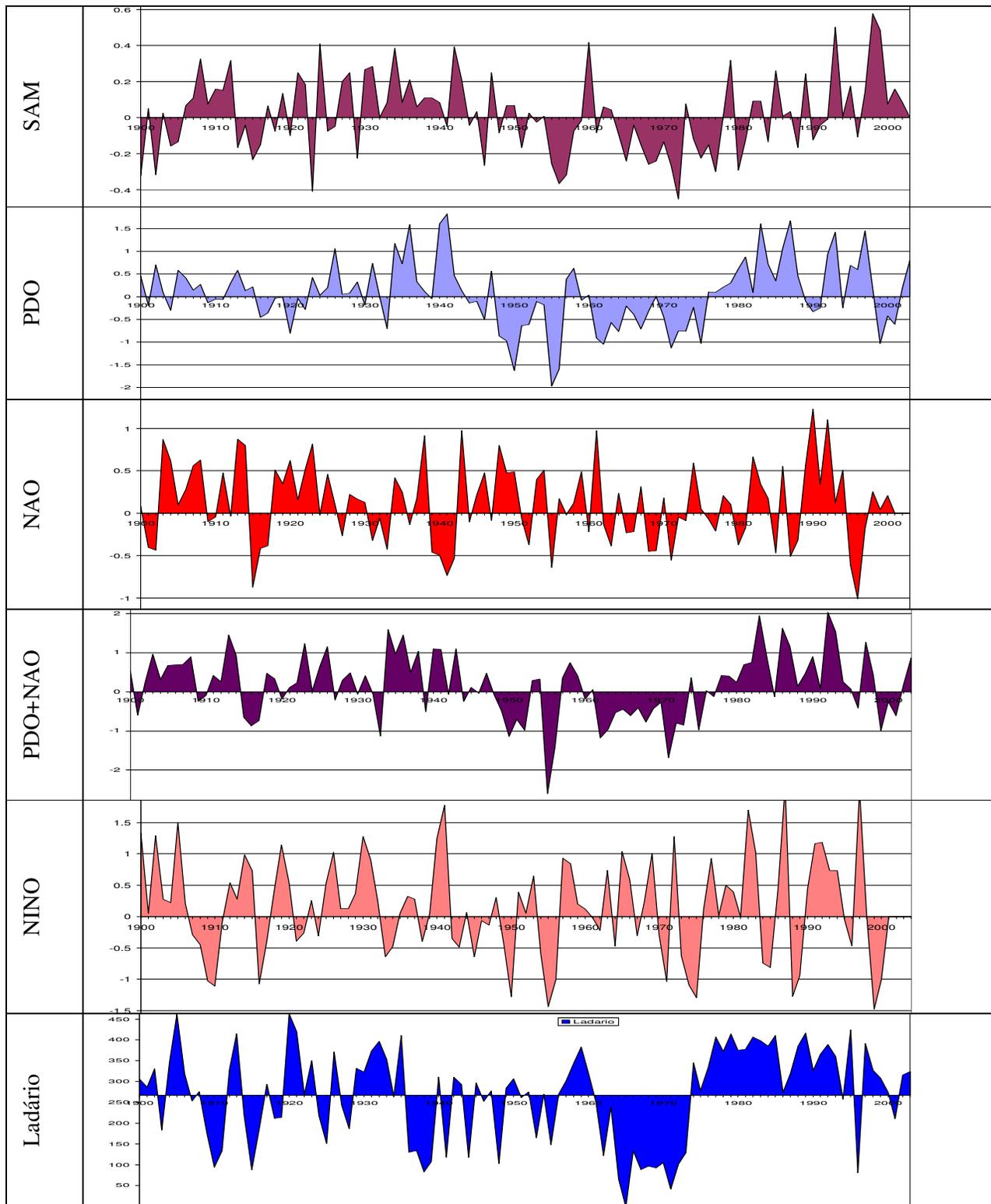


Figura 4.24. Séries temporais dos índices analisados e de níveis de Ladário.

Por outro lado, cada evento de La Niña registrado tem, como contrapartida, um aumento no nível de Ladário. Entre os casos de La Niña devem ser destacados:

- O evento La Niña que marca o final do período seco de 1997, mencionado no item anterior, no qual aumentou significativamente os níveis registrados em Ladário.
- o evento que marca o final do período seco dos anos 60. Como pode ser observado facilmente na Figura 4.24 e discutido acima, a sobreposição do PDO e NAO praticamente reproduz o comportamento do período extremamente seco dos anos 60. No entanto, de acordo com as tendências no NAO e PDO, o período seco deveria ter durado ainda alguns anos, mas foi revertido na ocorrência de um evento La Niña muito extremo que começou em 1973 e terminou em 1975, ano em que o PDO mudou de fase.
- Evento La Niña entre 1984 e 1985. Embora tenha acontecido nestes anos um enfraquecimento do PDO+NAO que deveria ter diminuído os níveis em Ladário, o efeito do La Niña muito intenso manteve as cotas de Ladário altas.
- Evento La Niña de 1988-1989 que reverteu um outro enfraquecimento do NAO+PDO.

O PDO tem a sua influência já explicada no item 4.4.5. Cada fase do fenômeno, que dura em média 25 anos, teve seu reflexo facilmente reconhecido na série de Ladário na forma de uma persistência dos níveis a estarem acima ou abaixo da média.

O SAM não mostra uma concordância visual muito evidente com a série de níveis em Ladário, o que era esperado já que a sua influencia não é muito grande na série, como pode-se supor com um coeficiente de correlação de aproximadamente 0,30.

Para obter uma medida mais subjetiva da influência dos diferentes índices climáticos sobre a série temporal dos níveis em Ladário, foi aplicada uma análise de Componentes Principais (PCA). A PCA é uma técnica de redução de dados que é utilizado para identificar um pequeno conjunto de variáveis que explicam uma grande parte da variabilidade da série originais.

O resultado da análise são autovalores (ou seja, as variâncias das componentes principais) e a proporção da variância total explicada por cada componente principal. Com o resultados da PCA é construído o denominada “biplot”, onde cada variável é representada como um vetor, onde a direção e comprimento do vetor indicam quanto cada variável contribui para cada componente principal. O coseno do ângulo entre os vetores é uma aproximação da correlação entre as variáveis.

Na Figura 4.25 foram plotados os resultados da análise das componentes principais. Na Figura 4.25 fica facilmente identificado que a série de NAO+PDO foi a que teve a maior correlação com a série de Ladário, ao mesmo tempo que explica a maior variância da série na primeira componente.

Grande parte da variância explicada por estes dois índices é consequência da própria série do PDO, que teve, no entanto, uma correlação equivalente ao NAO. O fenômeno ENSO explicou uma parte considerável da variância total, embora a correlação apresentada com a série de Ladário não tenha sido tão expressiva. O efeito destrutivo do NAO e El Niño apresentado em boa parte do período analisado pode ser responsabilizado pela diminuição da correlação entre os índices NAO e ENSO e a série de Ladário.

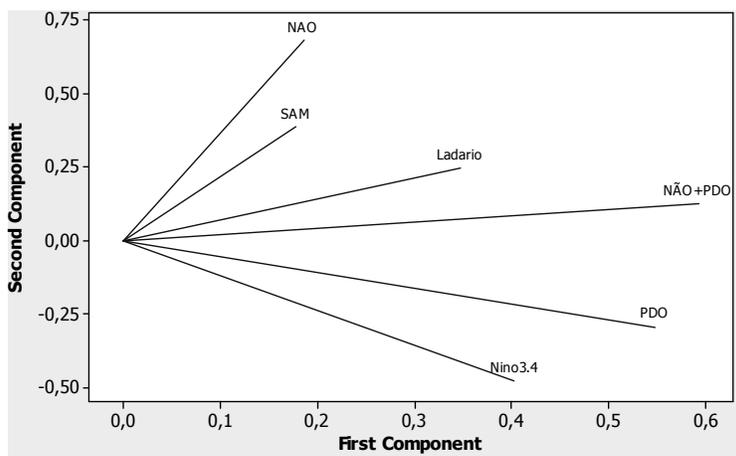


Figura 4.25. Componentes principais dos índices analisados e da série de Ladário.

O índice NAO+PDO explicou a menor quantidade de variância no segundo modo. O SAM, ao contrário do mostrado no primeiro modo, teve um desempenho muito bom no segundo modo. Como o PDO+NAO representa variações de longo prazo, e o SAM representa variações de curto prazo, é possível estimar que a primeira componente explica as variações ou efeitos de longo prazo e a segunda representa variações de mais curto prazo. Os diferentes quadrantes do ENSO 3.4 que os índices SAM e NAO estariam indicando diferentes formas de atuar. Esta particularidade deverá ser analisada com maiores detalhes.

4.6 Estimativa da previsibilidade de longo prazo no Alto Paraguai

4.6.1.1 Introdução

A previsão de longo prazo no rio Paraguai em Ladário é realizada com antecedência superior a dois ou três meses, já que a grande memória facilita a previsão para antecedências menores (Tucci *et. al.*, 2005).

Com as relações entre o clima global e o clima da BAP, estabelecidas através dos diferentes índices climáticos analisados nos itens anteriores, foi proposta uma metodologia de previsão de vazões em Ladário baseada em uma regressão linear múltipla. A regressão linear não é necessariamente a melhor opção para estabelecer metodologias de previsão na BAP já que o sistema hidrológico analisado é não-linear. No entanto, este trabalho procura avaliar o ganho na previsão quando são

integrados índices climáticos, e que grau de previsibilidade seria possível, sem entrar em detalhe das melhores metodologias para previsão hidroclimática de longo prazo. Na escolha da regressão linear pesou também o fato desta metodologia ser conhecida por ser uma ferramenta simples e intuitiva para entender o conexão entre as variáveis relacionadas.

Outras metodologias lineares serão apresentadas no capítulo 5, embora sem a comparação com os índices climáticos.

4.6.1.2 Procedimento

Utilizando a técnica de validação cruzada foram ajustadas equações de regressão entre vazão média mensal para os meses de janeiro e junho em Ladário (preditandos) e vazões e índices climáticos nos meses anteriores (preditores). As regressões foram divididas em duas categorias: a) a que utiliza unicamente a vazão observada nos meses anteriores; b) e a que usa a vazão observada e índices climáticos nos meses anteriores. As previsões da primeira categoria podem ser consideradas como as previsões que podem ser realizadas atualmente sem o conhecimento de relações com índices climáticos e que devem ser superadas.

A escolha dos meses de janeiro e junho para o desenvolvimento das previsões se deve a que estes meses representam o período de menores e maiores vazões em Ladário, e fornecem uma idéia geral do comportamento geral das previsões ao longo do ano.

A técnica de validação cruzada permite que sejam ajustadas diversas regressões aos dados, onde em cada regressão é eliminada alternadamente da série 20% dos dados. Desta forma resultam N regressões com N conjuntos de parâmetros. O valor final dos parâmetros é a média dos N valores e a qualidade do ajuste pode ser medida pelas estatísticas do ajuste com os parâmetros médios.

4.6.1.3 Estatísticas de avaliação

A utilidade de um modelo de previsão pode ser avaliada simplesmente pela observação dos erros absolutos e a qualidade requerida da previsão, mas também comparando seu desempenho com o desempenho de um modelo de referência, como uma técnica de previsão mais simples. Um dos modelos mais simples é a metodologia de Nash-Shutcliffe (denominado aqui R2), que mede a melhora do modelo proposto sobre o valor médio histórico.

$$R2 = 1 - \frac{\sum (H_{OBS(t)} - H_{CALC(t)})^2}{\sum (H_{OBS(t)} - \overline{H_{OBS}})^2} \quad (1)$$

onde $H_{OBS(t)}$ e $H_{CALC(t)}$ são os valores observados e calculados no tempo t ; $\overline{H_{OBS}}$ é a média dos

valores no tempo da previsão.

Um outro modelo simples consiste em comparar duas previsões (modelo com clima e sem clima). A relação entre o método de previsão proposto e o método de referência, que é, neste caso, a previsão utilizando unicamente o valor das vazões nos meses anteriores, é dada pelo coeficiente de avaliação *Rdlp* baseado nas pesquisas de Kitanidis e Brás (1980).

$$Rdlp = 1 - \frac{\sum (H_{OBS(t)} - H_{CALC(t)})^2}{\sum (H_{OBS(t)} - H_{OBS_YB})^2} \quad (2)$$

onde $H_{obs(t)}$ e $H_{calc(t)}$ são os valores observados e calculados no tempo t utilizando os índices climáticos; H_{OBS_YB} é o valor calculado sem considerar os índices climáticos.

O valor do coeficiente *Rdlp* varia entre $-\infty$ e 1. Quando o coeficiente *Rdlp* é igual a 1, a previsão é dita perfeita. Quando o coeficiente *Rdlp* é maior do que zero a previsão com o modelo proposto é melhor do que a previsão sem considerar os índices climáticos. Quando o coeficiente *Rdlp* é negativo, a previsão é pior do que a previsão por persistência e o método de previsão proposto deve ser desconsiderado.

4.6.1.4 Resultados

Na Tabela 4.3 encontram-se as equações de previsão de cota média mensal para o mês de janeiro (mês com as menores cotas do ano, ou seja, o período mais crítico para navegação) no rio Paraguai em Ladário (66825000) utilizando os índices climáticos. As previsões entre 2 a 4 meses tiveram uma melhoria relevante no desempenho com a inclusão dos índices climáticos no modelo de previsão e podem ser consideradas como muito boas uma vez que é possível prever a cota em Ladário com uma antecedência de até 6 meses com um erro de 50 cm.

O índice que mais contribui na previsão do mês de janeiro é o índice do SAM de agosto, mês mais seco na BAP. Observa-se nas figuras do anexo G que durante agosto, tanto no SAM alto como no baixo, nas cabeceiras da BAP desenvolvem-se condições de seca. Estas condições estariam indicando que o acerto do índice do SAM ajuda a caracterizar as condições climáticas durante a época seca, que podem ser mais ou menos amenas, regulando desta forma o consumo de água das plantas durante a seca, e conseqüentemente o armazenamento.

Outra questão a ser considerada para explicar a dominância do SAM durante o inverno, é que nessa época o SAM está muito forte, podendo criar anomalias na circulação que modulam principalmente o inverno, quando o fenômeno El Niño geralmente não está ainda formado.

Tabela 4.3. Equações para previsão de cota média mensal para o mês de janeiro em Ladário (66825000) utilizando índices climáticos e vazões no meses anteriores.

Antecedência (meses)	Mês de início da previsão	Equação	rdlp	R2	Erro médio (m)	Erro (mediana) (m)
2	OUT	$Q_{JAN}^t = 0,546 \cdot Q_{OUT}^{t-1} + 25,295 \cdot SAMI_AGO^{t-1} + 48,685$	0,05	0,71	0,47	0,40
3	SET	$Q_{JAN}^t = 0,476 \cdot Q_{SET}^{t-1} + 22,651 \cdot SAMI_AGO^{t-1} + 32,812$	0,29	0,72	0,43	0,35
4	AGO	$Q_{JAN}^t = 0,399 \cdot Q_{JUN}^{t-1} + 22,545 \cdot SAMI_AGO^{t-1} - 2,055$	0,17	0,67	0,43	0,30
5-6	JUL e JUN	$Q_{JAN}^t = 0,329 \cdot Q_{JUN}^{t-1} + 31,047 \cdot PDO_MAI^{t-1} + 28,354$	0,01	0,60	0,52	0,47

onde:

Q_{JAN}^t = Valor previsto em Ladário para o mês de Janeiro do ano t

Q_{OUT}^{t-1} = Valor observado em Ladário no mês de Outubro do ano t-1

SAMI_AGO = Valor do índice SAM em Agosto do ano t-1

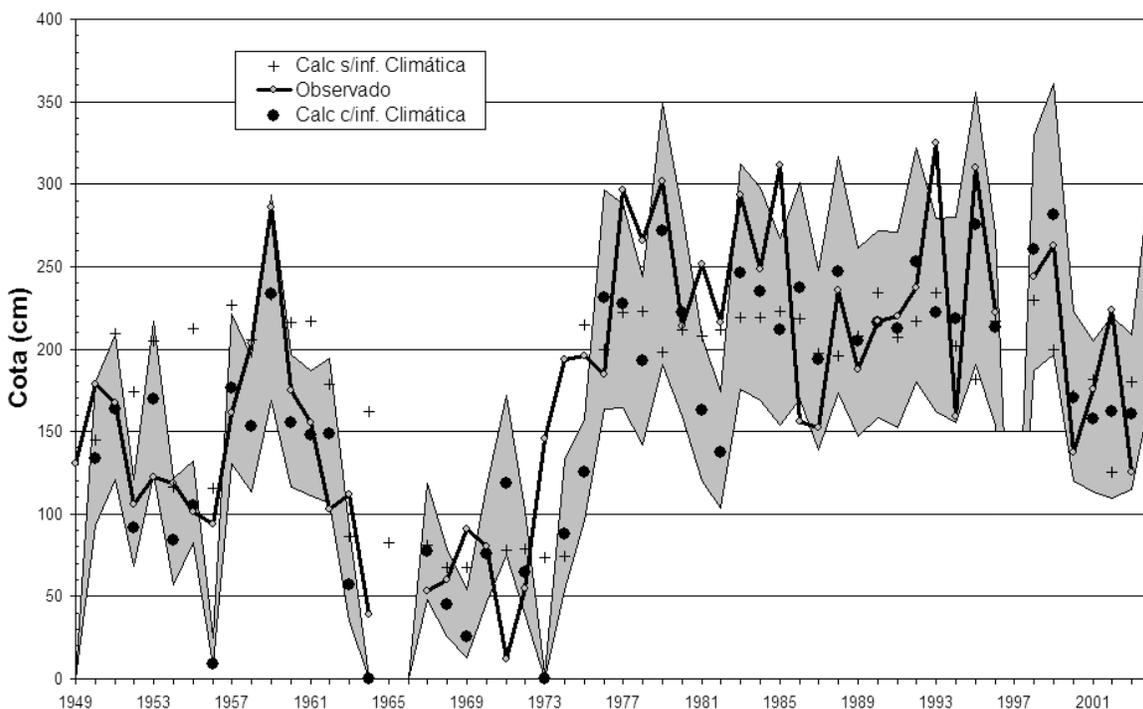


Figura 4.26. Valor previsto no rio Paraguai em Ladário (66825000) no mês de janeiro baseado nos dados disponíveis no mês de setembro, considerando previsão com e sem índices climáticos. A área cinza indica a envoltória de todos os modelos de regressão ajustados na técnica de validação cruzada.

Outra característica importante que se observa na Figura 4.26 é que nos anos em que a previsão com índices climáticos apresenta erros maiores que a previsão sem índices climáticos, o erro se torna significativamente maior. Em outras palavras, o uso dos índices climáticos (em especial o índice SAM) melhora as previsões, mas, quando erra, o erro é muito grande. Isto indica a interação de

outro fenômeno que modula o SAMI (uma boa conjectura seria o ENSO) que não foi incluído no modelo adequadamente em função da estrutura linear do modelo proposto.

Na Tabela 4.4 se observam as previsões em Ladário para o mês de junho (mês do pico da cheia em Ladário). O pico da cheia em Ladário acontece em junho, ao tempo que a chuva se concentra nos meses de verão (DJF). Desta forma, qualquer informação climática depois dos meses da chuva não tem capacidade para influenciar os resultados em Ladário para o mês de junho.

Tabela 4.4. Equações para previsão de cota média mensal para o mês de junho em Ladário (668250000) utilizando índices climáticos e vazões no meses anteriores.

Antecedência (meses)	Mês de início da previsão	Equação	rdlp	R2	Erro médio (m)	Erro (média) (m)
2	OUT	$Q_{JUN}^t = -0,034.Q_{OUT}^{t-1} + 12,741.SAMI_AGO^{t-1} + 0,814.Q_{JUN}^{t-1} + 86,673$	0,10	0,74	0,81	0,67
3-4	SET - AGO	$Q_{JUN}^t = -0,792.Q_{JUN}^{t-1} + 13,030.SAMI_AGO^{t-1} + 88,105$	0,12	0,74	0,80	0,65

Como no caso da previsão para o mês de janeiro, o SAM foi o índice com maior influência. A ausência dos índices ENSO ou NAO na previsão chama a atenção, mas pode ser explicada pela linearidade do modelo, que não consegue capturar a complexidade das interações. Por exemplo, quando se manifesta o fenômeno La Niña, há uma correspondência quase linear com uma enchente no Pantanal; pelo contrário, o fenômeno El Niño, depende ainda do valor do NAO, de forma que a resposta para o ENSO é altamente não linear.

A ausência do PDO pode ser compreendida pela escala de atuação deste fenômeno. Como o PDO atua no clima por 25 anos em cada sentido, seu efeito encontra-se incluído na memória da bacia (2 anos), de forma que a vazão nos meses anteriores inclui, de certa forma, o efeito deste índice.

Na previsão para o mês de junho, a previsão não apresenta grandes erros em alguns anos como os observados na previsão para o para o mês de janeiro (Figura 4.27), indicando uma menor interação entre os índices climáticos considerados.

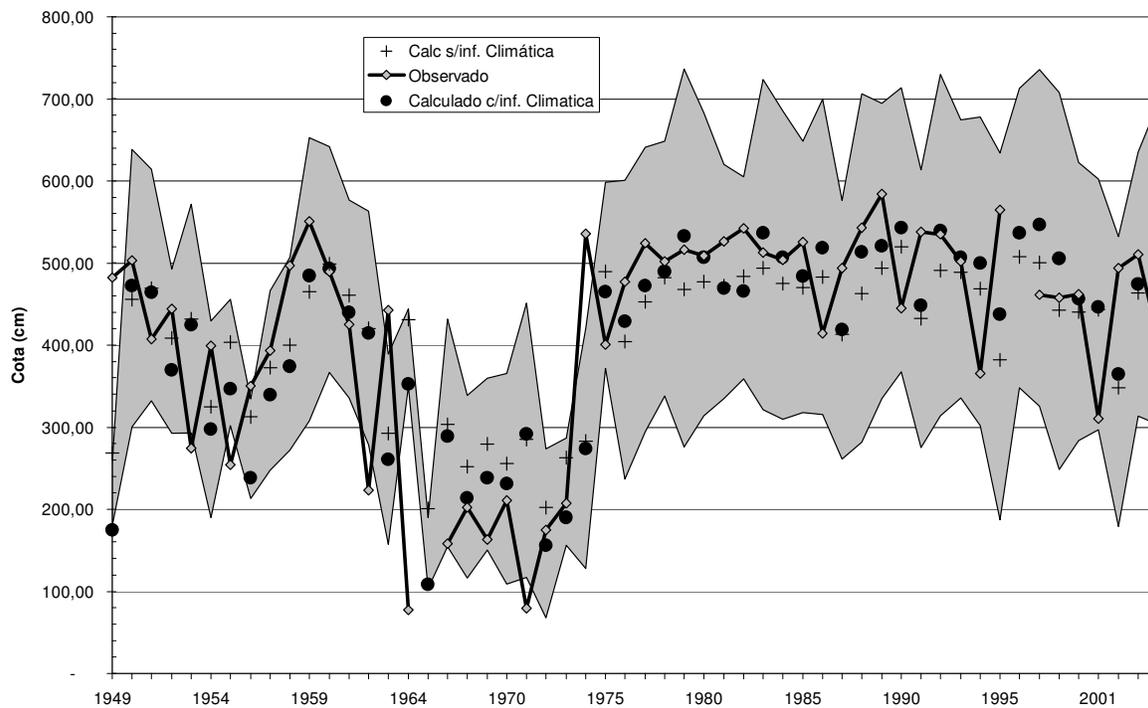


Figura 4.27. Valor previsto no rio Paraguai em Ladário (66825000) no mês de junho baseado nos dados disponíveis no mês de agosto, considerando previsão com e sem índices climáticos. A área cinza indica a envoltória de todos os modelos de regressão ajustados na técnica de validação cruzada.

PAGINA PROPOSITAMENTE EM BRANCO PARA IMPRESSÃO FRENTE E VERSO

5 Previsibilidade de curto prazo.

5.1 Introdução

Para avaliar a previsibilidade hidroclimática de curto prazo na Bacia do Alto Paraguai serão avaliados diversos modelos alternativos entre os já mencionados no item 2.1. Os modelos podem ser classificados segundo as metodologias e dados de entrada.

5.1.1 Modelos avaliados segundo a metodologia utilizada.

Os modelos avaliados podem ser classificados ainda em conceituais e empíricos (idem item 2.1). Os modelos empíricos avaliados foram:

Modelo de Regressão Linear: este modelo consiste no estabelecimento de uma equação de regressão linear da vazão para estimativa da vazão ou nível em um ponto utilizando como preditores os valores em outros locais ou no próprio local em intervalos de tempos anteriores. Uma variação deste modelo, denominado de modelo de diferenças, consiste no estabelecimento de uma regressão linear entre o incremento (ou diferença) na vazão no local considerado em um período de tempo e a diferença na vazão em outros locais no mesmo período de tempo.

Em ambos os casos (regressão dos valores ou das diferenças) os coeficientes da regressão são constantemente atualizados na medida em que novas informações se encontram disponíveis. Este modelo está descrito em maiores detalhes em Tucci (1998).

Modelo ARMA: Um modelo ARMA é um modelo estatístico que utiliza a própria informação da vazão do rio nos dias anteriores ao início da previsão para realizar a previsão para o futuro. Esse modelo foi implementado nesse trabalho apenas como comparação, porque ele pode ser considerado superior ao modelo de previsão por persistência. O modelo de persistência é aquele que repete a vazão do tempo t (última vazão observada) no tempo $t+lag$ (horizonte da previsão).

Previsão de modelo empírico de propagação por ponderação da persistência (também conhecido como simplesmente por modelo de persistência): Esta previsão foi obtida utilizando um modelo empírico de previsão baseado nos incrementos de vazão verificados em postos fluviométricos localizados a montante do local em que se deseja realizar a previsão. Este modelo,

também denominado modelo de persistência (Tucci, 1998) é muito semelhante ao modelo AR(1) e é dado pela equação:

$$H_{t+lag} = \bar{H}_{t+lag} + peso * (H_t - \bar{H}_t) \quad (\text{eq. 1})$$

onde: lag é a antecedência da previsão; t o tempo no qual a previsão é iniciada; H_{t+lag} é o valor (vazão ou cota) predito no tempo t+lag \bar{H}_{t+lag} é a media histórica no mesmo dia da previsão (t+lag); *peso* é um coeficiente de ajuste; H_t é o valor observado em t; \bar{H}_t é a média histórica no mesmo dia que t

O modelo de ponderação da persistência considera o armazenamento no momento da previsão e o comportamento histórico das vazões, mas não considera informação sobre a distribuição da chuva ou evapotranspiração.

O modelo conceitual avaliado foi o **Modelo hidrológico distribuído para grandes bacias (MGB)** que é o modelo conceitual de grandes bacias, descrito brevemente no capítulo 1 e em detalhe no anexo A é utilizado segundo duas alternativas: as saídas diretas do modelo, e as saídas considerando um modelo ARMA para corrigir os erros conforme a tendência observada durante um tempo t_{prev} anterior à previsão. Esta última alternativa representa uma combinação conceitual-empírico.

Modelos avaliados segundo à disponibilidade de dados de chuva.

O modelo conceitual MGB, citado no item anterior, foi utilizado de acordo com a disponibilidade de dados de chuva:

Previsão baseada em chuva nula: A primeira versão da previsão foi obtida utilizando as chuvas observadas nos postos pluviométricos até o dia anterior ao início da previsão e considerando que a chuva é zero em todos os postos a partir deste instante. Esse tipo de previsão é interessante para avaliar a dependência das previsões de vazão com relação às da chuvas que ocorrem ao longo do horizonte de previsão. Em bacias com grande tempo de concentração as previsões obtidas dessa forma podem ser relativamente boas. Já em bacias com um pequeno tempo de concentração, a previsão de vazão que não considera a chuva que ocorre durante o horizonte de previsão tende a subestimar fortemente a vazão.

Previsão baseada na chuva observada: Este modelo considera a situação ideal, em que a chuva é perfeitamente prevista, sendo, portanto, denominado também de previsão perfeita. Esta forma de previsão permite avaliar a capacidade do modelo hidrológico para previsão da vazão. Dado o escasso conjunto de dados pluviométricos na região serão analisados os dados de chuva:

- Obtidos a partir dos pluviômetros da Agência Nacional de Águas;
- Obtidos a partir de estimativas do satélite TRMM (Produto 3B42, vide Collischonn (2006) e Collischonn *et. al.* (2007) para detalhes sobre o TRMM).

Previsão baseada na chuva prevista: Este modelo constitui o verdadeiro modelo de previsão hidroclimática, já que considera o acoplamento de um modelo meteorológico junto com um modelo hidrológico na BAP, tal como discutido no Capítulo 2. Neste trabalho será utilizada a chuva prevista no modelo BRAMS (descrito em detalhe no anexo B) cujo ajuste à BAP será analisado no item seguinte.

5.2 Ajuste e simulação com o modelo BRAMS na Bacia do Alto Paraguai

Para a simulação meteorológica com o modelo BRAMS foram escolhidas duas grades aninhadas com células de 112 km (externa) e 28 km (interna) de resolução (Figura 5.1). Como se pode observar na Figura 5.1, a grade de maior resolução não inclui completamente a BAP. Isto foi realizado para evitar a inclusão dos primeiros contrafortes dos Andes, onde existe grande gradiente topográfico próximo à fronteira lateral do modelo, que ocasiona instabilidades na simulação. Os resultados não são afetados, porque este setor não contribui significativamente para o balanço do Pantanal (Tucci *et. al.*, 2005).

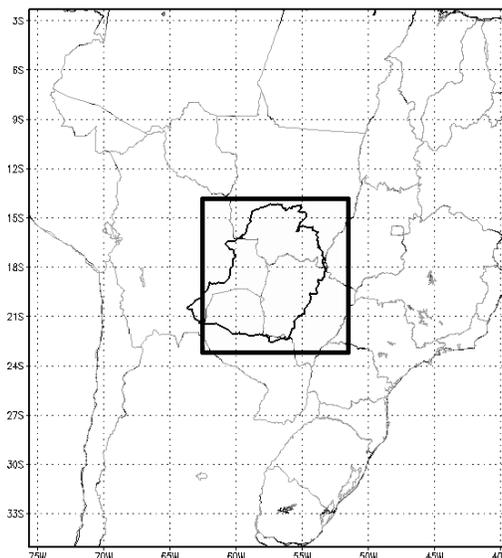


Figura 5.1. Detalhes das grades utilizadas na simulação

A grade vertical começa em 110 m e cresce com uma razão de 1,1 vezes até que a camada seja maior que 1000m. A partir de 1000 m, cada camada acontece 1000 metros acima da outra. O valor de 110 m para a simulação é utilizado freqüentemente em simulações operacionais de curto prazo. O intervalo de tempo de integração utilizado foi de 90 s na grade maior e 1/3 deste valor na grade interna.

As condições de contorno foram fornecidas pelas análises (i.e, as condições iniciais do Modelo Global do CPTEC (resolução de 200 km para simulações anteriores a Setembro de 2003 e resolução de 100 km para datas posteriores).

A topografia foi obtida por interpolação para a grade maior de arquivos padrão do RAMS (resolução de 10 km) e para a grade menor da base de dados GTOPO30 (aprox. 1 km de resolução; EROS Data Center, USGS (1993).

Os dados de condições de contorno da temperatura da superfície do mar foram obtidos dos dados fornecidos pelo NCEP, os de tipo de solo foram obtidos da base de dados da FAO (1988), já o uso da terra foi obtido da base de dados da base GCL2000 (Eva *et. al.*, 2002) adaptada para os tipo de usos reconhecidos pelo BRAMS.

Para representação da interfase solo-atmosfera foi utilizado o modelo LEAF-3 como SVAT com 5 "patches" (o primeiro "patch" representa a superfície coberta por água). Em função de resultados em áreas semelhantes, o solo foi dividido em 9 camadas de 25 cm de espessura cada uma, com exceção da superior com 5 cm). A umidade inicial considerada com um gradiente com a profundidade, onde as camadas superiores se encontram no ponto de murcha, e as inferiores com 30% do valor da saturação. A umidade média de todo o solo pode considerar-se muito próxima do ponto de murcha.

O sistema de coordenadas adotado acompanha o terreno, denominada σ_z (que é uma das opções BRAMS) e descrito por Gal-Chen e Somerville (1975) (vide anexo A). A transferência radiativa em onda curta e longa foi simulada com o esquema "two-stream" (Meyers *et. al.* 1997). Os transportes turbulentos foram parametrizados com o esquema de Mellor-Yamada (Mellor e Yamada, 1982).

Uma descrição dos parâmetros e esquemas mencionados encontra-se no anexo A.

5.3 Ajustes iniciais e testes de sensibilidade.

Foi realizada uma série de testes de sensibilidade com simulações entre 01 de Janeiro e 31 de Março de 2003 para determinar os parâmetros mais sensíveis e as melhores combinações de parâmetros para o modelo (vide descrição dos parâmetros e metodologias de cálculo no anexo 1). O ajuste dos parâmetros é realizado em forma manual, já que o uso de otimização automática é proibitivo devido ao número de parâmetros e custo computacional (Boyle *et. al.* 2000; Collischonn e Tucci, 2002).

Os parâmetros analisados foram:

Discretização, abrangência e número de grades: a grade escolhida, assim como o número de camadas verticais simuladas foi escolhido em função da relação qualidade/ custo computacional. A combinação selecionada foi indicada no item anterior.

Intervalo de tempo de cálculo: foram testados diferentes valores. Em geral valores superiores a 120 segundos, criaram instabilidades numéricas. Valores de 40 segundos se mostraram muito estáveis, inclusive com o esquema de radiação “New-Two Stream” (Meyer *et. al.*, 1997), no entanto, resultaram proibitivos computacionalmente. Foi escolhido finalmente o valor de 90 segundos.

Parâmetros de aninhamento com as condições de contorno fornecidas pelo modelo global: O primeiro parâmetro testado foi o intervalo de tempo do aninhamento nas bordas do modelo (i.e, o parâmetro de “nudging”). Os melhores resultados foram obtidos com o aninhamento com tempo de decaimento de 6 horas, que coincide com o intervalo em que foram disponibilizadas as condições de contorno. Isto significa que o tempo de decaimento exponencial da solução para a campo fornecido nas vizinhanças da fronteira é de 6 horas. O BRAMS também permite que o usuário controle o parâmetro de “nudging” na região central do domínio. Além do tempo de decaimento que é inicialmente especificado, é possível atribuir um peso relativo deste processo em função grade. Os melhores resultados foram obtidos dando peso de 100% na primeira grade de 50% na segunda. O menor valor na segunda grade permite que a física dos processos de mesoescala seja mais influente pois o termo de decaimento em direção à análise de grande escala é fracamente aplicado na segunda grade..

Esquemas de radiação: Também foram comparados os resultados utilizando os esquemas de cálculo de ‘Chen’ (Chen e Cotton,1983) e “New Two-stream’ (Meyer *et. al.*, 1997). O esquema de Chen, se comparado ao de Meyer *et. al.* (1997), resultou em estimativas das variáveis que não conseguiram diferenciar corretamente o ciclo diurno da temperatura na superfície (Figura 5.2). Esses dois esquemas diferem também na forma de tratamento da influência das nuvens na transferência radiativa, o que explica grande parte das diferenças observadas entre os dois esquemas.

Intervalo de tempo da atualização da radiação para cálculo: Embora o cálculo dos processos radiativos devesse ser idealmente realizado a cada intervalo de tempo do modelo, devido ao custo computacional muito alto, a transferência radiativa na atmosfera é realizada em maior intervalo de tempo no BRAMS. Um compromisso entre eficiência numérica e destreza foi obtido com a chamada dos processos radiativos a cada 600 segundos, já que valores superiores resultaram em erros consideráveis.

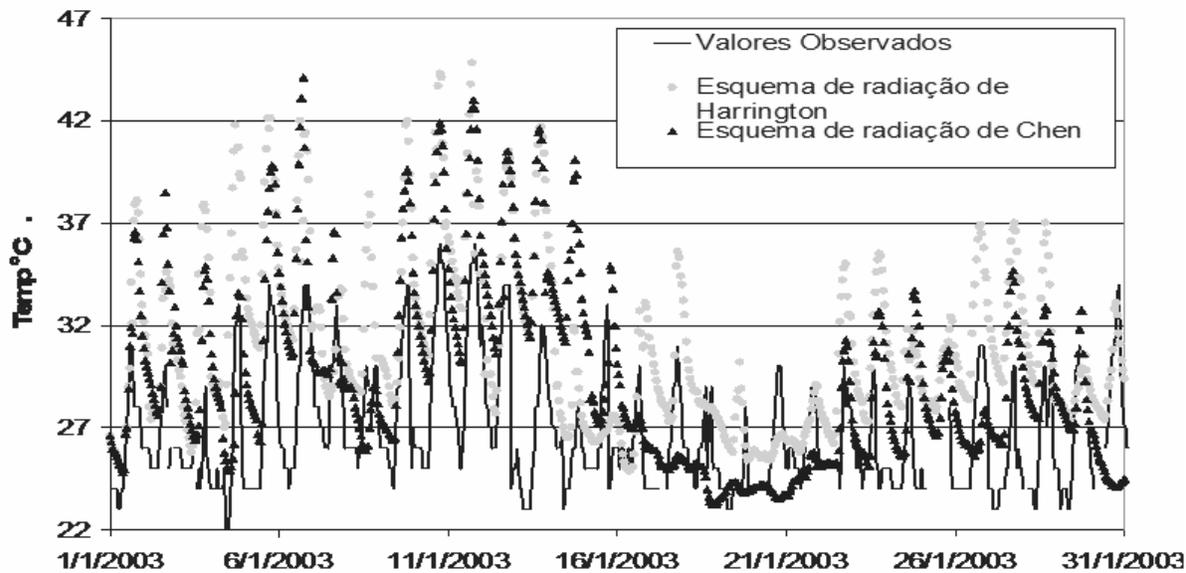


Figura 5.2. Temperatura observada, calculada utilizando esquema de radiação de Chen, esquema de radiação de Harrington em uma simulação de teste para Corumbá.

Efeito do uso do solo: Existem diferentes tentativas de mapeamento do uso do solo a nível global que diferem entre si em função das informações e tecnologias disponíveis no momento da realização do mapeamento (Ex, IBGP - IGBP, 1998; GCL2000 - Eva *et. al.*, 2003; FAOSTAT - Young, 1998). Foi analisada a sensibilidade do BRAMS às mudanças do uso do solo surgidas das diferenças entre bases de dados. Foram analisados (a) o arquivo de uso do solo escolhido (GCL2000 - Eva *et. al.*, 2003) e (b) arquivos utilizados operacionalmente pelo INPE (baseados na base de dados IGBP 2.0 - vide anexo C).

Os arquivos do INPE em geral produziram chuvas inferiores às observadas, enquanto que os dados de superfície do GCL2000 representaram melhor o comportamento da chuva. A diferença no comportamento se deve a que os arquivos do INPE não representam adequadamente a área alagada do Pantanal. Neste caso a região é tratado simplesmente como savana, enquanto nos arquivos do GCL2000 são considerados alguns locais que sofrem alagamento. A diferenciação do uso muda a disponibilidade de umidade para precipitação, embora, pelas próprias características estáticas da base de dados, não seja precisado o momento do alagamento.

No entanto, na configuração do BRAMS com uso do solo do GCL2000 acontecem, em algumas circunstâncias, células convectivas muito intensas ($P > 200-300\text{mm}$ em um dia), muito acima do observado quando é utilizado o esquema de radiação New two-stream (Meyers *et. al.*, 1997). Resultados semelhantes com este esquema já foram descritos anteriormente com outras configurações do BRAMS (Moreira, 2007). A manutenção da atualização da radiação em intervalos menores a 600 s ajudam a minimizar este efeito.

Efeito de mudanças no tipo de solo: A mudança do tipo do solo por uma inicialização homogênea, considerando solo tipo 6 (solo franco-argiloso), não mostrou grandes diferenças, indicando baixa sensibilidade do BRAMS a mudanças do tipo do solo nesse caso.

Esquemas de parametrização da convecção úmida: os esquemas de parametrização da convecção úmida simulam os efeitos dos transportes turbulentos de calor e umidade além do efeito das trocas de calor no processo de condensação/evaporação nas nuvens que ocorrem em escala espacial inferior à resolução da grade. A parametrização da convecção úmida tem grande impacto na determinação da quantidade de chuva e da nebulosidade que é identificada nos processos de transferência radiativa. Os esquemas de parametrização são baseados em algum princípio termodinâmico de fechamento e precisam de condições de fronteira para a determinação do perfil vertical que caracteriza as propriedades termodinâmicas das nuvens convectivas parametrizadas. Neste trabalho foi utilizado o esquema de convecção de Grell (Grell e Devenyi, 2002) e foram testados diferentes fechamentos da convecção úmida. Foram testados o fechamento segundo Grell (GR), Ensemble (EN) e Convergência da Umidade (MC). Os dois últimos forneceram melhores resultados (segundo uma métrica de comparação da chuva produzida pelo modelo com a observada) que GR, não existindo diferença significativa entre eles.

5.4 Cenários analisados.

A análise de sensibilidade do BRAMS a mudanças do uso do solo mostrou que o modelo é sensível às características da cobertura do solo. A sensibilidade é esperada em função do impacto do uso do solo no balanço de energia na superfície e, conseqüentemente, na temperatura e umidade (p ex., Mahrer e Pielke, 1977; Avissar e Pielke 1989; Souza *et. al.*, 2000, Ookouchi *et. al.*, 1984; Segal *et. al.*, 1988 e 1989; Gevaerd *et. al.*, 2003).

Como a melhor base de dados de uso do solo existente (GCL2000) não consegue representar adequadamente o Pantanal, foram analisados cenários em que nas condições de fronteira inferior modelo acontece a representação explícita do Pantanal. Os resultados obtidos com a representação explícita do Pantanal foram comparados com cenários típicos de simulações operacionais do modelo.

A determinação da área alagada do Pantanal constitui-se em um grande problema já que, como analisado no anexo E, não existe uma forma clássica e bem aceita na comunidade científica para determiná-la. Foi ainda estabelecido no Anexo E que as metodologias e dados existentes permitem obter o valor da área alagada, mas não a sua abrangência espacial. Sob estas limitantes, e como forma de maximizar diferenças entre a situação atual e os resultados com a representação explícita do Pantanal, foi considerada a máxima área alagada possível do Pantanal (Figura 3.1)

Os cenários analisados foram:

1. Cenários com a configuração atual do modelo BRAMS:

- Inicializado com umidade homogênea próxima do ponto de murcha (denominado nos gráficos de BASE);
- inicialização com umidade heterogênea. A umidade no início da simulação é estimada utilizando a metodologia descrita em Gevaerd *et. al.* (2003). A metodologia se baseia em forçar o SVAT do BRAMS com a precipitação nos dias anteriores a simulação com dados observados, de forma de obter uma umidade inicial mais realista. (Este cenário foi denominado BASE_HUM).

2. Inicializado com a região do Pantanal como se fosse área umida (uso do solo em que o BRAMS considera uma lâmina de água de 10 cm sobre todo o solo).

- com umidade do solo no restante do domínio homogênea “padrão”, ou seja muito próxima do ponto de murcha (denominado PANT)
- com umidade do solo no restante do domínio próximo da saturação. (PANT_HUM)

Na Figura 5.3 podem ser observados os diferentes padrões de umidade inicial utilizados no cálculos. Valores próximos a $0.45 \text{ m}^3_{\text{água}}/\text{m}^3_{\text{solo}}$ indicam solo saturado, já valores próximos de $0.15 \text{ m}^3_{\text{água}}/\text{m}^3_{\text{solo}}$ indicam solo na proximidade do ponto de murcha.

Para cada um dos cenários indicados no item anterior o modelo foi inicializado no dia 01 de janeiro de 2003 e rodado para o período de 01 de janeiro de 2003 a 31 de março de 2003, forçado pela reanálise do NCEP na bordas. Para facilitar o entendimento dos gráficos, serão apresentados períodos menores, indicando diferenças (se houverem) no restante do período analisado. Para verificar os resultados foram utilizados os dados meteorológicos horários obtidos do sistema de observações dos aeroportos (METAR), dados meteorológicos diários obtidos através da resolução 40 da WMO, dados diários fornecidos pelo EMBRAPA Pantanal, dados de precipitação a cada 3 horas estimada a partir dos dados do satélite TRMM (produto 3B42 – Collischonn *et. al.* 2006) e dados de precipitação diários obtidos das pluviômetros da Agência Nacional de Águas.

Para análise das saídas do modelo BRAMS foram comparados os resultados obtidos em diferentes locais da região com dados disponíveis: Cuiabá (cujo código ICAO do aeroporto é SBCY), Corumbá (SBCR), Campo Grande (SBCG), Ponta Porá (SBPP), e Fazenda São Bento, no Brasil; e Roboré (SLRB), Puerto Suárez (SLPS) e San José de Chiquitos (SLJE) na Bolívia. Por questões de espaço neste item são apresentados os resultados em Cuiabá e Corumbá e comentados os resultados nos demais locais.

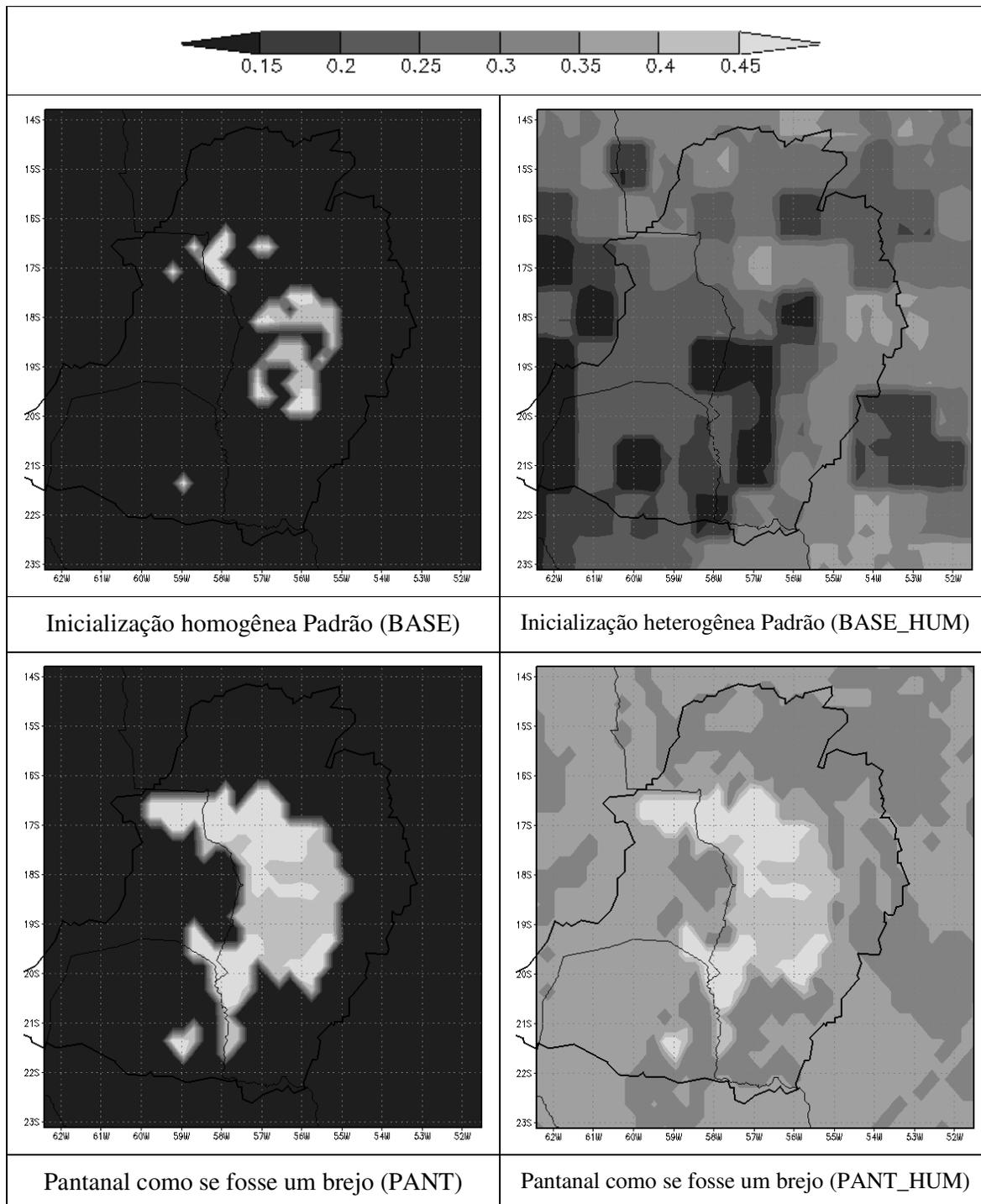


Figura 5.3. Perfis de umidade inicial para as simulações (umidade em m^3 água/ m^3 solo). Valores próximos a $0.45 m^3$ água/ m^3 solo indicam solo saturado, já valores próximos de $0.15 m^3$ água/ m^3 solo indicam solo na proximidade do ponto de murcha

Resultados da análise em Cuiabá (SBCY)

Comparações entre simulações de modelos válidas numa determinada localidade onde existem medidas obtidas em estações meteorológicas é uma tarefa complexa em função da representatividade de uma medida pontual e do significado da variável prevista pelo modelos que, em geral, é uma

media numa área da ordem de dezenas de km². As métricas usualmente aplicadas na meteorologia passam por algum processo de suavização dos dados como, por exemplo, no caso de médias espaciais ao se considerar a distância entre a previsão e a observação mediada em um grande número de estações. Apesar dessas dificuldades, causadas pela representatividade das observações, dado o objetivo deste trabalho, será realizada uma comparação direta entre o valor previsto pelo modelo em algumas estações e o valor observado em estações meteorológicas.

Temperatura: Na Figura 5.4 observa-se a temperatura medida e simulada (variável TEMPC2M do BRAMS) nos diferentes cenários em Cuiabá. É possível observar que nenhuma das simulações consegue representar adequadamente as temperaturas em Cuiabá. Observa-se ainda que apesar das diferenças na umidade inicial os valores PANT e PANT_HUM foram praticamente coincidentes.

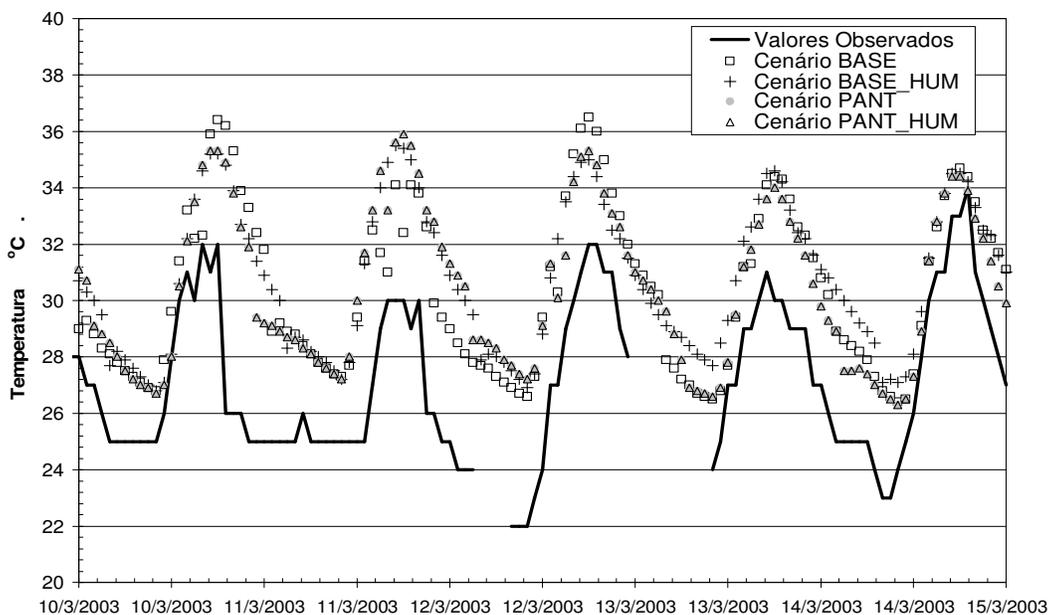


Figura 5.4. Comparação entre temperatura medida e a estimada pelo modelo BRAMS para os diferentes cenários analisados em Cuiabá (SBCY).

Para analisar possíveis fontes dos erros mostrados na Figura 5.4 foi analisado o viés apresentado por diferentes modelos operacionais de previsão de tempo em Cuiabá para diferentes períodos obtidos do site do laboratório MASTER do IAG/USP (www.master.iag.usp.br):

- modelo BRAMS do laboratório MASTER com configuração semelhante à utilizada nesse estudo;
- modelo CATT_BRAMS com configuração semelhante à utilizada nesse estudo(CATTg2);
- modelo ETA com grade de 20Km (ETAg1);
- modelo Global AVN do NCEP;
- modelo Global do CPTEC modelo T126;

- MSMES – “MASTER Super Model Ensemble System” ou, “Superconjunto” (modelo formado a partir de uma média ponderada de todos os modelos disponíveis, após a remoção do viés Dias *et. al.*, 2006)

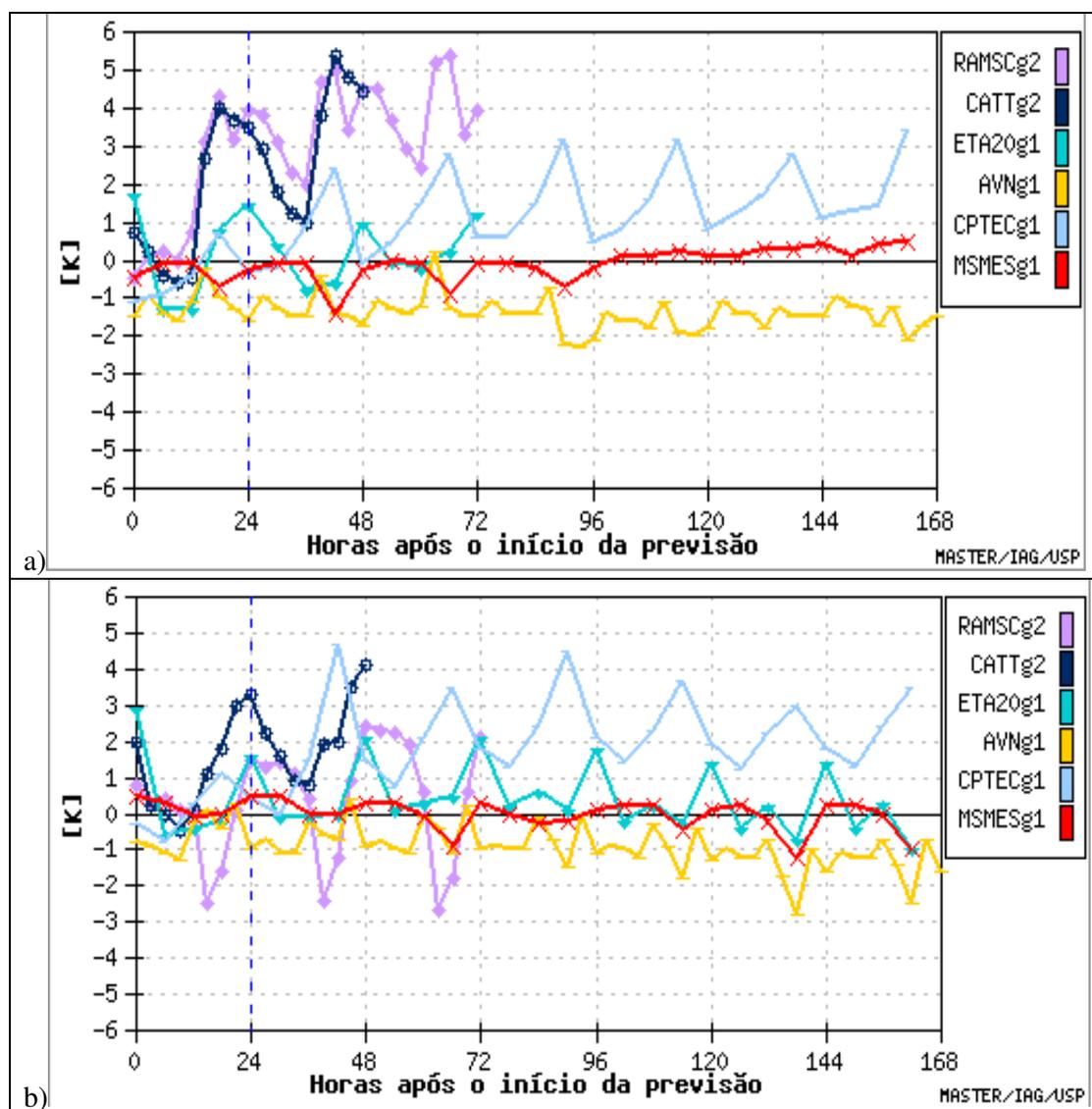


Figura 5.5. Viés da temperatura de diferentes modelos operacionais em Cuiabá (SBCY) para os períodos a) 01/03/2005 a 31/03/2005 e b) 01/03/2006 a 31/03/2006.

Observa-se que no período mais antigo da estimativa do viés existente (2005) os resultados do Modelo BRAMS do Master e CATT/BRAMS foram semelhantes aos encontrados neste estudo. Testes adicionais mostraram ainda que o comportamento do modelo testado neste estudo foi semelhante entre 2003 e 2005, concluindo-se, portanto, que os resultados obtidos neste estudo (utilizando condições de contorno de análise) são equivalentes aos resultados operacionais com até 72 horas de antecedência no período testado.

Os resultados de testes realizados para simulações inicializadas com dados de 2006 (não mostrados) indicaram uma significativa redução do viés das simulações, semelhante às apresentadas pelos

modelos operacionais. Com estes resultados é possível concluir que, por um lado existe uma melhora na qualidade das simulações dos modelos globais, que, ao representar melhor os fluxos entrantes na área da simulação (lembrar que a maior parte da umidade do Pantanal é advectada desde a Amazônia) melhoram a qualidade das simulações (esta conclusão é também corroborada por resultados observados por Moreira, 2006). Por outro lado, indicam que os resultados a serem apresentados neste estudo são de menor qualidade que os possíveis de serem obtidos operacionalmente no momento da redação deste texto, no entanto, por indisponibilidade dos dados para avaliação das previsões hidrológicas para períodos mais atuais, serão utilizados os dados disponíveis (2003).

Também deve considerar-se fortemente a falta de representatividade da estação. A falta de representatividade esta normalmente associada a três problemas fundamentais: (a) localização da estação e (b) calibração dos instrumentos de medição e (c) diferença fundamental entre o tipo de solo/vegetação no modelo e a realidade local. Em geral, o problema está associado a item (a) e as diferenças apresentadas por todos os modelos, indicam este caminho. Existem estações que representam um microclima local bem caracterizado. Neste caso é muito difícil que o modelo possa reproduzir adequadamente as observações. É por esta razão que em geral é utilizada para avaliação dos resultados um grande numero de estações para fazer a validação dos modelos.

Para verificar possíveis efeitos da discretização do modelo sobre os resultados foi incorporada uma terceira grade sobre a localização de Cuiabá com cerca de 200 Km de extensão em células de aproximadamente 5 Km de resolução horizontal. Os resultados com a nova grade foram muito semelhantes aos resultados apresentado acima para a grade.

Outro teste realizado, foi a análise da variável de saída. Nesta comparação foi utilizada a variável TEMPC2M, obtida do BRAMS com a utilização do programa auxiliar RAMSPOST 5.0. Foi comparada esta variável, com a média entre a temperatura obtida no primeiro nível vertical (110m) e a temperatura no dossel (CAN_TEMP). A temperatura no dossel foi obtida como média ponderada da temperatura nos diferentes "patches" da célula. A média utilizada, que é a selecionada operacionalmente no laboratório MASTER para representar a temperatura no abrigo meteorológico, teve um desempenho ligeiramente melhor que a TEMPC2M, embora não possa ser considerado como satisfatório e possui erros na mesma ordem de grandeza que a variável TEMPC2M.

Em resumo, a comparação da temperatura observada e a simulada no modelo em Cuiabá mostrou que existem diferenças significativas entre estes valores, provavelmente como consequência da falta de representatividade da estação. No entanto, a utilização de um esquema de correção estatística da saída do modelo, é útil na correção de resultados.

Ponto de orvalho: Os resultados das simulações do ponto de orvalho (variável DEWPTC no primeiro nível vertical do BRAMS) mostraram que todos os cenários analisados, com exceção da

inicialização da umidade do solo baseada em chuva medida (BASE_HUM), conseguiram representar razoavelmente bem esta grandeza (Figura 5.6). O ponto de orvalho é uma medida da umidade do ambiente, desta forma, o erro apresentado pelo cenário BASE_HUM se deve a erros na caracterização da umidade inicial.

Por outro lado, as simulações que melhor se ajustaram aos dados medidos foram aquelas que representam explicitamente as características da superfície do Pantanal (PANT e PANT_HUM). Este resultado indica que a umidade transportada desde o Pantanal tem influência na simulação em Cuiabá, embora esta seja relativamente pequena, já que na análise da temperatura de superfície não foi observada uma diferenciação significativa entre os cenários.

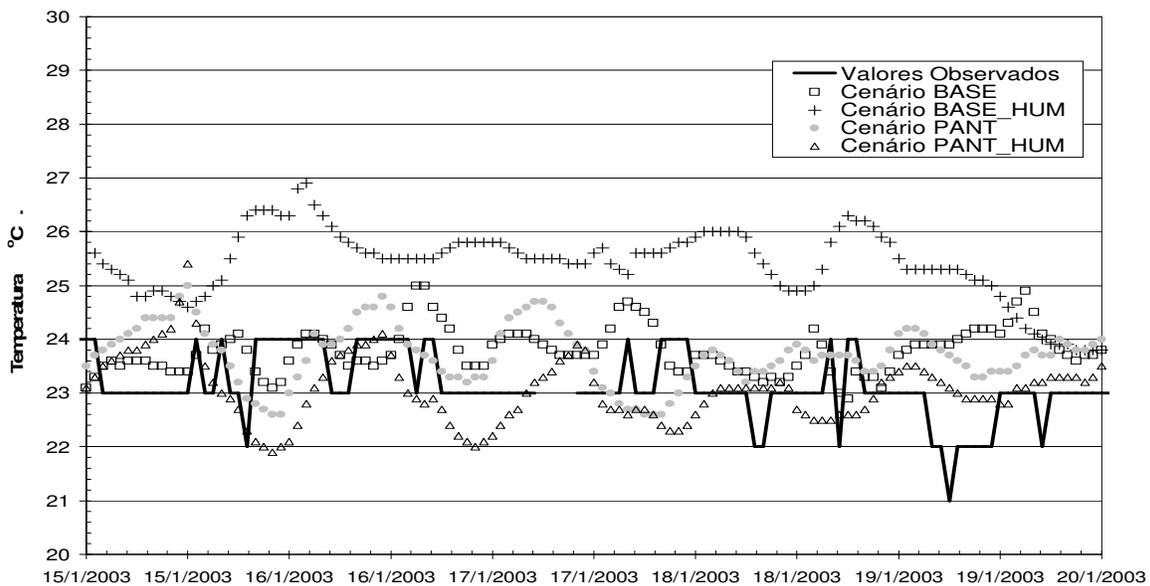


Figura 5.6. Comparação entre a temperatura do ponto de orvalho observada e a estimada pelo modelo BRAMS para os diferentes cenários analisados em Cuiabá (SBCY).

Os resultados das simulações e testes realizados estão em total concordância com os resultados obtidos na simulação operacional para o ano de 2005 (Figura 5.7). Os resultados dos modelos operacionais em 2006 (não mostrados) foram equivalentes aos apresentados em 2005.

Pressão: Na Figura 5.8 é plotada a pressão no nível do medida e simulada (variável SLP do BRAMS) nos diferentes cenários simulados em Cuiabá. Observa-se na Figura 5.8 que todos os cenários analisados subestimam a pressão em Cuiabá. Os cenários onde o Pantanal foi representado explicitamente tiveram um resultado muito semelhante, resultando os valores no gráfico, praticamente superpostos. É importante considerar que o BRAMS é um modelo não hidrostático. Portanto, a pressão prevista pelo BRAMS contém efeitos de este tipo, não necessariamente considerados em outros modelos, em geral hidrostáticos. Portanto, a comparação do campo de pressão do BRAMS com outros torna-se pouco realística. No entanto, se apresenta a título informativo.

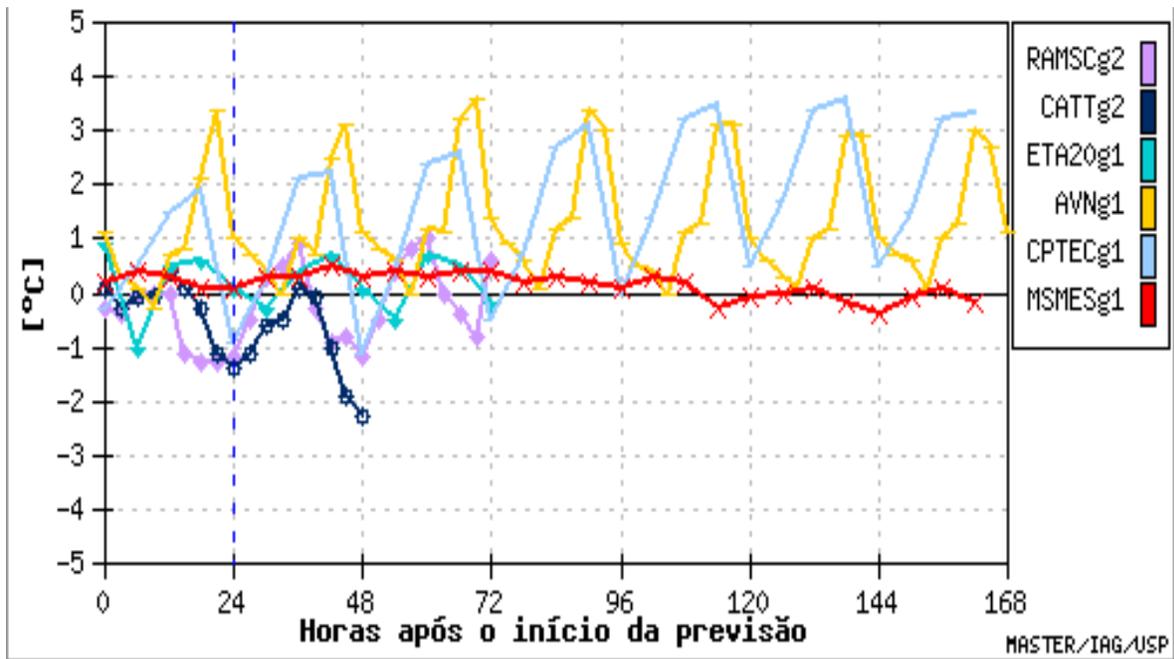


Figura 5.7. Viés na estimativa do ponto de orvalho de diferentes modelos operacionais em Cuiabá (SBCY) para o períodos de 01/032005 a 31/03/2005.

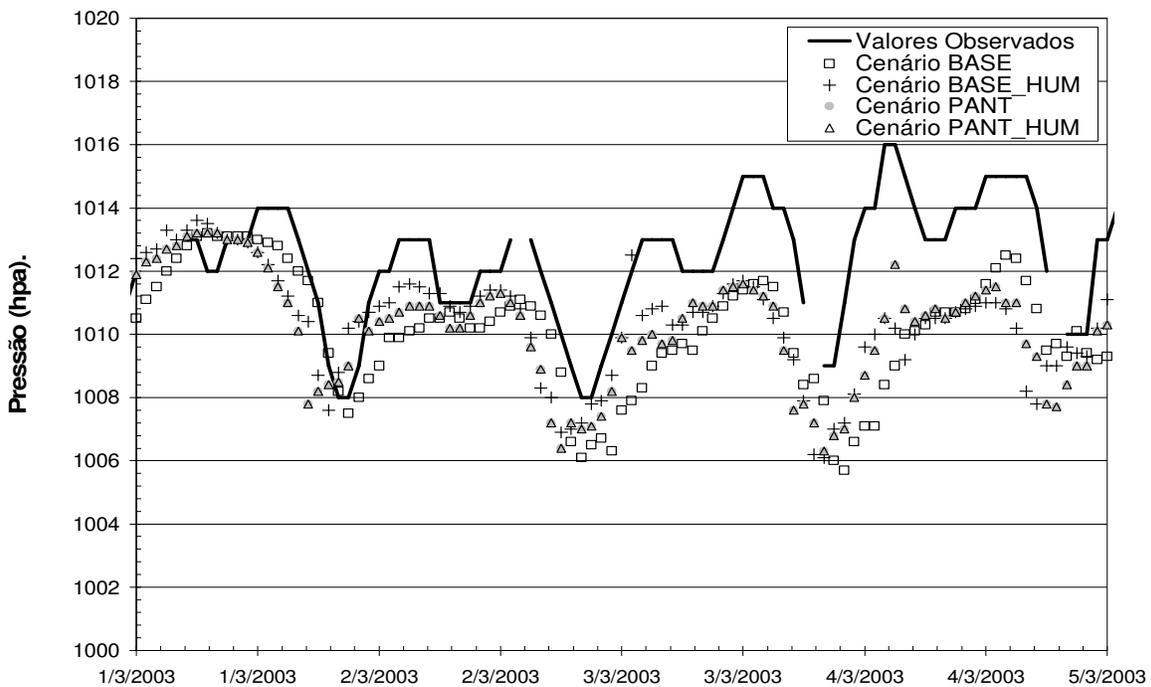


Figura 5.8. Comparação entre a pressão no nível do mar medida e estimada pelo modelo BRAMS para os diferentes cenários analisados em Cuiabá (SBCY).

Os resultados simulados são equivalentes a os obtidos com todos os modelos operacionais comparados. Os modelos operacionais subestimam o valor da pressão (Figura 5.9), que, no entanto, podem ser corrigidos estatisticamente como se observa a partir dos resultados do Superconjunto. Os resultados dos modelos operacionais em 2006 foram semelhantes aos obtidos em 2005.

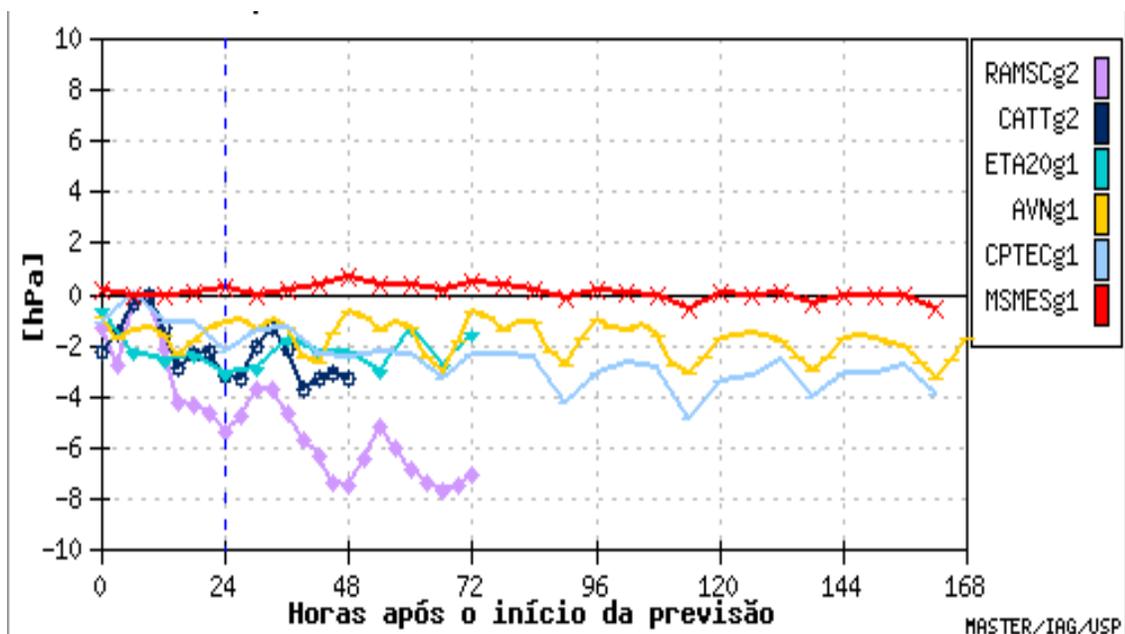


Figura 5.9. Viés da Pressão no nível do Mar de diferentes modelos operacionais em Cuiabá (SBCY) para os períodos a) 01/03/2005 a 31/03/2005 e b) 01/03/2006 a 31/03/2006.

Em função dos resultados apresentados é possível concluir que existem fatores que precisam ser melhor explorados para que seja possível obter uma representação mais próxima das medidas da pressão neste local.

No entanto, os testes realizados com inicialização em 2006 (não mostrados) tiveram valores com um viés positivo quase imperceptível, sendo, as diferenças nos resultados com relação ao modelo operacional, provavelmente causadas pelas características desta simulação (discutidas acima).

Vento: Na Figura 5.10 se observa-se o vento de superfície observado (10m) e simulado (variável SPEED10M do BRAMS) nos diferentes cenários em Cuiabá. É possível observar que todos os cenários analisados subestimam o vento em Cuiabá. O fato do vento ser mal representado é muito importante no desempenho do modelo, já que grande parte da umidade e momentum nesta região é importada da Amazônia, e diferenças no vento afetam esses fluxos.

Precipitação:

A avaliação da precipitação é um problema crônico, pois a medida em si tem grande incerteza devido à variabilidade espacial e temporal do fenômeno da chuva é intensa. Há especial dificuldade de representação das chuvas convectivas (as que correspondem a maior parte do volume precipitado na região analisada) pelas redes pluviométricas que dificultam as análises e conclusões sobre a distribuição da chuva média em área. Para minimizar as incertezas na medição normalmente se utilizam médias em períodos mais longos ou medias no espaço. Outra forma é obter diferentes medidas de precipitação. Por esta razão se utilizam normalmente como comparativa com os

resultados das simulações às estimativas de vários satélites (TRMM, NAVY, Hydroestimador), além das medidas diretas, obtidas pelos pluviômetros.

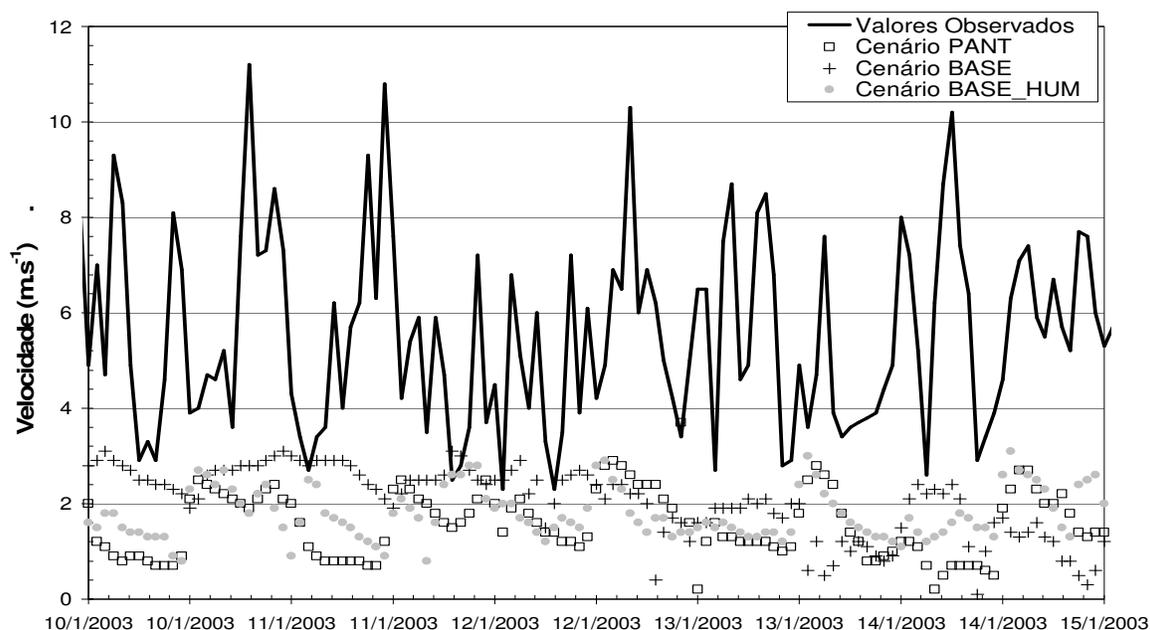


Figura 5.10. Comparação entre o vento de superfície observado e a estimado pelo modelo BRAMS para os diferentes cenários analisados em Cuiabá (SBCY).

Neste trabalho, uma medida indireta da confiabilidade da chuva será dada pela estimativa da vazão que será analisada nos próximos itens. A vazão, por ser integradora de processos na bacia, é útil como verificação da correta simulação dos processos meteorológicos, embora, em certas circunstâncias, e, por compensação de erros, possa mascarar outros problemas. Desta forma, uma medida direta do erro da chuva será analisado através da comparação direta desta variável simulada no modelo com estimativas da rede de pluviômetros da ANA e do satélite TRMM com o passo de tempo diário.

A comparação da precipitação observada na estação convencional e no satélite TRMM e a simulada nos diferentes cenários também mostra que nenhum dos cenários foi capaz de prever corretamente a precipitação (Figura 5.11). Na comparação com os diferentes modelos operacionais (Figura 5.12), observa-se que durante a estação úmida também nenhum dos modelos (incluindo o Superconjunto) é capaz de prever corretamente a precipitação.

Resultados da análise em Corumbá (SBCR)

A cidade de Corumbá é uma local particularmente interessante para a análise dos resultados, já que se encontra geograficamente em um dos limites do Pantanal.

Temperatura: Os resultados da simulação da temperatura (Figura 5.13) mostram que a simulação sem a representação explícita do Pantanal (cenários BASE e BASE_HUM), não conseguem representar corretamente as temperaturas mínimas no Pantanal em Corumbá, apesar de as máximas serem reproduzidas relativamente bem.

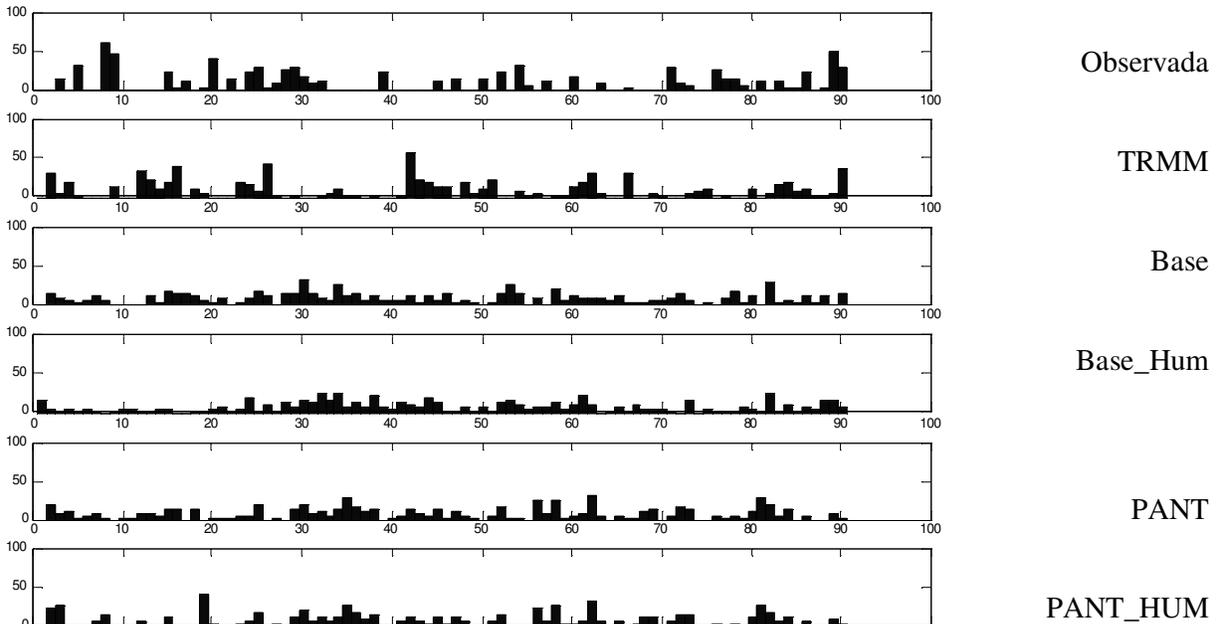


Figura 5.11. Precipitação média diária observada (em estação convencional da ANA e satélite TRMM) e simulada em Cuiabá (SBCY) para os diferentes cenários para o período 01/01/2003 a 31/03/2003.

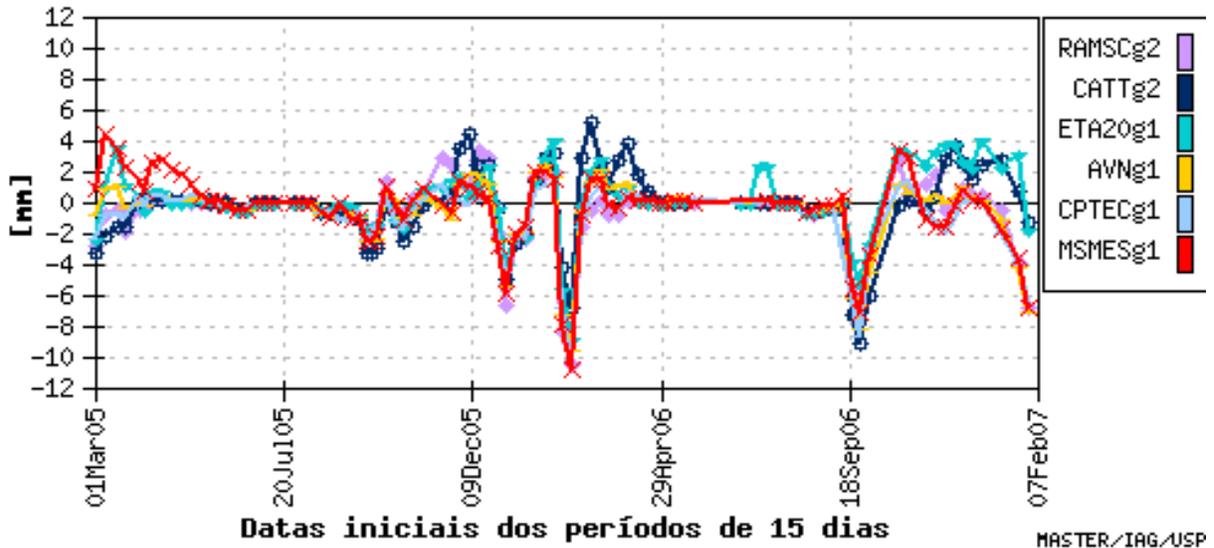


Figura 5.12. Viés de 24 hr de integração na estação SBCY comparada com os resultados do satélite TRMM. Resultados das previsões para períodos de 15 dias.

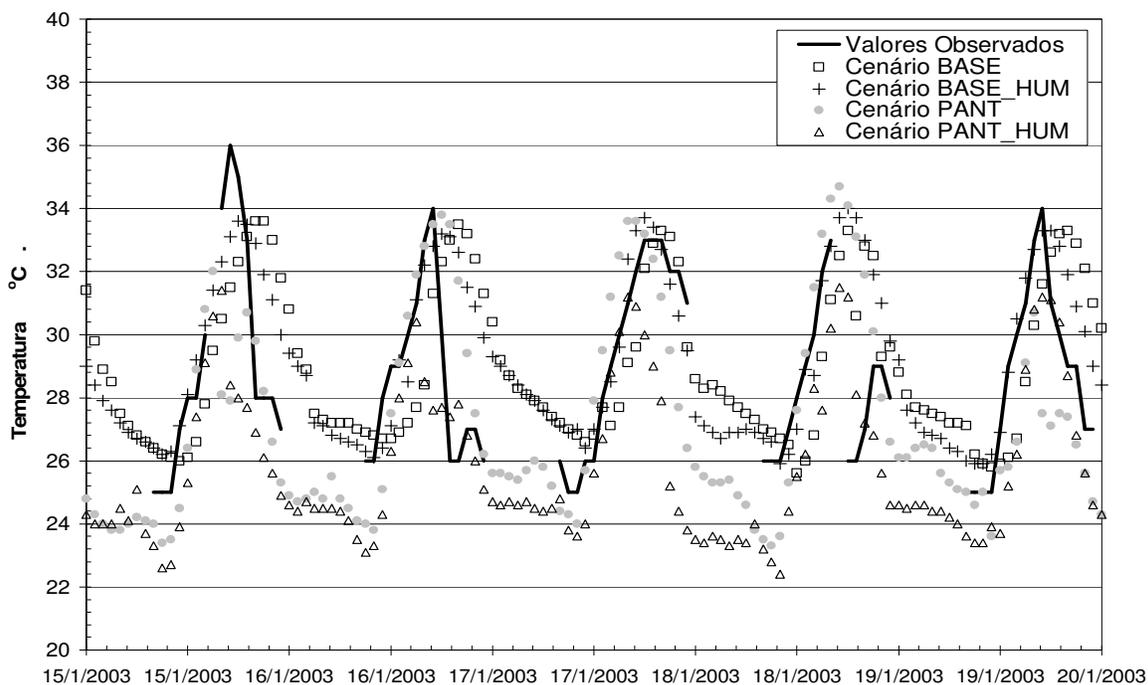


Figura 5.13. Comparação entre temperatura observada e a estimada pelo modelo BRAMS (variável TEMPC2M) para os diferentes cenários analisados em Corumbá (SBCR).

Na simulação dos cenários em que o Pantanal é representado explicitamente (PANT e PANT_HUM) resultaram valores muito próximos dos observados. O cenário PANT_HUM apresenta valores mínimos inferiores aos do cenário PANT, mas, pela falta de dados medidos no período noturno, resulta muito difícil determinar qual dos cenários representa melhor o que acontece.

Os resultados com o modelo operacional para 2005 em Puerto Suárez (posto meteorológico localizado a poucos quilômetros de Corumbá) mostrados na Figura 5.14, apontaram resultados semelhantes aos obtidos neste trabalho. Entretanto, é importante observar que são poucos os horários de observação com informações completas em Puerto Suarez, como pode ser identificado pelo “X” nos horários em que foi possível obter uma amostra de dados significativa. Já os resultados dos modelos operacionais para 2006 (não mostrados) indicaram que o viés foi praticamente inexistente.

Ponto de orvalho: os resultados das simulações do ponto de orvalho (variável DEWPTC em $z=1$ no BRAMS) (Figura 5.15) mostraram que nenhum dos cenários analisados conseguiu representar bem esta grandeza. O que se observa nos resultados é que em função da maior ou menor disponibilidade de água, os valores resultam maiores ou menores, mas nenhum dos cenários consegue representar a amplitude da variação dos valores.

Já nos resultados obtidos operacionalmente foi observada uma clara tendência a subestimar esta variável (Figura 5.16).

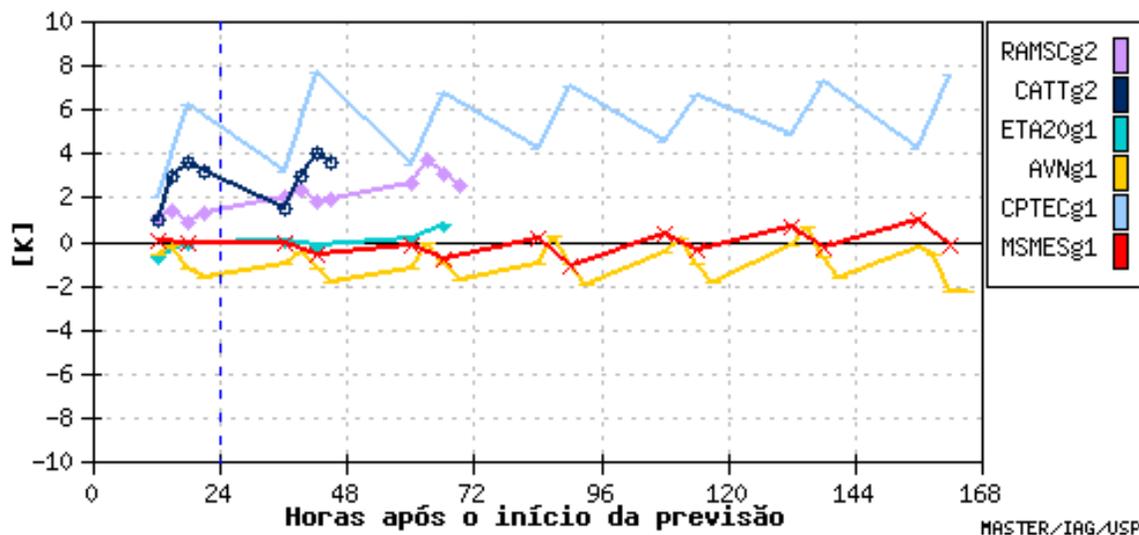


Figura 5.14. Viés na estimativa da temperatura em diferentes modelos operacionais em Puerto Suárez (SLPS) para os períodos a) 01/03/2005 a 31/03/2005 Fonte: laboratório MASTER.

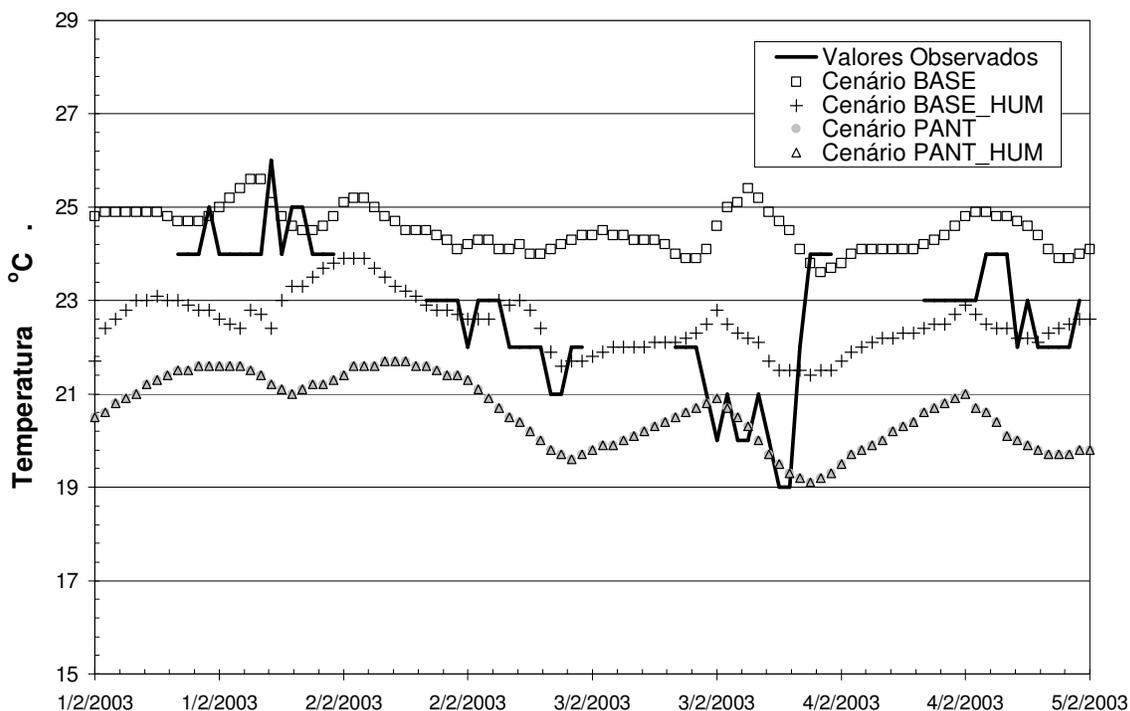


Figura 5.15. Comparação entre a temperatura do ponto de orvalho medida e a estimada pelo modelo BRAMS (variável DEWPTC) para os diferentes cenários analisados em Corumbá (SBCR).

Pressão: A pressão foi razoavelmente bem representada nas simulações realizadas com exceção do cenário BASE (Figura 5.17). No cenário BASE existe menor quantidade de umidade disponível, o que afeta os fluxos radiativos, e, portanto, a pressão através da temperatura. No entanto, a diferença de pressão entre os cenários é maior a esperada, o que indicaria a necessidades de maiores estudos com uma base de dados mais detalhada. Os resultados do modelo operacional (não mostrados) foram semelhantes aos obtidos neste trabalho.

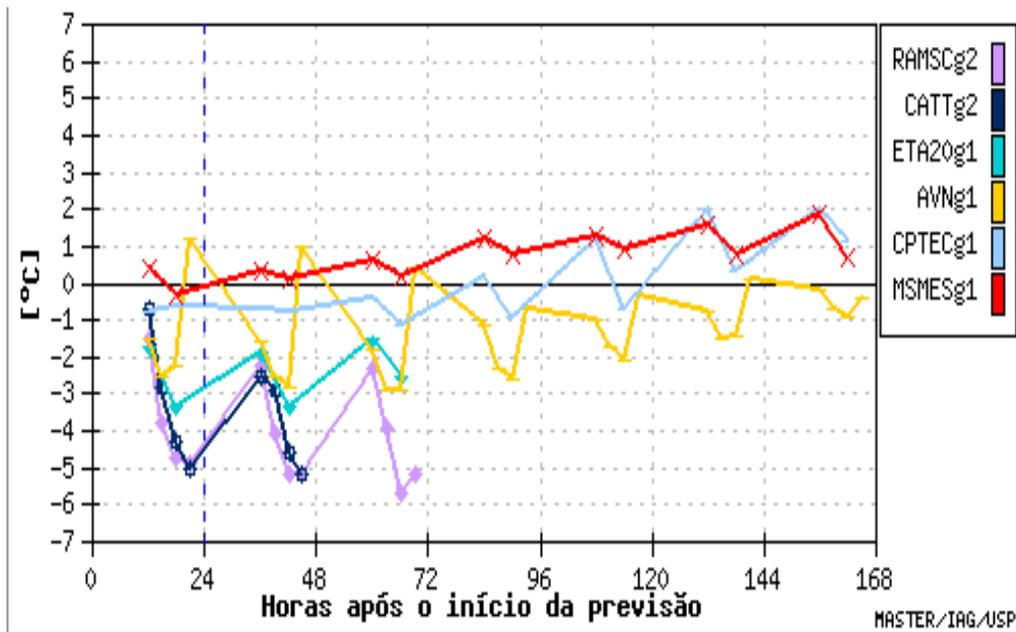


Figura 5.16. Viés na estimativa da temperatura do ponto de orvalho em diferentes modelos operacionais em Puerto Suárez (SLPS) para os períodos a) 01/03/2005 a 31/03/2005 b) 01/03/2006 a 31/03/2006. Fonte: laboratório MASTER.

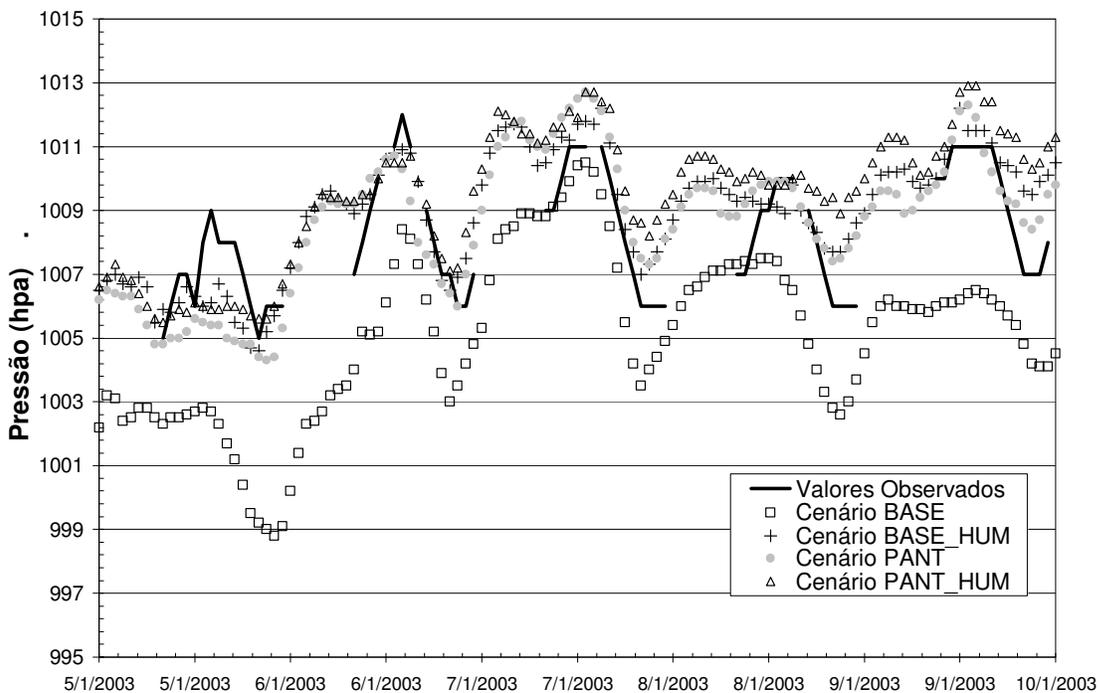


Figura 5.17. Comparação entre a pressão medida e a estimada pelo modelo BRAMS (variável SLP) para os diferentes cenários analisados em Corumbá (SBCR).

Vento: Na simulação com o modelo operacional em Corumbá (não mostrado) foram obtidos resultados semelhantes aos obtidos neste estudo (Figura 5.18), onde a amplitude diária é subestimada mas os valores médios são representados adequadamente .

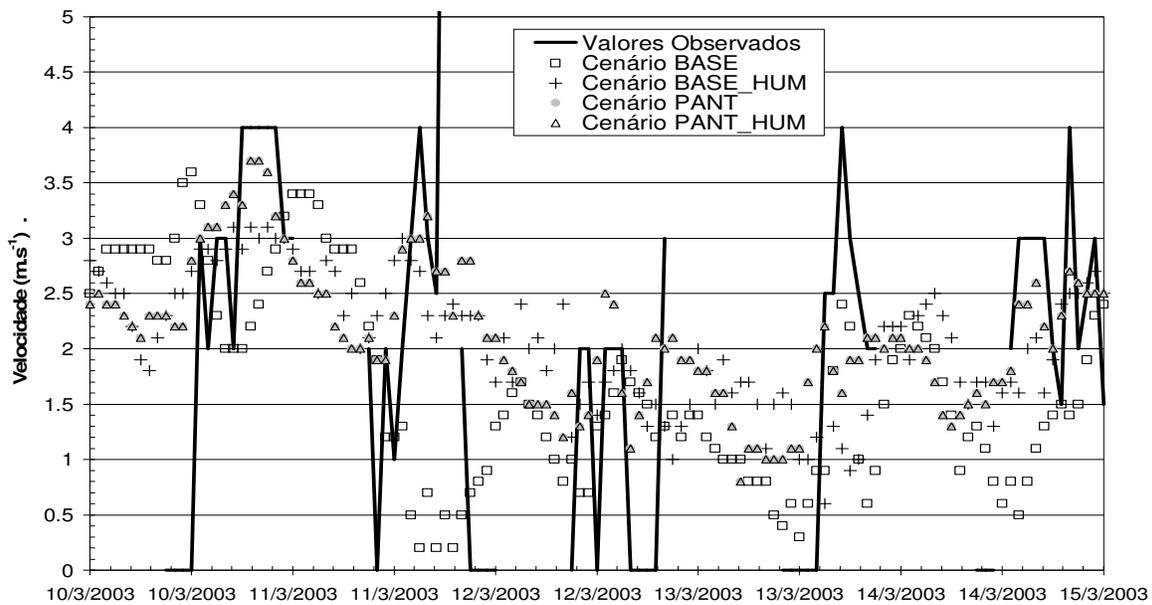


Figura 5.18. Comparação entre o vento de superfície observado e a estimado pelo modelo BRAMS (variável SPEED10M) para os diferentes cenários analisados em Corumbá (SBCR).

Precipitação: Na precipitação, observa-se que os Cenários PANT e PANT_HUM foram melhores na representação da chuva, embora com problemas para a representação de chuvas isoladas ou de baixa magnitude.

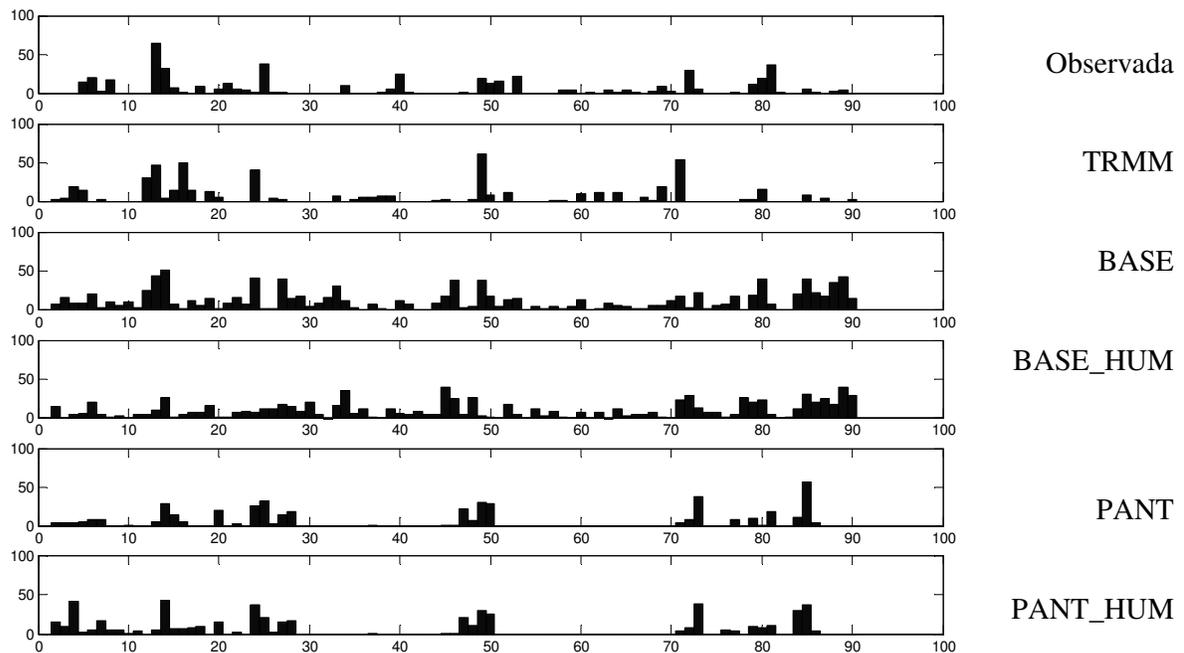


Figura 5.19. Precipitação média diária observada (em estação convencional da ANA e satélite TRMM) e simulada em Corumbá (SBCR) para os diferentes cenários para o período 01/01/2003 a 31/03/2003.

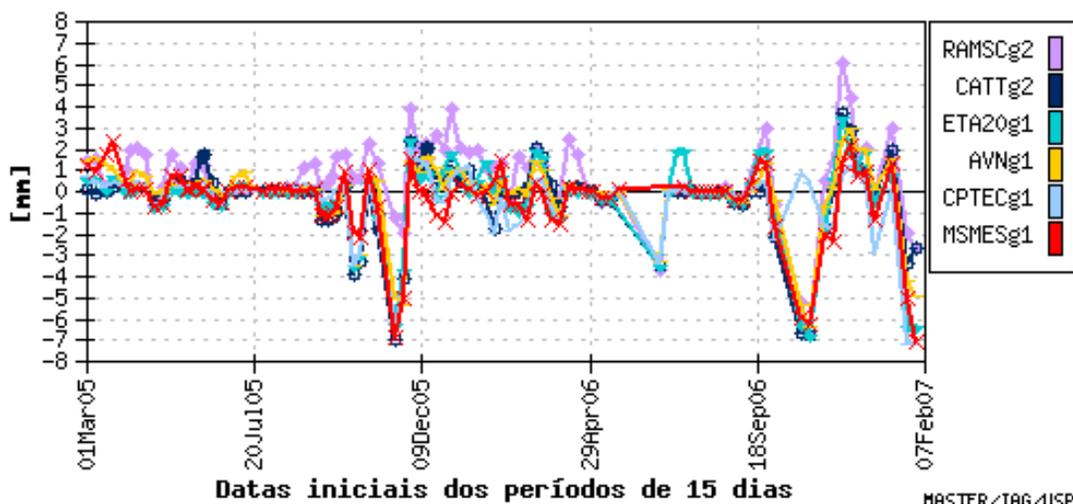


Figura 5.20. Viés de 24 hr de integração na estação Puerto Suárez - SLPS (vizinha de Corumbá) comparada com os resultados do satélite TRMM. Resultados das previsões para períodos de 15 dias.

5.4.1 Resultados da análise em Fazenda São Bento em Passo do Lontra

Na Fazenda São Bento em Passo do Lontra encontra-se localizada uma torre de medição de fluxos (radiativos e de umidade) instalada pelo INPE dentro do Pantanal. A torre de fluxos foi uma das atividades do experimento IPE (Interdisciplinary Pantanal Experiment) (Bolzan, 2002, Oliveira, 2002). Por esta razão, e, embora não foram disponibilizados valores medidos para o ano 2003, será analisado em detalhe o balanço da radiação.

a) Antecedentes da determinação da Radiação

Para uma superfície coberta com vegetação, o balanço de energia à superfície pode ser descrito como:

$$R_n \approx H + LE + G + Q + ARM + ADV + Q_s \text{ (Eq 5.1)}$$

onde: **R_n** é o saldo de radiação, igual à soma do fluxo de calor sensível (**H**), do fluxo de calor latente (**LE**), do fluxo de calor do solo (**G**), do termo de energia utilizada pelas plantas nos processos bioquímicos de fotossíntese (**Q**), do armazenamento de energia no meio físico (ar e biomassa) (**ARM**), e do termo de advecção de energia horizontal (**ADV**) e **Q_s** é a troca de calor na fronteira com a superfície da lâmina d'água caso o solo embaixo da vegetação se encontre alagado. Em geral, desprezam-se os termos **Q**, **ARM** e **ADV**, cuja soma é, em geral, inferior a 5 % de **R_n**, embora o valor de **H+LE** possa variar entre 60 e 100% do valor de **R_n**. Despreza-se ainda a troca líquida de energia horizontal, que aquece ou resfria a água (externa ao volume de controle definido), que pode controlar o termo **Q_s**, por impossibilidade prática para sua determinação (Oliveira, 2006).

Valores obtidos por Oliveira (2006) para a ilha do Bananal (TO) (Figura 5.21) indicam que durante a inundação, o fluxo de calor latente à superfície (**LE**) é dominante no balanço de energia, devido à

presença da superfície de água livre durante a enchente, e pela alta umidade do solo imediatamente após a cheia, o início da estação seca. Na inundação, as percentagens dos termos LE e H em relação ao saldo de radiação são de aproximadamente 62% e 24% (86% de RN), enquanto no final da estação seca são de ~35% e 32% (67% de RN), respectivamente.

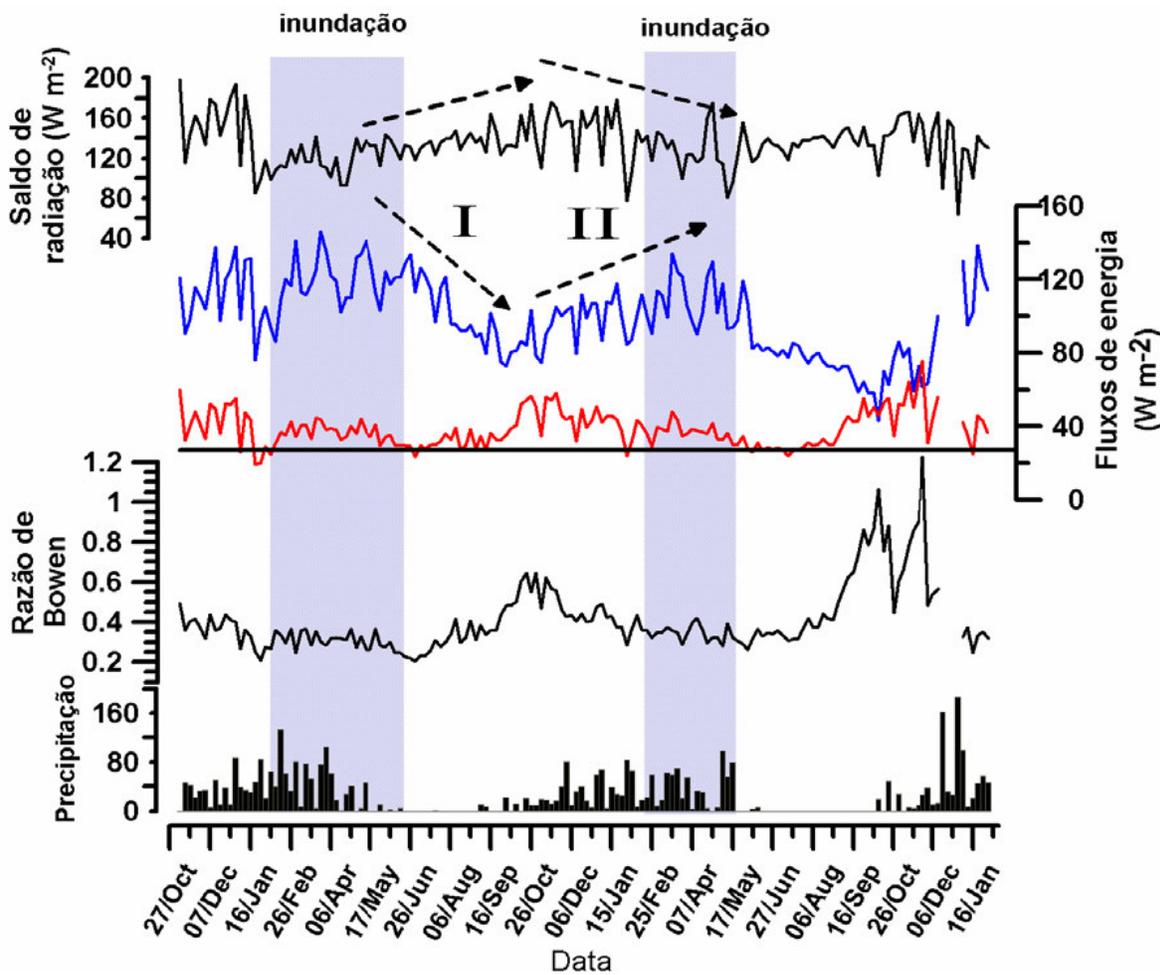


Figura 5.21. Variação pentadial do (a) saldo de radiação, em Wm^{-2} ; (b) fluxo de calor latente, em Wm^{-2} (linha azul); (c) fluxo do calor sensível, em Wm^{-2} (linha vermelha); (d) razão de Bowen (β); e (e) precipitação acumulada (mm). (FONTE: Oliveira, 2006).

Padrões semelhantes aos reportados acima, também foram observados no Pantanal sul-matogrossense na Fazenda São Bento (Oliveira *et al.*, 2006; Zeri, 2002; Nunes e Satyamurty, 2004). A Figura 5.22, obtida de Oliveira *et al* (2006), mostra a variação sazonal das componentes saldo de radiação, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente, da razão de Bowen (razão entre os fluxos de calor sensível e latente), da razão entre a soma dos fluxos e o saldo de radiação, em valores médios diários e da precipitação acumulada mensal para todo o período de dados. O saldo de radiação é a componente que mostra sazonalidade mais evidente. Maiores valores podem ser vistos nos meses entre outubro e maio e há uma queda acentuada nos meses de junho, julho e agosto.

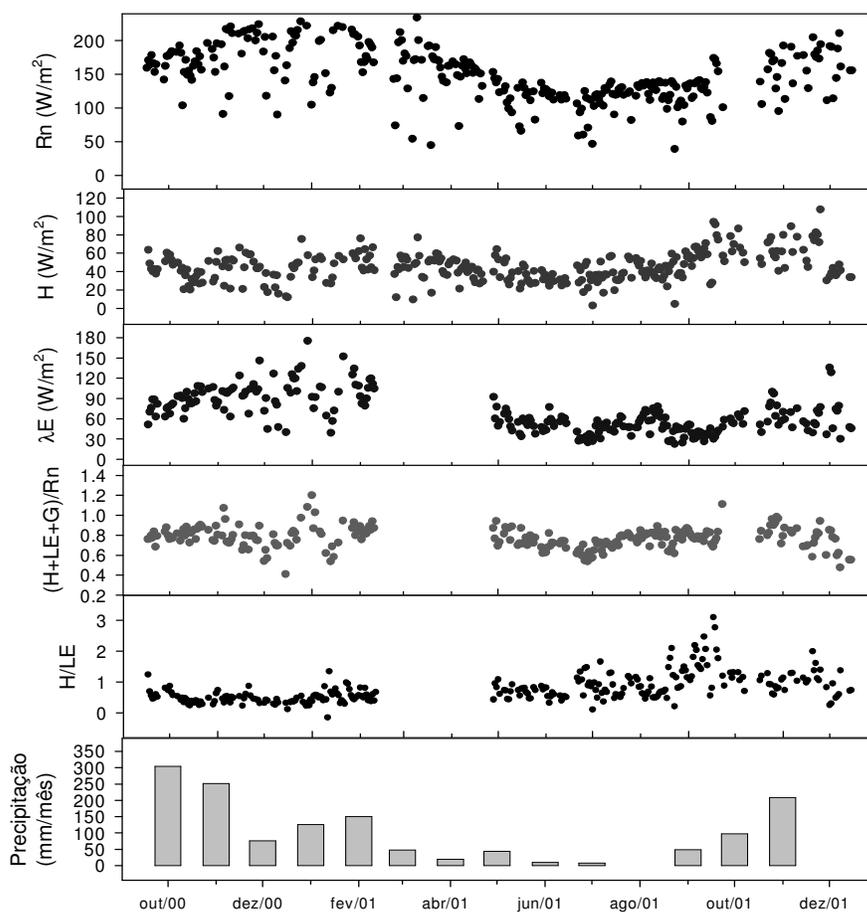


Figura 5.22. Variação sazonal do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE), da razão entre a soma dos fluxos e o saldo de radiação $((H+LE+G)/Rn)$, razão de Bowen (H/LE) e da precipitação para o período de dados de setembro de 2000 a dezembro de 2001. Esses valores correspondem a médias diárias.

Apesar de a região freqüentemente alagar-se durante as estações chuvosas, a estação chuvosa de 2000/2001 foi relativamente anômala, e, neste período de estudo não foram observados muitos pontos de alagamento próximo à torre de medidas. Ainda assim, os fluxos de calor também apresentaram variações sazonais significativas ao longo do ano. O fluxo de calor latente acompanha, principalmente, as variações sazonais do saldo de radiação, da precipitação e da área alagada (não mostrada), apresentando maiores valores nos meses mais úmidos (meses de chuva intensa (DJFM) + meses alagados (MAM) e baixos valores nos meses mais secos. Dificulta a análise o período sem dados, justamente durante o pico da cheia.

Observa-se, também, um aumento significativo dos fluxos de calor sensível nos meses de setembro a novembro de 2001 (meses mais secos e sem alagamento). Em consequência destes fatores, a razão de Bowen é bem mais alta neste período, quando os fluxos de calor sensível podem chegar a apresentar valores até três vezes maiores que a evaporação, em alguns dias. Para avaliar o

fechamento do balanço de energia, foram plotados também nesta figura a razão entre a soma dos fluxos e o saldo de radiação diários. Observam-se, em geral, valores de $LE+H$ entre 0,6 e 0,8 de R_n , indicando que dificilmente o fechamento do balanço de energia é obtido nestas análises (Oliveira *et. al.*, 2006).

A partir dos valores de fluxos resultantes foram calculadas as médias horárias, para os dois períodos, das componentes R_n (saldo de radiação), H (fluxo de calor sensível), LE (fluxo de calor latente), para uma análise do ciclo diurno médio dessas componentes, nas estações seca e úmida. A Figura 5.24 mostra as componentes nos dois períodos. Em ambos os casos observa-se que o saldo de radiação é bastante alto durante o dia, sendo ligeiramente maior na estação chuvosa do que na estação seca. O valor ligeiramente maior durante a estação úmida contrasta com a maior quantidade de nuvens neste período, que, no entanto, é compensado pela maior incidência de radiação devido a posição do sol que faz que os raios solares incidam mais diretamente sobre a bacia.

A energia radiativa líquida é convertida principalmente em fluxos de calor latente e sensível. O fluxo de calor latente, que resulta não só da evaporação, mas também da transpiração das plantas, domina na estação chuvosa (Figura 5.23a). Ao final da tarde, próximo às 18 horas local, o fluxo de calor latente chega a superar o saldo de radiação em alguns dias, e, o fluxo de calor sensível passa a ser negativo. Na estação seca (Figura 5.23b) a situação se inverte e o fluxo de calor sensível atinge valores bem superiores ao calor latente, durante o dia. Isto ilustra a forte sazonalidade característica da região do Pantanal sul mato-grossense. A mesma situação pode ser observada nos fluxos da calor sensível medidos por Zeri (2002) (Figura 5.24), neste caso, considerando o ano úmido típico, com uma lamina de alguns centímetros sobre o terreno.

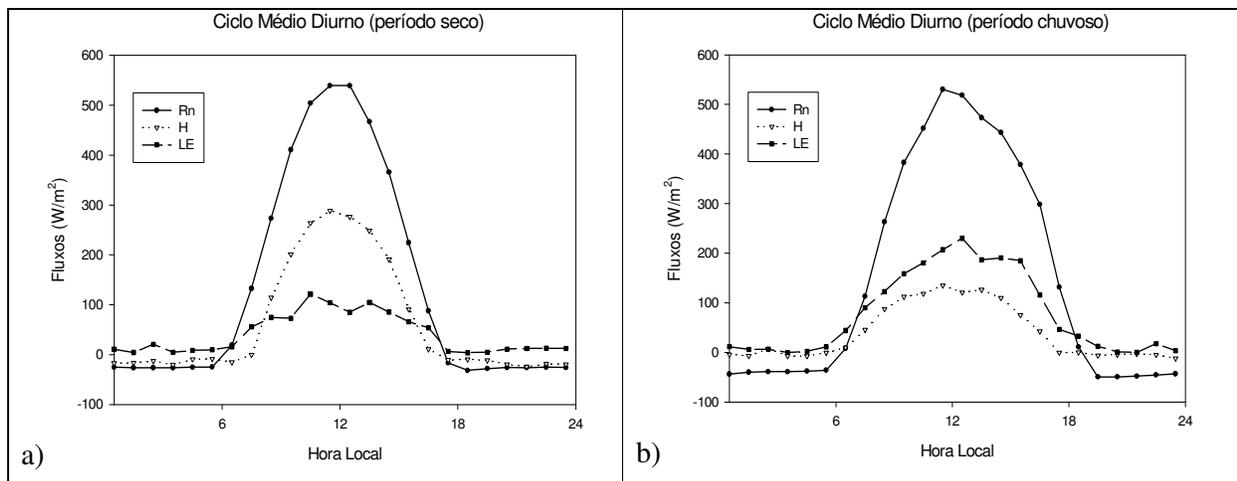


Figura 5.23. Valores médios horários do saldo de radiação (R_n) e fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE) para os períodos: a) chuvoso (29/11 a 17/12); e b) seco (24/08 a 12/09). Os fluxos foram calculados usando uma escala de 60 minutos. FONTE: Oliveira *et. al.* (2006)

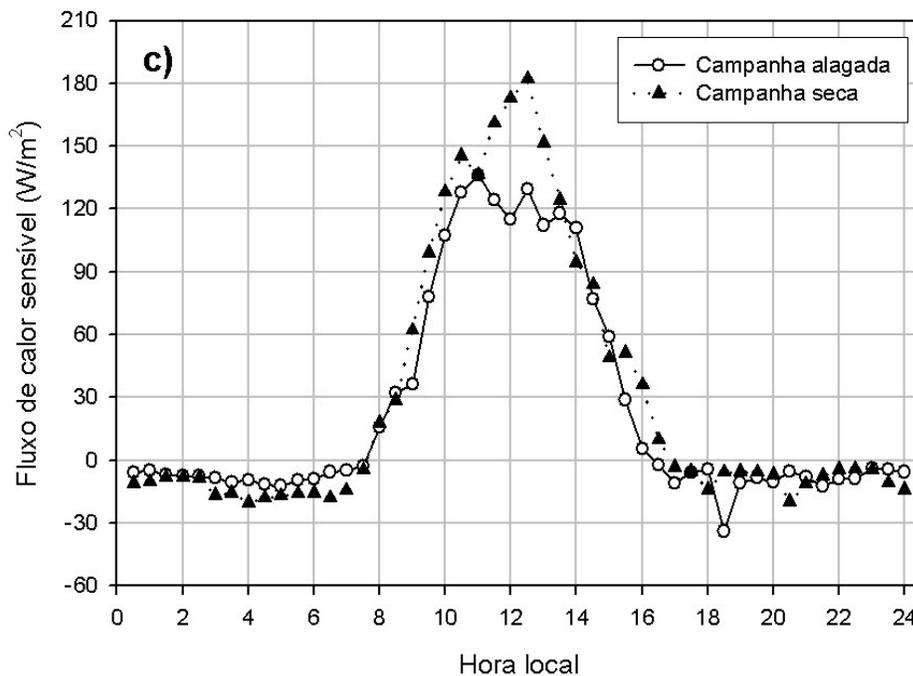


Figura 5.24. Valores médios horários do fluxos de calor sensível (H) para os períodos: a) úmido (CAPANHA IPE1 -maio de 1998); e b) seco (CAMPANHA IPÊ2 - setembro de 1999). FONTE: Zeri, 2002)

Os fluxos médios determinados durante esses dois períodos mostram que o fechamento do balanço energia não foi obtido. A soma dos fluxos (H+LE+G) atinge apenas 80% do saldo de radiação (Rn). Durante o período de redução das chuvas, os fluxos de calor latente e de calor sensível representaram 46% e 52% do saldo de radiação, respectivamente. Já no período chuvoso, houve inversão nas respectivas contribuições: 64% e 36% (Oliveira *et. al.*, 2006). Estes valores estão de acordo com a literatura de referência (Goulden *et. al.*, 1997, McCaughey *et. al.*, 1997).

b) Resultados obtidos neste trabalho

Na Figura 5.25 observam-se os valores de radiação líquida ou efetiva (estimada simplesmente como LE + H) para os cenários BASE_HUM e PANT. No cenário com inicialização heterogênea da umidade (BASE_HUM - Figura 5.25a) os fluxos de energia são representados na ordem de grandeza indicada pelos estudos anteriores na mesma região. Já, quando analisado o cenário PANT_HUM (Figura 5.25b) observa-se que o fluxo de calor sensível é negativo (também neste cenário as temperaturas são muito baixas). Uma possível interpretação desse resultado vem da análise do efeito da lâmina de água sobre a superfície que absorve grande quantidade de energia em forma de calor sensível e da turbidez da água que aumenta a quantidade de radiação solar que é absorvida pelo meio. Possíveis explicações para este resultado indicam que a formulação para a área de banhado do modelo BRAMS não seja a adequada para o Pantanal (por exemplo a profundidade da camada de água ou a própria capacidade de absorção de radiação solar nesta camada de água). Testes realizados indicaram que o sumidouro de calor sensível simulado

unicamente pode ser obtido quando são simuladas grandes áreas de banhado (em pequenas áreas de banhado, os fluxos laterais “uniformizam” os resultados).

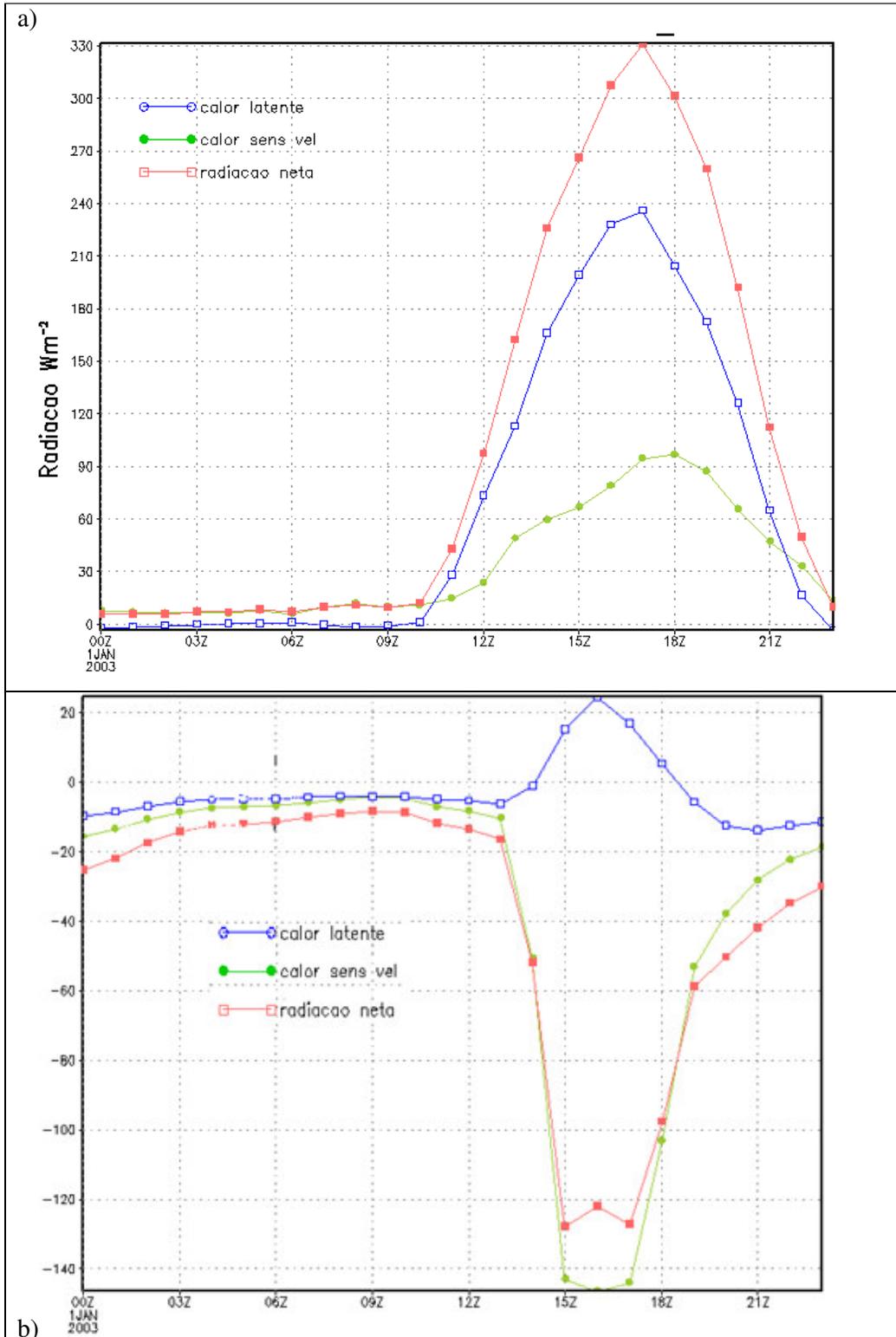


Figura 5.25. Valores médios horários do saldo de radiação (Rn) e fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE) na Fazenda São Bentono mês de Janeiro de 2003 para os cenários (a) inicialização com umidade baseada em chuva observada(BASE_HUM) e (b) pantanal representado explicitamente (PANT).

5.4.2 Resultados da análise outros locais

Nos outros locais analisados os resultados podem ser resumidos da seguinte maneira:

- em Ponta Porá os resultados foram semelhantes aos encontrados em Cuiabá.
- nos postos da Bolívia (Roboré (SLRB) e San José de Chiquitos (SLJE)), os resultados foram semelhantes aos encontrados em Corumbá, embora o cenários PANT e PANT_HUM apresentem viés ligeiramente superiores aos de Corumbá;
- em Puerto Suárez, como já mencionado, os resultados foram praticamente coincidentes com os de Corumbá devido à proximidade geográfica.
- em Campo Grande os resultados de todos os cenários foram muito semelhantes, e praticamente coincidentes com os dados observados, com exceção da chuva, que foi representada com resultados que podem considerar-se somente “na ordem de grandeza” dos dados observados.
- Em Nhumirim, que se encontra localizado na fazenda do mesmo nome no Pantanal de Miranda, não foram obtidos dados horários para a análise, obtendo-se do EMBRAPA PANTANAL valores de precipitação e temperatura máxima, média e mínima diária e, de outros autores, os valores de radiação medida. Com estes dados foi concluído que em termos gerais os resultados foram semelhantes aos encontrados na fazenda São Bento, em Passo da Lontra.

5.4.3 Resumo da performance obtida.

Os resultados obtidos mostram que há um impacto significativo nas simulações ao introduzir características físicas mais realistas na superfície do modelo na região do Pantanal.

A representação explícita do Pantanal melhorou os resultados das simulações em todas as variáveis avaliadas (temperatura, umidade, vento e precipitação). O impacto positivo foi tanto maior quanto mais próximo estiver o ponto de observação do Pantanal e quanto mais ao Sul estiver localizado o posto, sendo esta a direção do vento na região. No entanto, dentro do próprio Pantanal, alguns problemas nas características da simulação (Ex, inexistência de dados para caracterizar corretamente a espessura da camada de água) ou na própria estrutura do modelo, geraram erros na simulação dos fluxos da radiação e temperatura. Estudos mais aprofundados em locais com maior quantidade de dados e com condições de contorno perfeitamente delimitadas, são necessários para determinar a origem de tais problemas.

Os resultados dos itens anteriores mostram que, embora as condições de contorno utilizadas fossem obtidas a partir de reanálise, foram semelhantes aos obtidos com os modelos operacionais na data da simulação. Por outro lado, a qualidade das simulações com os modelos operacionais nos anos seguintes, foi superior, em alguns casos, à introduzida com a representação explícita do Pantanal.

No entanto, este fato não invalida os resultados. Pelo contrário, indica que a previsão meteorológica na Bacia do Alto Paraguai está avançando significativamente e, que, quando somadas todas as melhorias possíveis, será possível minimizar o risco de eventos extremos de curto prazo.

5.5 Ajuste do modelo MGB na Bacia do Alto Paraguai

Os detalhes do ajuste do modelo MGB na bacia do Alto Paraguai estão documentados no anexo F e em Allasia (2005). Nos próximos parágrafos serão apresentados alguns resultados.

Para facilitar a calibração do modelo matemático da Bacia do Alto Paraguai, a etapa de calibração foi dividida em três partes. A primeira parte compreendeu a calibração das bacias do Planalto da Bacia do Alto Paraguai. A seguir foi feita a calibração das áreas a serem simuladas hidrológicamente no Pantanal (áreas que contribuem para o escoamento na região da Bolívia e dentro do próprio Pantanal) em conjunto com a calibração do modelo hidrodinâmico no Pantanal (perdas e ganhos para a planície, tipo de conexão entre lagoas e lagoas e canal, rugosidade da planície e canal principal, etc.). A calibração das áreas a serem simuladas hidrológicamente no Pantanal foi realizada em conjunto com a calibração do modelo hidrodinâmico devido as interações envolvidas.

5.5.1 Dados de entrada

As características pedológicas e de uso da terra das bacias analisadas foram discutidas no Capítulo 3 (figuras 3.5 e 3.6). As informações topográficas foram obtidas do modelo numérico do terreno, com resolução horizontal de 90 m, obtido a partir de altimetria via radar, realizada e disponibilizada pela missão SRTM da NASA (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>).

5.5.2 Calibração do modelo no Planalto

O modelo foi calibrado independentemente para cada uma das macrobacias do Planalto da BAP: Alto Paraguai, Cuiabá, São Lourenço, Piquiri/Itiquira, Taquari, Aquidauana e Miranda (Figura 5.27), utilizando sempre o período de tempo com melhor conjunto de dados pluviométricos (Figura 5.28) e fluviométricos (Figura 5.29) disponíveis (vide anexo D para a resolução temporal dos dados).

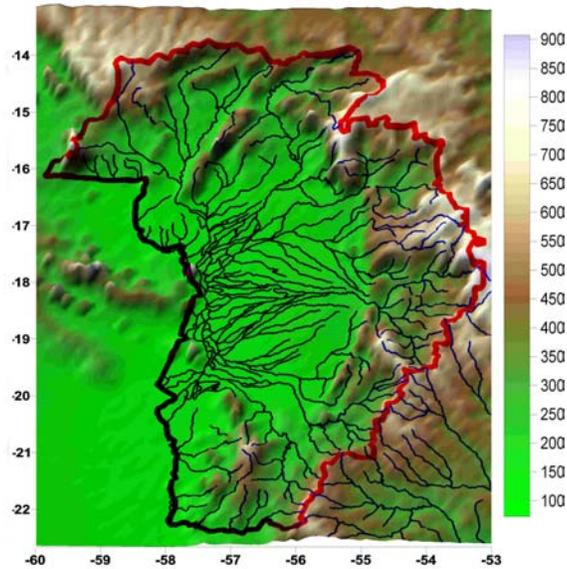


Figura 5.26. Relevo da Bacia do Alto Paraguai.

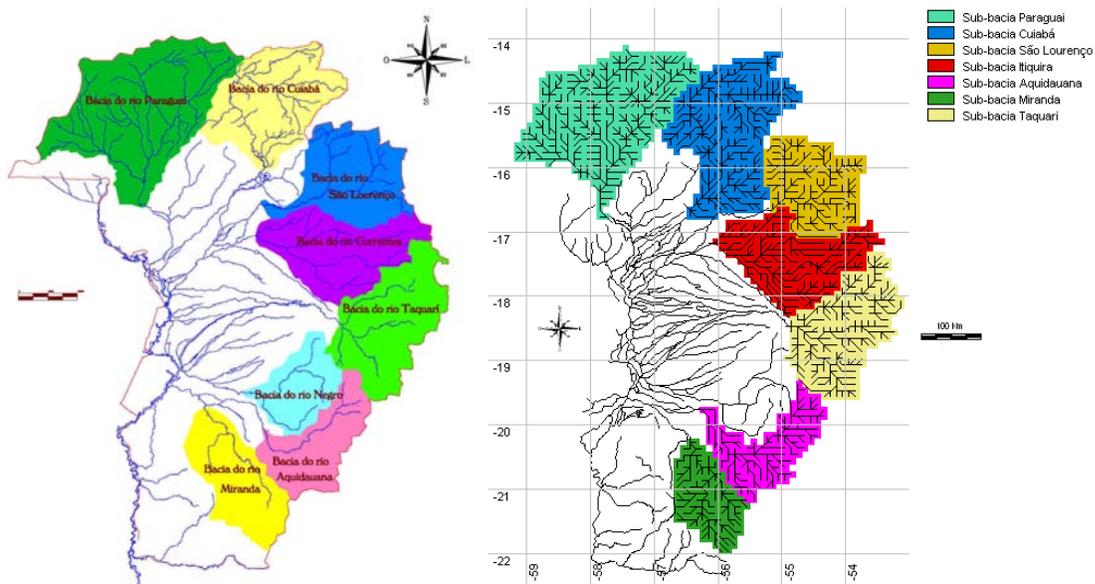


Figura 5.27. Macrobacias do Planalto da BAP e discretização adotada.

O modelo foi calibrado na Bacia do Rio Cuiabá no período de janeiro de 1980 a dezembro de 1990. Na Figura 5.30 são apresentados os hidrogramas calculado e observado no rio Cuiabá em Cuiabá, no período de abril de 1981 a dezembro de 1990. O comportamento geral do hidrograma é razoavelmente bem ajustado, embora a influência da escassez de dados pluviométricos possa ser percebida claramente nos casos de picos de vazão mal ajustados.

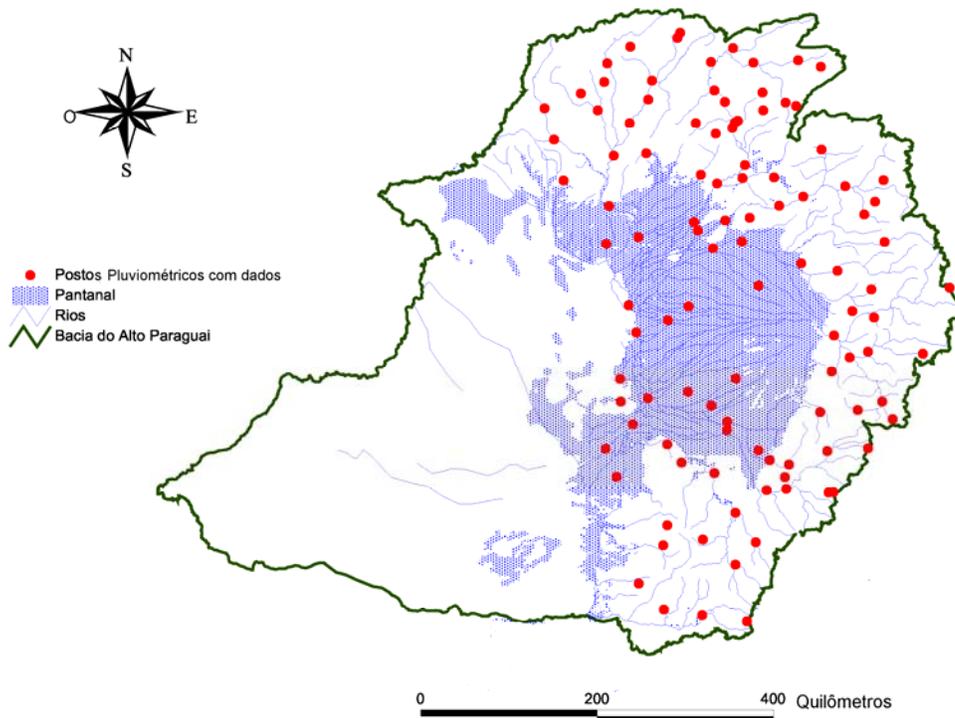


Figura 5.28. Localização dos postos pluviométricos com dados disponíveis na Bacia do Alto Paraguai.

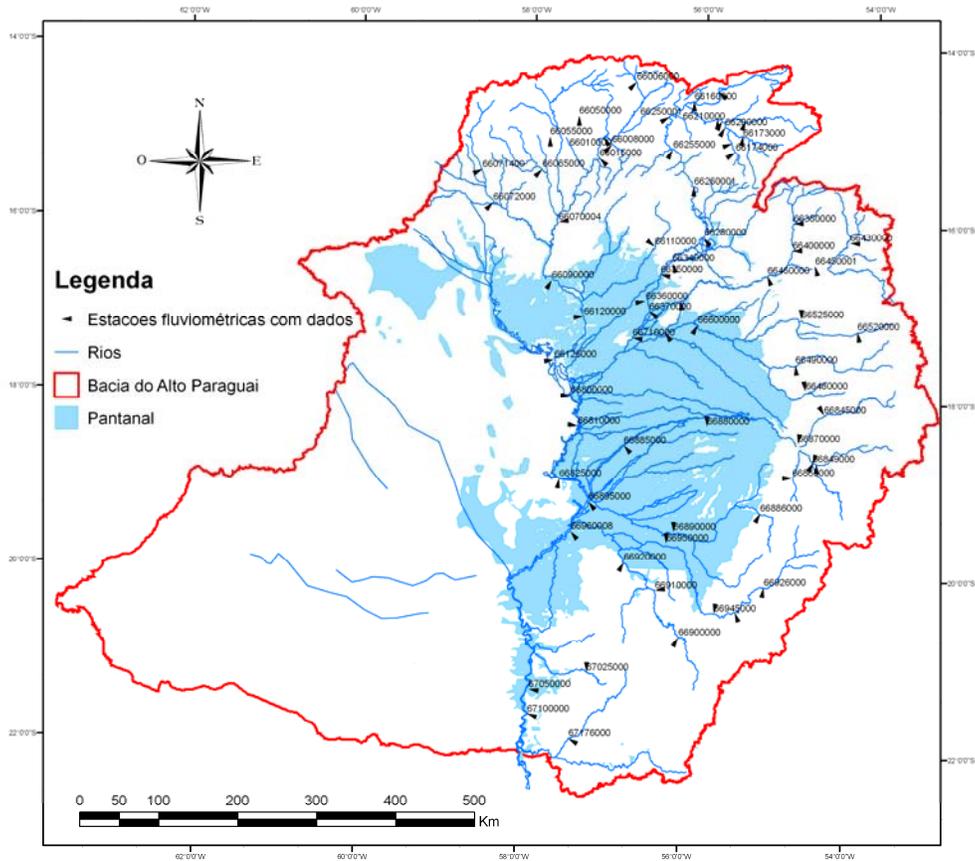


Figura 5.29. Rede de monitoramento hidrométrico da bacia hidrográfica do Alto Paraguai. (Estações com dados na Hidroweb).

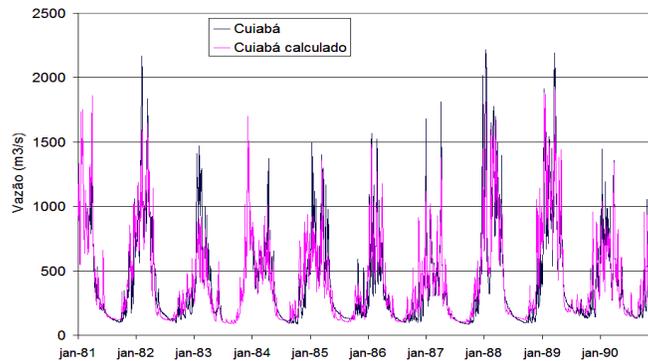


Figura 5.30. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Cuiabá em Cuiabá, de abril de 1981 a dezembro de 1990.

Na Figura 5.31 são apresentados os hidrogramas calculado e observado no rio Paraguai no posto fluviométrico de Cáceres, no período de junho de 1993 a dezembro de 1999. O comportamento geral do hidrograma é muito bem ajustado, embora a maior cheia deste período, ocorrida em 1995, tenha sido mal reproduzida.

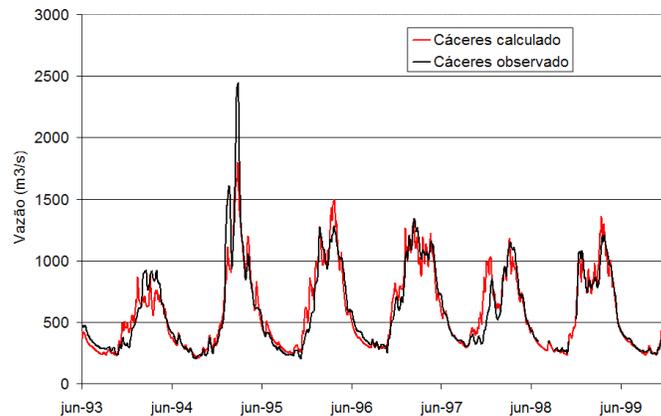


Figura 5.31. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Paraguai no posto Cáceres, de maio de 1993 a dezembro de 1999.

O rio Sepotuba apresenta um comportamento hidrológico bastante diferenciado do rio Paraguai. A vazão de base no rio Sepotuba, sustentada pelos aquíferos, é relativamente mais alta do que nas outras bacias da região. Os hidrogramas observados do rio Sepotuba mostram flutuações artificiais da vazão, resultantes da operação de uma ou mais Pequenas Centrais Hidrelétricas, não incluídas por falta de dados sobre a sua operação. Mesmo assim, os resultados da calibração do modelo nesta bacia são aceitáveis, como se observa na Figura 5.32.

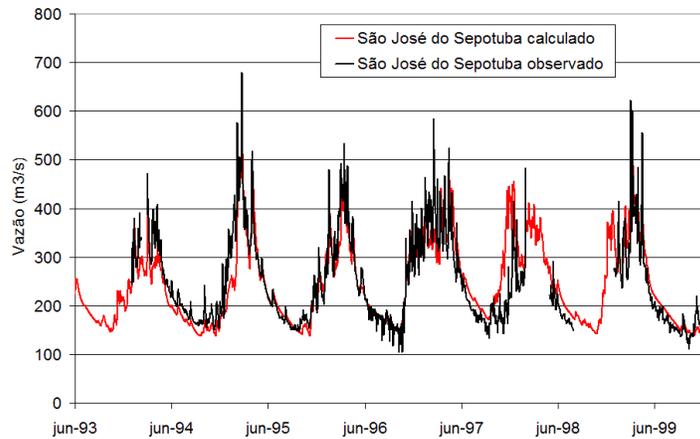


Figura 5.32. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Sepotuba no posto São José do Sepotuba, de junho de 1993 a dezembro de 1999.

Na Figura 5.33 são apresentados os hidrogramas calculado e observado no rio São Lourenço, no posto Acima do Córrego Grande, no período de abril de 1992 a dezembro de 1999. O comportamento geral do hidrograma é bem ajustado, embora ocorra superestimativa das vazões máximas. Isto ocorre, em parte, porque a curva chave do posto Acima de Córrego Grande não é bem definida para vazões acima de $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, que correspondem à cota em que inicia o transbordamento da seção.

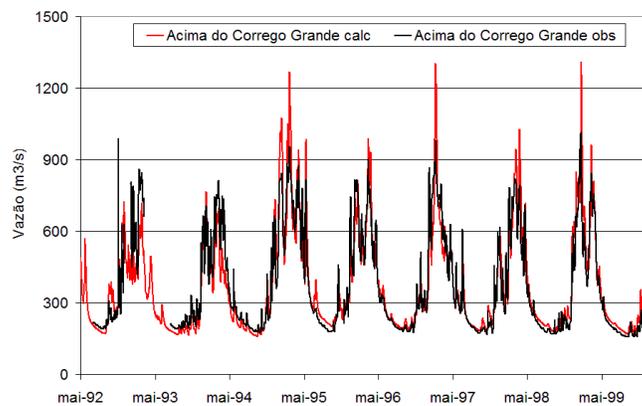


Figura 5.33. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio São Lourenço no posto Acima do Córrego Grande, de maio de 1992 a dezembro de 1999.

Na Figura 5.34 são apresentados os hidrogramas calculado e observado no rio Aquidauana em Aquidauana, no período de janeiro de 1993 a dezembro de 1997. O comportamento geral do hidrograma é razoavelmente bem ajustado. Por exemplo, o maior pico de cheia deste período, ocorrido no dia 5 de dezembro de 1997, foi muito bem reproduzido no hidrograma calculado.

Na Figura 5.35 são apresentados os hidrogramas calculado e observado no rio Miranda no posto fluviométrico da cidade de Miranda, no período de dezembro de 1995 a julho de 1998. Observa-se que a sazonalidade das vazões não é tão clara como nas bacias localizadas mais ao norte, como a do rio Cuiabá e a do rio Paraguai, por exemplo. Alguns picos de vazão são

superestimados e outros são subestimados, o que é, possivelmente, consequência da má qualidade dos dados de chuva e da baixa densidade dos postos pluviométricos na bacia.

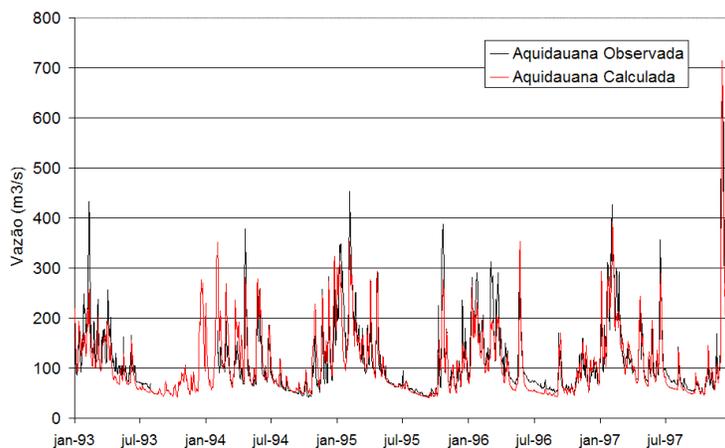


Figura 5.34. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Aquidauana em Aquidauana, de janeiro de 1993 a dezembro de 1997.

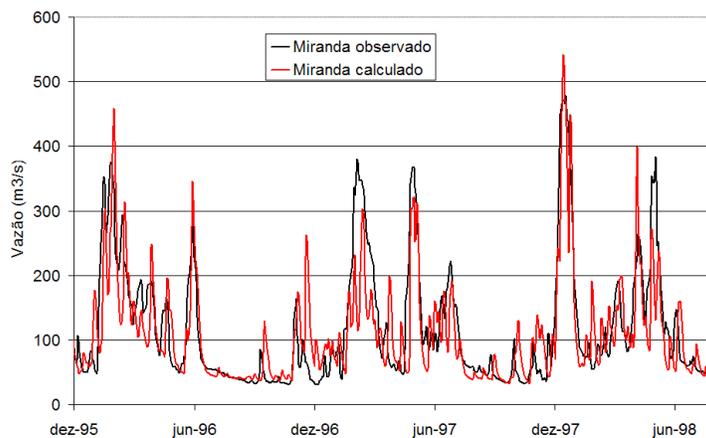


Figura 5.35. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Miranda em Miranda, de dezembro de 1995 a agosto de 1998.

5.5.3 Calibração das áreas a serem simuladas hidrológicamente dentro do Pantanal e do próprio Pantanal.

O modelo hidrológico utilizado no Planalto sofreu alterações na sua formulação para representar os processos no Pantanal devido a:

- Os processos hidrológicos ocorrem principalmente ao longo do sistema de drenagem e dependem da capacidade de escoamento e dos volumes de armazenamento da planície;
- A precipitação que cai sobre a bacia fica retida nas depressões ou lagos formados pelo sistema de drenagem e os leques, descritos no Capítulo 3;
- O escoamento no sistema de drenagem possui efeitos de jusante sobre os rios principais e afluentes, portanto com comportamento fortemente hidrodinâmico.

O módulo hidrológico do modelo é o mesmo que o descrito no capítulo anterior. Para representar o escoamento na rede de rios, baías, lagoas, corixos e vazantes foi utilizado o modelo HEC-RAS na sua versão 3.1.2, onde a planície de inundação foi representada por uma série de lagoas interconectadas.

O ajuste do modelo foi prejudicado pela falta de informações para caracterizar corretamente a planície de inundação. Deve-se destacar a falta de informações sobre a topobatimetria e seus referenciais ao longo do Pantanal, que não permitiram a utilização de modelos mais sofisticados e integrados dentro da própria estrutura do modelo MGB, como originalmente previsto, onde a planície estaria representada por células interconectadas onde seria possível obter diretamente a área inundada (modelo descrito em Villanueva, 1997). Também os dados sobre área inundada dentro do Pantanal foram muito deficientes e não contribuíram para a verificação da calibração da extensão das lagoas simuladas. Desta forma o modelo ajustado tem certas limitações para seu uso na estimativa de vazões em locais onde não fora calibrado, mas, atende corretamente as necessidades para previsão de vazões nos diferentes locais onde existem postos fluviométricos.

A seguir é descrito o ajuste do modelo na BAP e, posteriormente, são analisados alguns resultados do ajuste com os dados disponíveis. Maiores detalhes do ajuste podem ser encontrados no anexo F.

5.5.4 Avaliação da perda ou ganho de água lateral nos rios do Pantanal

Os rios da bacia do Paraguai perdem água à medida que avançam em direção ao Pantanal, alcançando seções com margens mais baixas e remansando o rio principal. Parte da água que invade a planície durante as cheias retorna ao rio na estiagem. Outra parte fica retida, e retirada ou evaporada na própria planície. A correta avaliação e quantificação destes processos requer a representação coerente do balanço hídrico do Pantanal e suas características físicas.

Devido à falta de uma topografia de alta qualidade no Pantanal, tentou-se resolver o problema abordando-o por um caminho alternativo, estabelecendo relações entre a perda ou ganho lateral de água nos trechos dos rios no Pantanal com as estatísticas das séries de vazões médias diárias.

Bravo *et. al.* (2005) mostra que quase todos os afluentes principais do Paraguai, como o Taquari e o Aquidauana, apresentam trechos com perda lateral, enquanto que os trechos do próprio rio Paraguai, a jusante do posto São Francisco e até o posto Porto Murtinho, inclusive, apresentam um ganho de volume por aportes laterais (Figura 5.36).

Maiores resultados da análise de ganhos e perdas de água lateral nos rios do Alto Paraguai podem ser encontrados em Tucci *et. al.* (2005) e Bravo *et. al.* (2005)

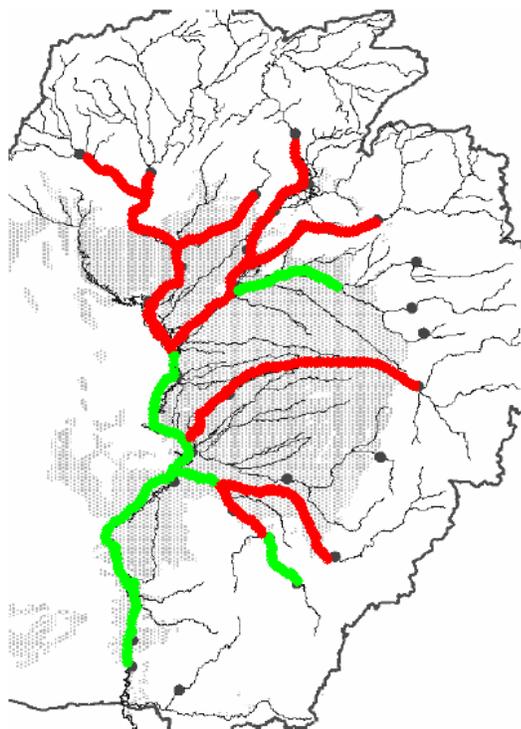


Figura 5.36. Trechos com ganhos (cor verde) e perdas (cor vermelha) de água no Pantanal.

5.5.5 Dados disponíveis para simulação do Pantanal

As informações necessárias para a discretização dos rios do Pantanal são:

- batimetria do leito menor do rio Paraguai e os afluentes principais; e
- topografia do leito maior, incluindo os sistemas de lagoas que se formam no leito maior.

Existem seções medidas do leito menor ao longo do rio Paraguai e afluentes nos locais em que existem postos fluviométricos, porém sem amarração a um referencial comum. O que está disponível é uma batimetria longitudinal que permite estimar declividades entre trechos e a amarração topográfica entre seções. Estas informações estão contidas no PCBAP (BRASIL, 1997); AHIPAR (2000) e DNOS (1974), bem como as seções do banco de dados Hidroweb.

Nos afluentes existem seções medidas no estudo do PCBAP (BRASIL, 1997), mas espaçadas de cerca de 60 km, portanto, com grandes trechos sem medições. Além disso, o fato da informação ser proveniente de várias fontes leva a inconsistências, devido às diferentes referências geodésicas utilizadas em cada uma.

Se for considerado que a região analisada corresponde a uma área extremamente plana, qualquer erro na caracterização da mesma implica em sérias limitações à capacidade de simulação do sistema, levando a um incorreto ajuste do modelo.

Para o leito maior não existe uma topografia definida, apenas alguns pontos que não permitem uma caracterização da planície. As imagens de satélite não possuem precisão vertical adequada para

estabelecer os desníveis e principalmente as condições dos canais de interligação que se formam dentro do leito de inundação tão extenso. Como é discutido no anexo D, também as estimativas das áreas alagadas no Pantanal tem sérios problemas, e, portanto, não são confiáveis, complicando severamente a estimativa da circulação de água no Pantanal.

5.5.6 Representação dos rios dentro do Pantanal

Na componente hidrodinâmica do modelo, representada no modelo HEC-RAS versão 3.1.2 (Brunner, 2002), os rios e sub-bacias foram discretizados considerando o seguinte:

- Representação explícita dos principais corpos d'água: Cuiabá, o próprio Paraguai e seus afluentes (São Lourenço, Itiquira e Piquiri, Taquari e Miranda);
- os rios citados foram discretizados com base nos dados batimétricos disponíveis, que são limitados (seções a cada 60 km aproximadamente no estudo do PCBAP) e seções batimétricas sem referencial único no Paraguai. Os dados necessários para esta discretização foram as informações sobre a calha do rio, como largura, declividade, profundidade, área molhada e raio hidráulico, que foram obtidos a partir das informações batimétricas disponíveis. Para isso, estão sendo utilizadas as informações levantadas durante o PCBAP, as cartas de navegação do DNIT-AHIPAR e as seções transversais existentes em postos fluviométricos. Em alguns pontos, tais como o trecho de 600 Km entre Corumbá e Porto Murtinho, somente foi possível obter dados de 3 seções transversais;
- as seções transversais foram interpoladas para que se obtenha precisões numéricas adequadas, utilizando-se trechos de 3 a 10 km (Cunge *et. al*, 1980). A interpolação foi realizada devido à carência de seções, a qual se contrapõe com as necessidades computacionais. Por exemplo, sobre o rio Paraguai, a jusante da estação de Amolar, estão disponíveis somente três seções transversais (São Francisco, Porto da Manga e Porto Murtinho) em uma distância aproximada de 700 km, quando seriam necessárias, no mínimo, uma seção transversal a cada 10 km para representar o sistema adequadamente;
- a planície foi discretizada por células interligadas onde foi realizado o balanço hídrico vertical e a troca de fluxo entre planícies adjacentes. Para dimensionar as planície foram utilizadas como estimativas iniciais as dimensões indicadas em DNOS (1974) que depois foram ajustadas para que os volumes de ganhos e perdas estimados sejam representados adequadamente.

O esquema geral do sistema hidrológico do Pantanal é mostrado na Figura 5.37. No total, foram transformadas as 85 seções transversais observadas mediante interpolação em 900 seções transversais distanciadas a menos de 10 km uma da outra. Para a simulação foram empregados 453

trechos de rios simulados hidrodinamicamente, nos quais convergem as 71 bacias simuladas hidrológicamente. Os pontos em preto na Figura 5.37 indicam a posição das seções de controle da calibração e que correspondem aos exutórios de cada uma das 71 bacias simuladas hidrológicamente.

5.5.7 Discretização do sistema de corixos, lagoas e baias.

O modelo desenvolvido incorporou um conjunto de hipóteses sobre o funcionamento hidrológico-hidrodinâmico da região da planície de inundação do Pantanal. As hipóteses se baseiam na análise das informações obtidas no campo, no relatório do Departamento Nacional de Obras de Saneamento (DNOS, 1974), na estimativa da perda ou ganho lateral dos rios no Pantanal e nas imagens de satélites da região analisada. Essas hipóteses foram feitas por trechos e são descritas em detalhe no anexo F.

5.5.8 Definição de períodos de calibração e verificação

Para calibração do modelo hidrológico no Planalto foram utilizadas diferentes datas entre 1980 e 2000, indicadas no item 5.3.2 e no anexo F, para cada sub-bacia, em função da disponibilidade de dados. Para a calibração do Pantanal foi utilizado o período 1978-1979 por ser um dos períodos com menores falhas nos dados fluviométricos e pluviométricos disponíveis. Para verificação, pelos mesmos motivos, foi utilizado o período 1979-1980. Finalmente para simulação e análise do sistema como um todo (Planalto+Pantanal) foi escolhido o período 1968-2000, que é todo o período de dados com séries hidroclimáticas de qualidade mínimas indispensável para simulação disponíveis. No entanto, deve ser notado que no período 1968-2000 têm acontecido mudanças climáticas e de uso do solo na bacia (Collischonn, 2001), e alguns resultados podem estar superestimados ou subestimados.

5.5.9 Resultados da calibração no Pantanal.

Neste item são apresentados resultados da calibração do modelo MGB-HEC-RAS ao Pantanal da BAP. A Figura 5.38 mostra o ajuste da componente hidrodinâmica em São José do Piquiri, último posto de controle do rio Piquiri. Apesar da seção se encontrar a montante da confluência com o rio São Lourenço, a mesma pode receber águas deste rio durante a cheia, devido ao fato de existirem áreas de armazenamento (planícies inundáveis) que são comuns a ambos os rios. Estas áreas de armazenamento foram introduzidas na simulação hidrodinâmica, para melhor representar o sistema. O resultado é que a calibração apresentou resultado bastante bom, mostrando boa adequação tanto na cheia quanto na estiagem.

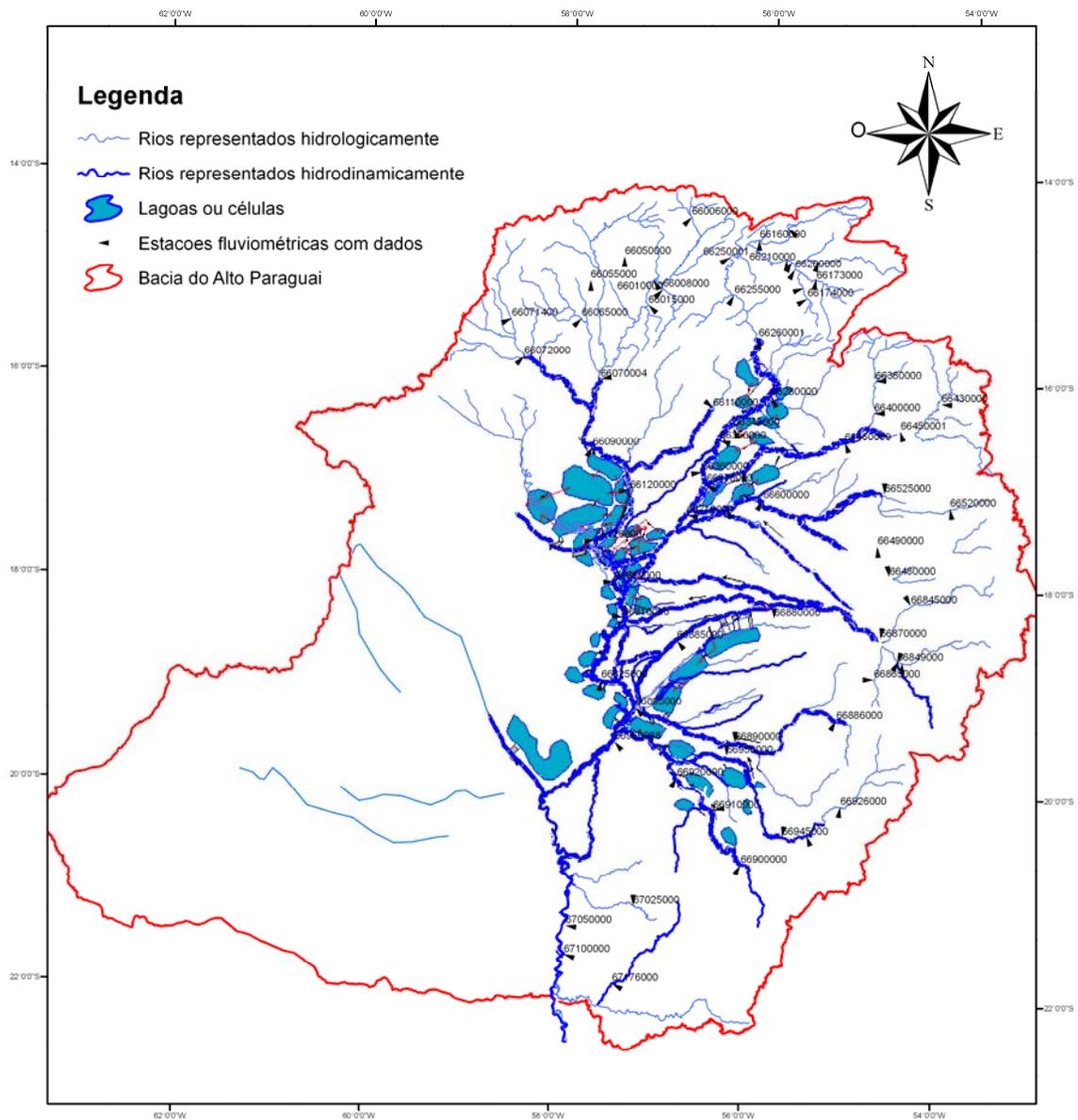


Figura 5.37. Esquema de simulação do sistema de corixos, lagoas e baias na Bacia do Alto Paraguai.

Os resultados da calibração com os dados de cota do posto de Ladário (668250000) são apresentados na Figura 5.39 e para Porto Murtinho (67100000) na Figura 5.40. Ambos postos se encontram na parte final da bacia e, portanto, os erros nos pontos intermediários se refletem muito claramente nestes locais. É possível observar nas figuras que os volumes e tempos dos hidrogramas são razoavelmente bem representados, embora existam problemas na estiagem simulada.

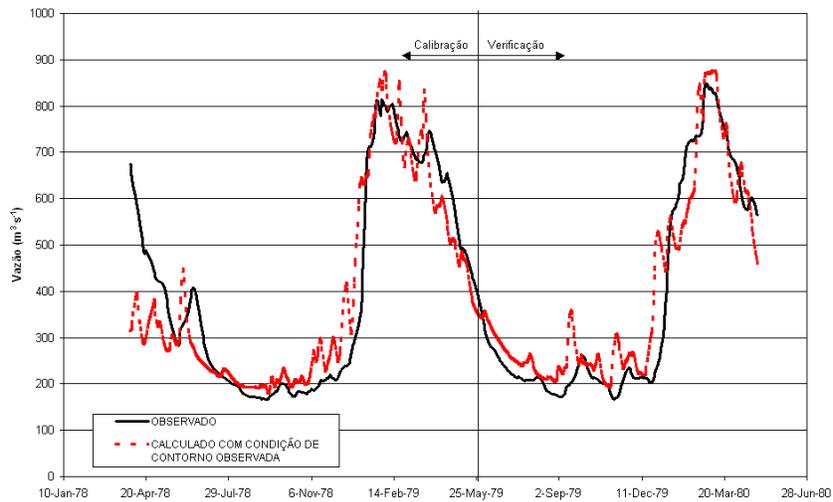


Figura 5.38. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em São José do Piquiri (66650000), usando os hidrogramas observados como condição de contorno.

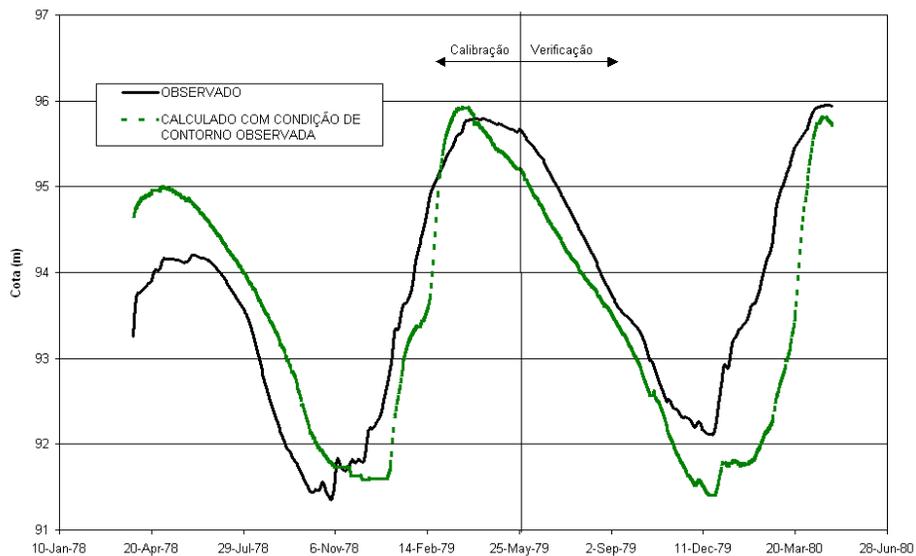


Figura 5.39. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo no Paraguai em Ladário (66825000), usando os hidrogramas calculados pela componente hidrológica do modelo como condição de contorno.

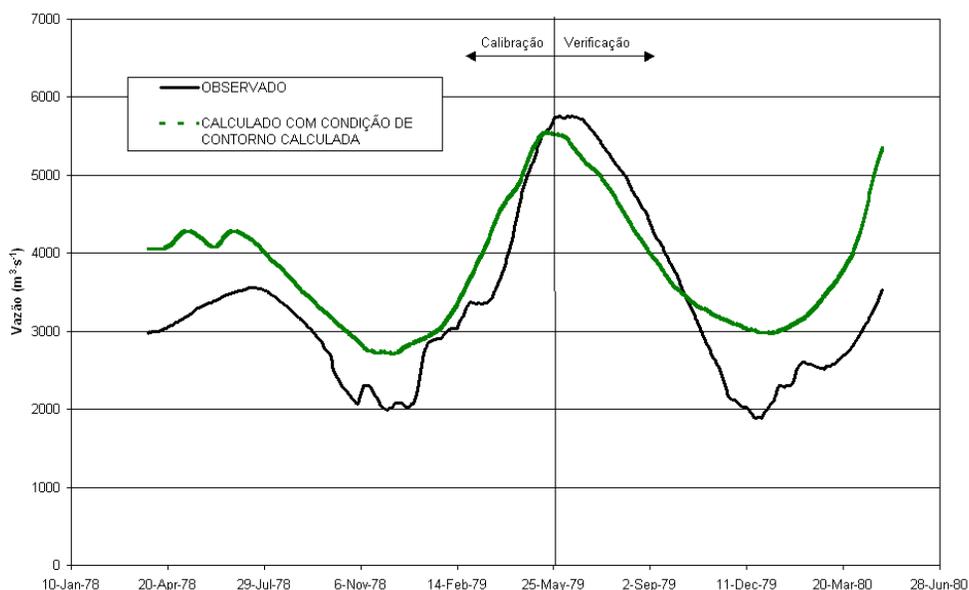


Figura 5.40. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo no rio Paraguai em Porto Murtinho (67100000), usando os hidrogramas calculados pela componente hidrológica do modelo como condição de contorno.

5.5.10 Resumo da performance obtida na calibração da modelagem hidrológica e hidrodinâmica

Os resultados apresentados em todas as bacias do Planalto mostram que o comportamento geral do hidrograma é razoavelmente bem ajustado. No entanto, a influência da escassez de dados pluviométricos foi percebida claramente em alguns casos de picos de vazão mal ajustados já que alguns eventos de chuva intensa ocorreram em áreas não monitoradas, resultando em picos de vazão que não podem ser reproduzidos pelo modelo. Infelizmente não é possível reverter este quadro na calibração dos parâmetros do modelo. Por exemplo, na bacia do rio Taquari, no período de agosto de 1980 a setembro de 1981 existe apenas um posto em funcionamento dentro da área da bacia de 9.300 km². O resultado é que o modelo alterna picos superestimados e subestimados, de forma aleatória.

Os padrões da OMM indicam que a rede de monitoramento está sub-dimensionada e que a necessidade de complementação de estações pluviométricas é muito superior do que a de estações fluviométricas. Este fato dificulta sobremaneira a elaboração e calibração de um modelo hidrológico – hidrodinâmico na bacia e a caracterização do balanço hídrico.

Destaca-se também a escassez de dados que permitam estimar a evapotranspiração, que é um variável fundamental na definição do balanço regional de água. A determinação do balanço de água é prejudicada porque há trechos de centenas de quilômetros ao longo do rio Paraguai e de seus afluentes em que não existe nenhum posto hidrometeorológico.

De acordo com os resultados do modelo, que são apenas reflexos das hipóteses consideradas na calibração, as regiões de solos litólicos são as principais geradoras de escoamento superficial. De esta forma, os resultados mostraram a importância da correta representação deste tipo de solo para a representação hidrológica da Bacia do Alto Paraguai.

Os resultados obtidos no Planalto influenciaram significativamente a simulação das vazões no Pantanal. Como os resultados da componente hidrológica alimentam a componente hidrodinâmica, pode ocorrer a propagação dos erros ao longo da simulação. Também prejudica a qualidade da simulação o fato de a calibração no Pantanal ser incompleta, principalmente pela falta de dados hidrometeorológicos na região da Bolívia e Paraguai. Apesar disso, o modelo teve grande sucesso para representar os ganhos e perdas de volume dentro da planície. Estes resultados comprovam a efetividade da análise feita a partir de dados estatísticos, e geram um grande avanço no conhecimento que se tem sobre o complexo sistema hidrológico da bacia do Alto Paraguai.

Alguns aspectos do modelo integrado de gerenciamento ainda têm espaço para evolução, em especial no que diz respeito à base de dados físicos. Há poucas seções medidas ao longo da calha dos rios principais o que gera alto grau de incerteza na modelagem, e que posteriormente é transferida para os termos das equações de Saint-Venant, fundamental na componente hidrodinâmica do modelo. Quando os dados de seções medidas estão disponíveis, há ainda o problema de falta de referencial altimétrico comum, que significa que, embora a topografia de cada seção possa ser considerada adequada, a não existência de uma cota conhecida com precisão onde possam ser amarradas as informações, diminui significativamente a utilidade das informações.

Devido às limitações da topografia utilizada na calibração, o modelo representa adequadamente as vazões mas não pode ser utilizado para a estimativa direta (leitura do resultado no próprio modelo) de níveis ou cotas de água. A estimativa de cotas pode ser realizada, de forma indireta, nos locais em que existe curva-chave, ao entrar com o valor da vazão no local para obter como resultado o valor da cota. O modelo também não pode ser utilizado para tarefas como análise do efeito de mudanças na declividade do fundo dos rios, pelas mesmas razões.

Durante a fase da calibração foi concluída a existência de um controle importante da vazão em Amolar. O efeito de remanso de Amolar controla o nível de água até 260 km a montante, ou seja, até a região da Ilha Taiamã no rio Paraguai e até a seção de Porto do Alegre no rio Cuiabá. Deve-se ressaltar que há um grau de incerteza quanto à distância real desta seção até a foz, no Paraguai, da mesma forma que não há seção medida nesse intervalo.

Em estudos anteriores sobre o Pantanal foram realizadas análises qualitativas sobre os subsistemas. Neste estudo avançou-se, permitindo analisar as tendências de fluxo entre a planície e o rio. Esta dinâmica, no entanto, pode alterar em função das alterações de leito que acontecem naturalmente ou influenciadas pelo homem.

5.6 Acoplamento dos modelos MGB e BRAMS

Para estabelecer um modelo de previsão completo para a Bacia do Alto Paraguai foi inicialmente considerado o estabelecimento de um modelo de interação bidirecional (ou two-way) entre o modelo hidrológico e o modelo meteorológico, principalmente devido aos testes desenvolvidos durante o ajuste do modelo BRAMS (item 5.2) que indicaram que o modelo é sensível a mudanças na distribuição espacial e temporal da umidade no solo e áreas alagadas.

No entanto, a escassez de informações na bacia, especialmente de topografia e de caracterização das áreas alagadas (já analisadas no item 5.3) não permitiu desenvolver um modelo hidrológico que atinja as necessidades do modelo BRAMS (área da planície de inundação corretamente representadas), embora o modelo hidrológico-hidrodinâmico proposto tenha atingido a habilidade necessária para previsão de vazões em diferentes locais da bacia (item 5.3).

Face aos condicionantes expostos, o modelo MGB e o modelo BRAMS foram acoplados unidirecionalmente, considerando os 4 cenários analisados durante o ajuste do modelo BRAMS, que, desta forma, permitirão avaliar os ganhos potenciais do acoplamento bidirecional de ambos os modelos quando as informações requeridas estejam disponíveis.

O modelo foi acoplado ao se transferir a chuva simulada pelo modelo meteorológico em cada ponto da grade (variável *precip*) do BRAMS acumulada a cada 24 horas, no mesmo horário em que são feitas as leituras da ANA). Os dados climáticos para alimentar o modelo hidrológico foram os dados observados nos postos da OMM na bacia, já que como demonstrado no item 5.2, é possível eliminar o viés das simulações destes dados com modelos estatísticos semelhantes ao Superconjunto (Diaz *et al*, 2006)

5.7 Avaliação da previsibilidade hidroclimática de curto prazo no Planalto.

Este item apresenta a comparação de algumas das metodologias existentes para previsão de vazões para horizonte de curto prazo. Serão analisados os modelos empíricos de regressão linear, ARMA, de ponderação da persistência e o modelo conceitual MGB. O modelo MGB foi utilizado em duas versões, nas sua forma padrão e acoplado com um modelo ARMA de correção dos erros da previsão. Estes modelos foram descritos no item 5.1.

A avaliação da previsibilidade de curto prazo foi realizada no rio Paraguai em Cáceres, no rio Cuiabá em Cuiabá e no rio Aquidauana em Aquidauana. Estes locais foram selecionados pela sua representatividade e importância na economia do Alto Paraguai.

Dada a extrema escassez de dados hidroclimáticos já discutida, um primeiro teste realizado consistiu na comparação entre os valores simulados a partir de dados de chuva observada nos pluviômetros da rede da ANA e aquela estimada a partir de informações do satélite TRMM. A

possibilidade de utilizar dados do TRMM para realizar previsão de vazões permitiria o desenvolvimento de um sistema de previsão de relativamente baixo custo na bacia.

Será depois analisada a previsibilidade com modelos empíricos baseados em vazões e níveis observados em locais a montante do posto observado (e no próprio posto) em tempos anteriores. Estes modelos serão comparados com a previsibilidade do modelo conceitual ajustado na bacia (MGB-HEC-RAS) utilizando chuva observada e chuva nula. Estes modelos são os que podem ser usados caso as previsões atmosféricas não estejam disponíveis.

A previsão hidrológica com chuva observada, em situações normais, indica a máxima eficiência teórica de um sistema de previsão, já que indica qual seria a habilidade do sistema em condições ideais para prever a vazão. Em termos práticos é utilizado para avaliar a destreza do modelo hidrológico na previsão de vazões em situações ideais. Na bacia do Alto Paraguai, a resposta dada por este tipo de simulação é seriamente afetada pela escassez de dados hidroclimáticos, de forma que serve como avaliação do modelo nas condições da rede hidrometeorológica atual.

A previsão com chuva nula é utilizada durante as cheias para conhecer a melhor situação mais otimista possível, ou seja, o que aconteceria no rio se não chovesse mais. Como as previsões têm incerteza, e, os organismos da defesa civil têm que tomar decisões considerando estas incertezas, este tipo de previsão pode ajudar no processo de tomada de decisão. Por exemplo, se acontece um evento de chuva durante a época de cheias nas cabeceiras da bacia, em locais onde existem poucos postos pluviométricos. Dada a incerteza na chuva, existem dúvidas sobre as áreas a serem alagadas nas cidades a jusante. Com o uso do modelo alimentado com chuva nula poderiam delimitar-se as áreas obrigatoriamente a serem desalojadas, e áreas onde deveria monitorar-se com mais cuidados a evolução do fenômeno.

Finalmente serão analisados os resultados com o modelo conceitual alimentado com as previsões meteorológicas do BRAMS. Este tipo de simulação constitui o verdadeiro modelo hidroclimático da bacia. Serão analisados os resultados das previsões para os cenários com a configuração padrão do BRAMS (BASE) e com a representação explícita do Pantanal (PANT_HUM). Desta forma será analisado o ganho na previsão hidroclimática com a incorporação das áreas alagadas do Pantanal em um futuro modelo hidroclimático com acoplamento bi-direcional.

5.7.1 Estatísticas de avaliação

Para avaliar a qualidade da previsão será utilizado o coeficiente Nash-Shutcliffe (denominado aqui R2), que mede a melhora do modelo proposto sobre o valor médio histórico. Este coeficiente já foi discutido no item 4.6.

Também será utilizado um modelo simples que consiste em considerar que a vazão do dia previsto é igual à vazão do dia atual ou último dia com dados. Esta previsão é denominada de previsão por persistência e pode ter um erro relativamente pequeno quando a antecedência é curta, mas serve basicamente como termo de comparação com os outros métodos. A relação entre o método de previsão proposto e o método de referência, que é a previsão por persistência, é dada pelo coeficiente de avaliação Rd (Kitanidis e Bras, 1980).

$$Rd = 1 - \frac{\sum (H_{OBS(t)} - H_{CALC(t)})^2}{\sum (H_{OBS(t)} - H_{OBS_{YB}})^2} \quad (2)$$

onde $H_{obs(t)}$ e $H_{calc(t)}$ são os valores observados e calculados no tempo t ; $H_{OBS_{YB}}$ é o valor observado no último dia com dados disponíveis.

O valor do coeficiente Rd varia entre $-\infty$ e 1. Quando o coeficiente RD é igual a 1, a previsão é perfeita. Quando o coeficiente Rd é maior do que zero a previsão com o modelo proposto é melhor do que a previsão por persistência. Quando o coeficiente Rd é negativo, a previsão é pior do que a previsão por persistência e o método de previsão proposto deve ser desconsiderado.

Na prática operacional uma previsão de vazão é uma estimativa de como será o hidrograma para os próximos intervalos de tempo, até completar o horizonte total da previsão, conforme apresentado na Figura 5.41. Na Figura 5.41 observa-se que a linha em vermelho, que representa a previsão, inicia relativamente próxima da vazão observada para antecedências curtas, e vai se afastando a medida que avança a antecedência. Para a avaliação do desempenho de um método de previsão pode-se analisar outro tipo de gráfico, que representa todas as previsões feitas com 1, 2, 3 ... dias de antecedência (ou dias de integração do modelo), como mostrado no exemplo da Figura 5.42.

Na Figura 5.42 observa-se que o hidrograma das vazões previstas com 1 dia de antecedência é muito mais próximo do hidrograma observado do que o das vazões previstas com 7 dias de antecedência. Esta deterioração da qualidade da previsão com a antecedência reflete o que pode ser observado na figura anterior e pode ser melhor avaliada em termos das estatísticas, como as médias dos erros absolutos, o desvio padrão ou o coeficiente Rd.

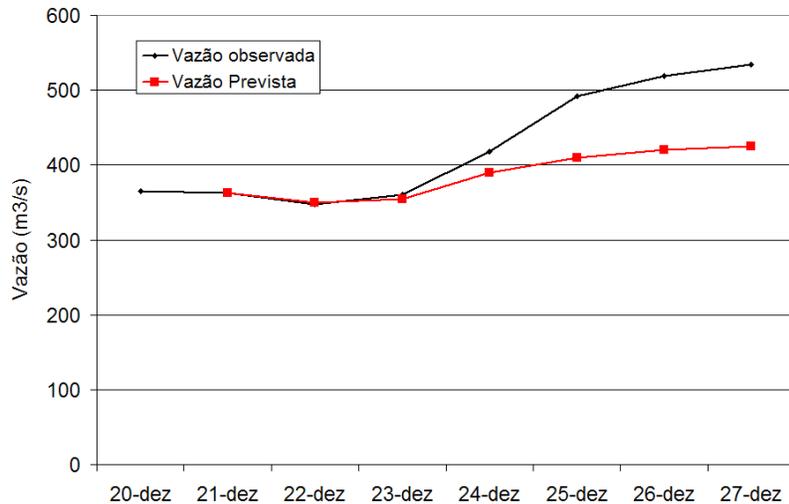


Figura 5.41: Exemplo de previsão de vazão (linha vermelha) iniciada no dia 20 de dezembro, com antecedência de 1 a 7 dias (horizonte de 7 dias).

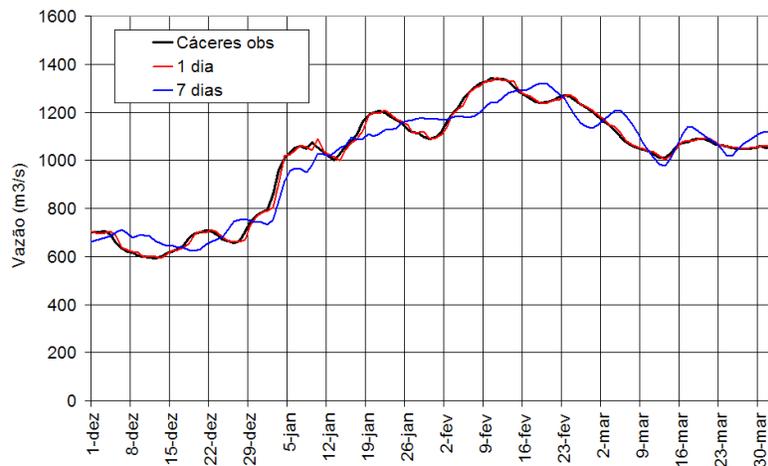


Figura 5.42. Exemplo de avaliação gráfica das previsões realizadas com 1 dia (linha vermelha) e com 7 dias (linha azul) de antecedência, com relação à vazão observada (linha preta) para a vazão em Cáceres, no período de dezembro de 1996 a março de 1997.

5.7.2 Resultados da simulação no rio Paraguai em Cáceres

A cidade de Cáceres está localizada junto ao rio Paraguai e corresponde, aproximadamente, ao local em que o rio Paraguai começa a penetrar na planície pantaneira. A cidade está relativamente protegida das cheias do rio Paraguai porque está situada na margem esquerda, em um local mais alto do que a planície da margem direita. Entretanto, o conhecimento antecipado das vazões, especialmente no período chuvoso, pode ser útil para as atividades turísticas e de navegação, além da própria utilidade para alerta de inundações.

Comparação entre simulação com chuva medida nos pluviômetros e estimada pelo satélite

TRMM: Um primeiro teste realizado consiste em utilizar dados de chuva observada em

pluviômetros e estimada pelo satélite TRMM para estimar vazão em Cáceres, e comparar com os valores observados no local (Figura 5.43).

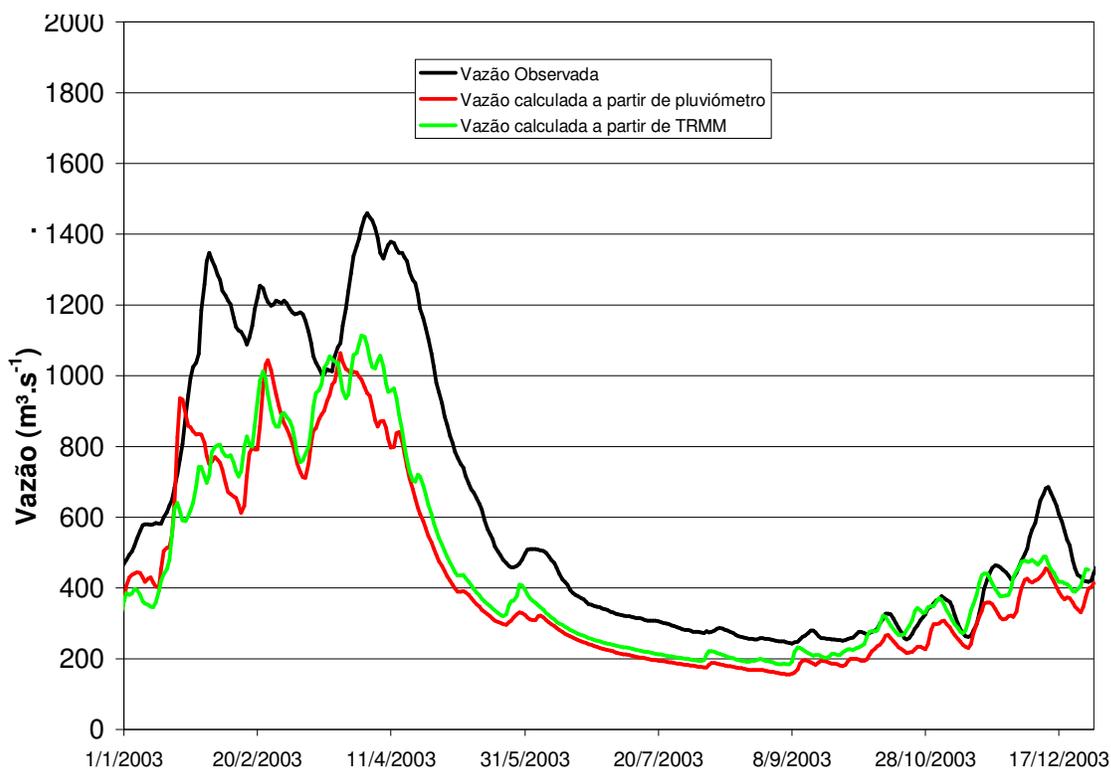


Figura 5.43. Resultados da simulação do rio Paraguai em Cáceres (6607004) utilizando chuva observada em pluviômetros e estimada pelo satélite TRMM.

Os resultados apresentados correspondem aos estimados a partir de simulação chuva-vazão com os parâmetros do modelo calibrados conforme item 5.3.2 utilizando umidade inicial do solo de 70% em janeiro de 2000 e integrando a simulação até dezembro de 2003. Na Figura 5.43 observa-se que embora a simulação no período considerado não tenha conseguido representar corretamente as vazões no local, os valores obtidos a partir de estimativas do TRMM são equivalentes às obtidas a partir de dados de pluviômetros. Este fato permite considerar que a rede de pluviômetros da ANA e os dados estimados a partir do TRMM são equivalentes.

Diversos motivos podem ser apontados para o erro na simulação, entre o que se destacam, mudanças na rede de corixos, vazantes e baías da região que modificam o fluxo principal; necessidade de utilização de modelos hidrodinâmicos para representar o trecho, especialmente reforçado pelo deslocamento dos picos de cheia e seca, e o “achatamento” do hidrograma; significativa mudança no sistema de cultivo para cultivo direto, que gera em média 20% a mais de vazão.

Resultados com chuva observada e nula nos modelos empíricos e conceituais: Neste item serão comparadas as previsões no rio Paraguai em Cáceres utilizando os modelos:

- empíricos:

- de propagação por ponderação da persistência baseado nos valores observados em Barra do Bugres e no próprio Cáceres em intervalo de tempos anteriores;
- ARMA baseado nos valores anteriores em Cáceres
- modelo conceitual MGB
 - na forma padrão, alimentado com chuva nula e observada;
 - com correção dos erros na previsão com um modelo ARMA (combinação dos modelos conceituais e empíricos anteriores, vide item 5.1 para maiores detalhes).

As previsões foram realizadas para antecedências de 1 a 7 dias. Obviamente, como em qualquer outro tipo de previsão, sempre há um erro envolvido na previsão de vazão e a tendência deste erro é crescer com o tempo. Assim, as previsões com um ou dois dias de antecedência são mais precisas e corretas do que as de 7 dias de antecedência.

A Figura 5.44 apresenta os valores médios dos erros absolutos no período de 01/01/1996 a 30/06/1998 para os diferentes métodos de previsão analisados e diferentes antecedências com chuva observada e chuva nula. As colunas vermelhas indicam o erro da previsão por persistência. A cor rosa indica as previsões do modelo ARMA. As demais cores indicam simulações com o modelo MGB com diferentes configurações: cor amarela indica a previsão considerando chuva nula durante o horizonte de previsão; cor azul clara indica as previsões baseadas na chuva observada durante o horizonte de previsão; cor azul escura indica as previsões do modelo considerando chuva nula e com correção dos erros usando um modelo estocástico ARMA; cor verde indica as previsões realizadas com base na chuva observada e corrigidas com o modelo estocástico ARMA.

Em termos gerais, o erro médio das previsões por persistência é de cerca de $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para o horizonte de 1 dia., mas cresce para mais de $60 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para o horizonte de 7 dias. O modelo MGB na sua forma padrão apresenta resultados com maiores erros que os modelos empíricos. No entanto, da análise da Figura 5.44 é possível concluir que com o modelo hidrológico aliado ao modelo estocástico de correção das previsões é possível obter previsões melhores do que as previsões com os modelos empíricos (modelos de previsão por ponderação da persistência e ARMA) em todas as antecedências.

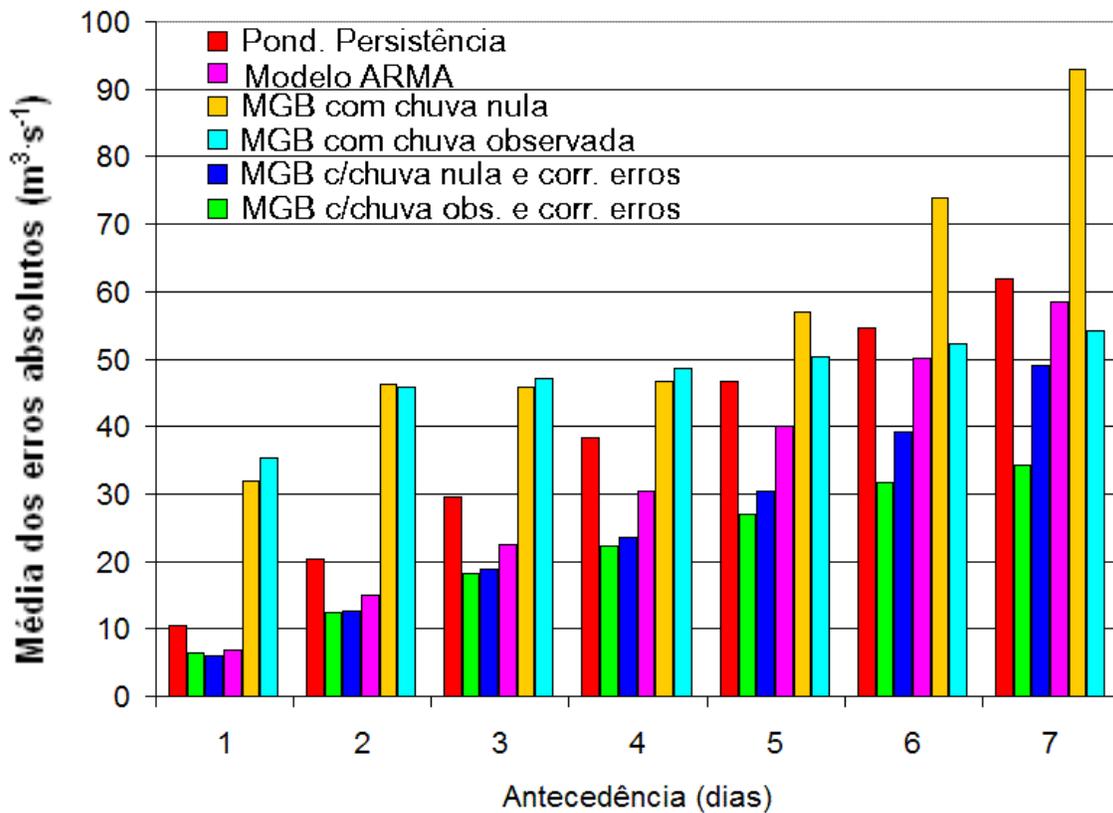


Figura 5.44. Médias dos erros absolutos de previsão utilizando diferentes modelos com antecedência de 1 a 7 dias no rio Paraguai em Cáceres.

Para a antecedência de 1 a 2 dias não há, a priori, um benefício muito claro na inclusão de boas previsões de chuva, como se pode observar pela semelhança entre os erros indicados pelas previsões com chuva observada (previsão considerada “*perfeita*”) e previsão com chuva nula. Isto se deve ao fato de que a vazão observada com esta antecedência ser basicamente resultado da água que já se encontra na bacia. A partir da antecedência de 3 dias, entretanto, o erro de previsão utilizando a chuva observada é inferior e a diferença tende a aumentar até o sétimo dia de antecedência.

A Figura 5.45 apresenta os mesmos resultados, porém analisados através do coeficiente R_d . Esta figura permite avaliar a vantagem do uso da previsão em vez de simplesmente considerar o último valor observado no local. Observa-se que as previsões de vazão baseadas no modelo hidrológico com correção estatística de erros tem R_d positivo para todas as antecedências analisadas e são superiores às previsões obtidas com o modelo empírico de diferenças. A utilização das chuvas observadas, como se fossem previsões de chuva, leva a resultados muito bons, com R_d alto e crescente mesmo para antecedências de 1 semana. Isso demonstra que boas previsões de chuva poderiam contribuir para obter melhores previsões de vazão para antecedências de 4 a 7 dias.

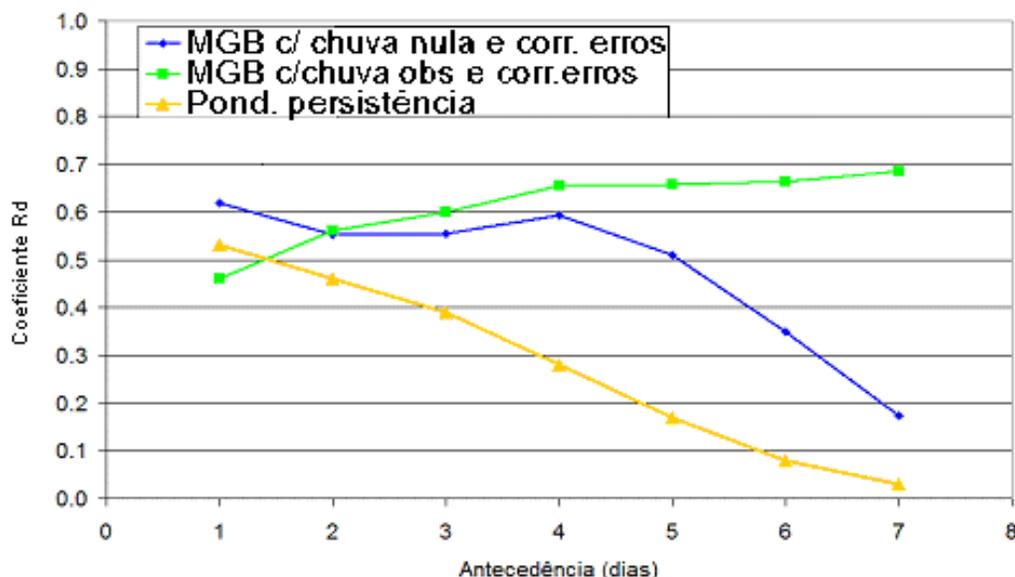


Figura 5.45: Coeficiente Rd das previsões com antecedência de 1 a 7 dias no rio Paraguai em Cáceres (linha verde: modelo hidrológico com chuva observada e com correção estocástica dos erros; linha azul: modelo hidrológico com chuva zero e com correção estocástica dos erros; linha laranja: modelo empírico de diferenças de vazão entre Barra do Bugres e Cáceres).

Resultados com chuva prevista: A análise dos resultados da calibração do modelo mostrou que o comportamento do hidrograma é significativamente melhor simulado na época seca. Outros autores (Allasia (2005); Silva (2005); Collischonn *et. al.* (2007) mostraram que as previsões para a época seca são melhores que na época úmida independentemente da fonte da chuva (observada ou nula, podendo considerar-se a previsão como muito boa), Por esta razão, a análise dos resultados se centrará na época úmida (janeiro a março de 2003).

Na Figura 5.46 é apresentada a previsão no rio Paraguai em Cáceres, utilizando modelo MGB e chuva prevista no BRAMS para o cenário PANT_HUM com antecedências de 1 a 7 dias. Na Figura 5.46 observam-se os mesmos problemas discutidos na comparação entre a simulação com chuva observada com dados obtidos da pluviômetros da ANA e satélite TRMM (erros na representação de alguns picos). Entretanto, nas simulações do modelo MGB com o sistema de correção de erros mediante o modelo ARMA as vazões resultam mais próximas as reais.

Na Figura 5.47 são apresentados os valores do coeficiente R^2 para simulações com o modelo MGB forçado com dados estimados a partir do satélite TRMM e chuva prevista para os diferentes cenários com e sem representação explícita do Pantanal.

Os cenários de chuva prevista (BASE e PANT_HUM) tiveram um desempenho similar entre eles que pode ser considerado como muito bom já que superaram a partir do terceiro dia os valores estimados com chuva observada (denominada “previsão perfeita”). Isso é facilmente explicável já que a partir do terceiro dia a vazão deixa de ser consequência da água que já se encontra na bacia e passa a ser controlada pela chuva. Como a rede de pluviômetros na bacia é muito pobre, e não

conseguir caracterizar adequadamente as chuvas existentes, as vazões simuladas a partir de chuva observada são de pior qualidade que as previstas pelo modelo meteorológico.

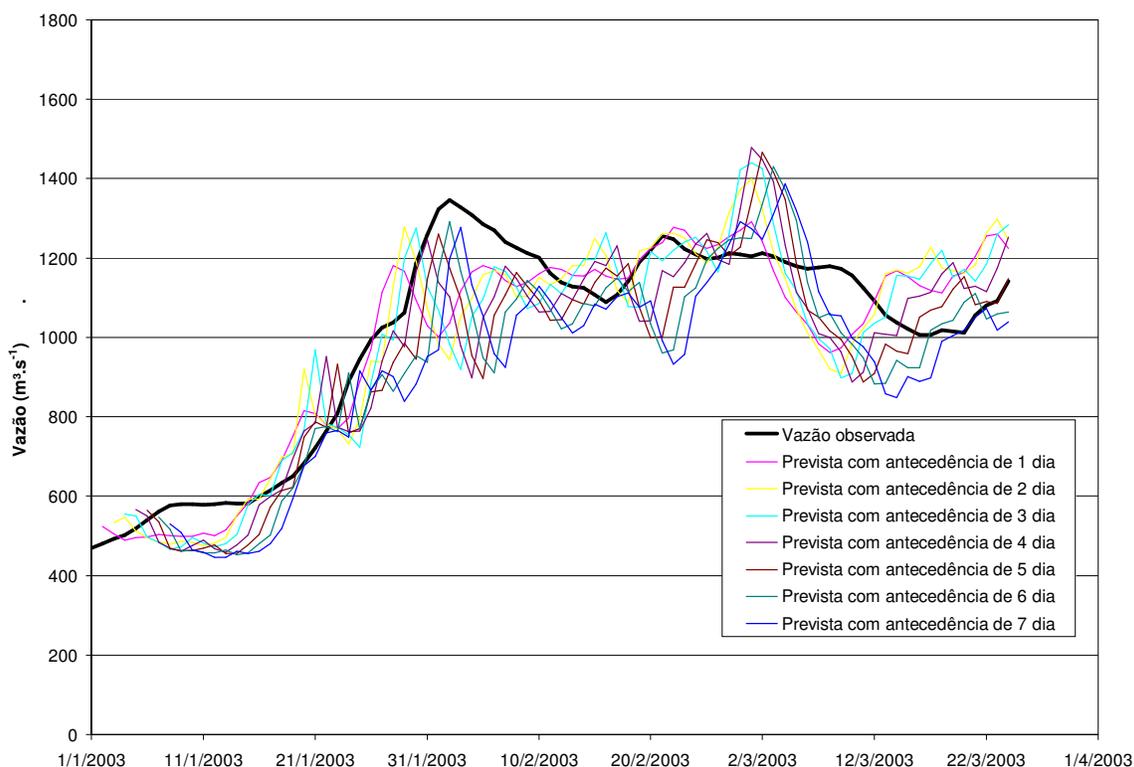


Figura 5.46. Previsão no rio Paraguai em Cáceres, utilizando modelo MGB e chuva prevista no BRAMS para o cenário PANT_HUM.

Na comparação com o modelo alternativo de utilizar o último valor observado como valor previsto, todos os modelos tiveram um pior desempenho que no período analisado sem chuva prevista (1996-1998), refletindo o fraco desempenho do modelo no ano de 2003. Para o cenário com chuva nula, o coeficiente R_d resultou menor do que 0 para todas as antecedências (no período de 1996-1998 variou entre 0,2 e 0,6), indicando que o modelo alternativo, da utilização do último valor observado resultou melhor que a utilização do modelo hidroclimático no período úmido de 2003. Os cenários de chuva observada e base apresentaram valores positivos, embora muito baixos (0,05-0,10) para compensar a implantação econômica de um sistema de previsão baseado nestas características. Já, para o cenário PANT_HUM os valores foram 20% melhores que simplesmente prever o a repetição do último valor observado, indicando, que um sistema de previsão baseado nestas características tem grande potencial de aplicação. O uso do acoplamento de modelo meteorológico e atmosférico tem capacidade de ser utilizado para investigação do funcionamento do Pantanal, já que a melhor caracterização da chuva que a possível com dados observados permite um melhor entendimento dos processos na bacia..

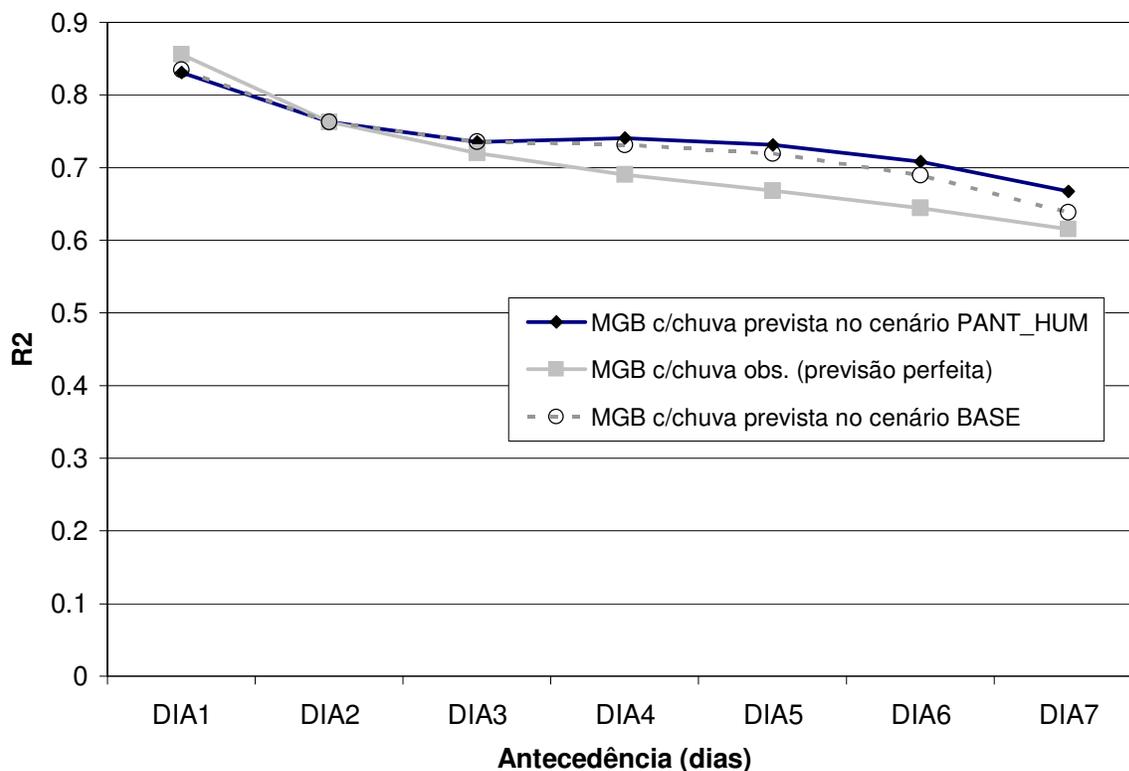


Figura 5.47: Coeficiente R2 das previsões com antecedência de 1 a 7 dias no rio Paraguai em Cáceres , utilizando modelo MGB e chuva prevista no BRAMS para diferentes cenários.

As vazões previstas poderiam ser transformadas em cotas e em estimativas de área inundada nas cidades, com base na curva-chave do posto fluviométrico e em mapas topográficos detalhados do perímetro urbano. É evidente que a efetiva utilização do modelo para previsão dependerá da existência de um sistema de coleta e transmissão de dados em tempo real dos dados de vazão que permitam atualizar o estado do modelo, já que a chuva poderá ser obtida do satélite TRMM.

5.7.3 Previsões de cheia na bacia do Alto Cuiabá até Cuiabá

A cidade de Cuiabá está localizada junto ao rio homônimo, na região em que o rio Cuiabá começa a penetrar na Planície Pantaneira. Partes da cidade de Cuiabá, bem como uma extensa área do município de Várzea Grande, localizado no lado oposto do rio sofrem com inundações. A previsão de cheias e o alerta da população seriam úteis para minimizar os prejuízos decorrentes destas inundações.

A montante deste local em 1998 começou a funcionar a Barragem do Manso, não considerada neste estudo por falta de dados. A barragem mencionada tem capacidade de regulação interanual, amortecendo picos e liberando mais vazão na época seca, o que efetivamente impacta na qualidade dos resultados apresentados. No entanto, dada a importância de Cuiabá como pólo de

desenvolvimento da região, será investigada a previsibilidade no local com o modelo existente para datas anteriores ao funcionamento da barragem.

Comparação entre simulação com chuva medida nos pluviômetros e estimada pelo satélite

TRMM: No rio Cuiabá em Cuiabá também foi avaliado a diferença nas vazões estimadas pelo modelo MGB quando utilizados dados de chuva observada em pluviômetros e estimada pelo satélite TRMM (Figura 5.48). Os resultados apresentados tem as mesmas características que os apresentados em Cáceres (item 5.5.2), onde também a simulação no período considerado não representou corretamente as vazões no local. No entanto, foi possível comprovar que os valores obtidos a partir de estimativas do TRMM são equivalentes as obtidas a partir de dados de pluviômetros, alternando-se ciclos em que a chuva de pluviômetro e a chuva estimada pelo TRMM conseguem representar certos picos de cheia ou seca, indicando que também neste local existem sérios problemas com a medição da chuva. As diferenças encontradas entre a simulação e os valores observados podem ser explicados pela existência da barragem do Manso.

Resultados com chuva observada e nula: As previsões obtidas utilizando o modelo conceitual MGB foram comparadas às previsões obtidas com os modelos empíricos de ponderação da persistência o um modelo baseado na regressão linear da vazão. Os modelos empíricos consideraram como preditores os valores Rosário Oeste e em Cuiabá em intervalos de tempo anteriores

Foram utilizadas novamente duas formas de previsão com o modelo hidrológico. Na primeira considerou-se apenas a chuva ocorrida até o início da previsão. A partir deste momento considerou-se que a chuva era nula em toda a bacia. A segunda forma de previsão utilizou os dados de chuva observada em todo o período de previsão

A Figura 5.49 apresenta as previsões de 1 dia realizadas com o modelo hidrológico considerando chuva nula a partir do início da previsão e as previsões obtidas com o modelo de regressão linear. Observa-se que os dois métodos têm desempenho similar, neste caso. Resultados similares foram obtidos com o modelo de ponderação da persistência (não mostrado)

A partir de antecedências maiores do que dois dias, entretanto, o desempenho desses modelos tende a cair e existem vantagens consideráveis em contar com boas previsões de chuva. Como em Cuiabá não se conta com previsões de chuva, como já mencionado, serão avaliadas as previsões com o modelo MGB alimentado com chuva observada e nula e comparados os resultados com os modelos empíricos. A Figura 5.50 apresenta um gráfico da evolução dos valores médios dos erros absolutos

para as três formas de previsão avaliadas com a antecedência e a Figura 5.51 apresenta o comportamento do coeficiente Rd.

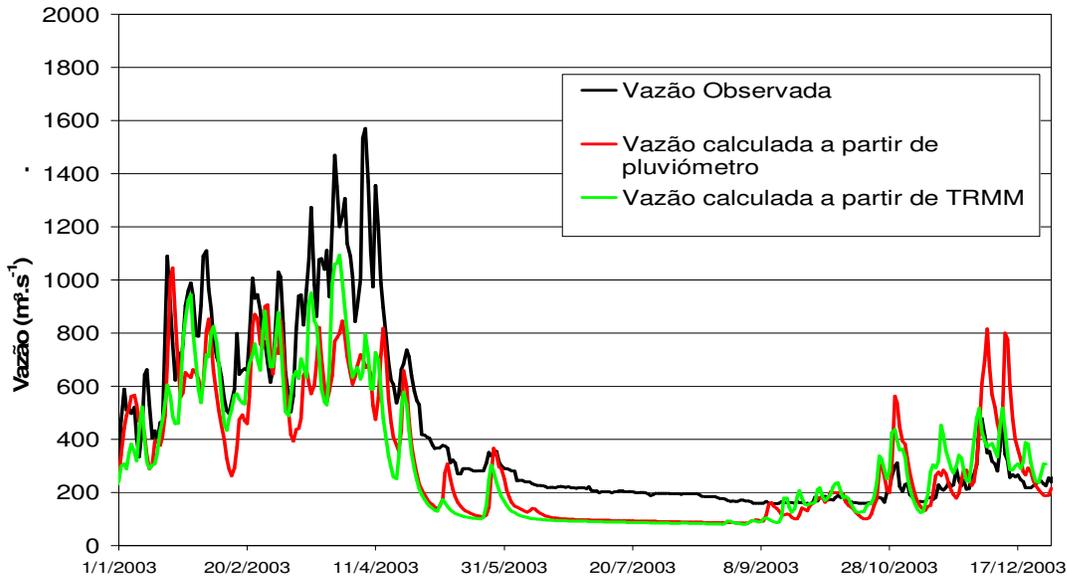


Figura 5.48. Resultados da simulação do rio Cuiabá em Cuiabá (66260001) utilizando chuva observada em pluviômetros e estimada pelo satélite TRMM.

Observa-se que até dois dias de antecedência o desempenho dos modelos é semelhante, entretanto, a partir deste ponto, o desempenho das previsões obtidas utilizando a chuva observada para alimentar o modelo hidrológico é bastante superior. Isto indica que num horizonte mais longo de previsão seria necessário contar com previsões de chuva para obter boas previsões de vazão.

É importante destacar, também, que a bacia do rio Cuiabá tende a gerar cheias rápidas, situação em que seria mais adequado adaptar os modelos de previsão para cálculos com incremento de tempo horário, o que não foi possível ainda por causa dos dados, que estão disponíveis apenas em intervalo de tempo diário.

Resultados com chuva prevista: Não pode avaliar-se a previsibilidade em Cuiabá utilizando chuva prevista porquanto os dados para efetuar previsão meteorológica disponíveis são sempre posteriores à existência da Barragem do Manso.

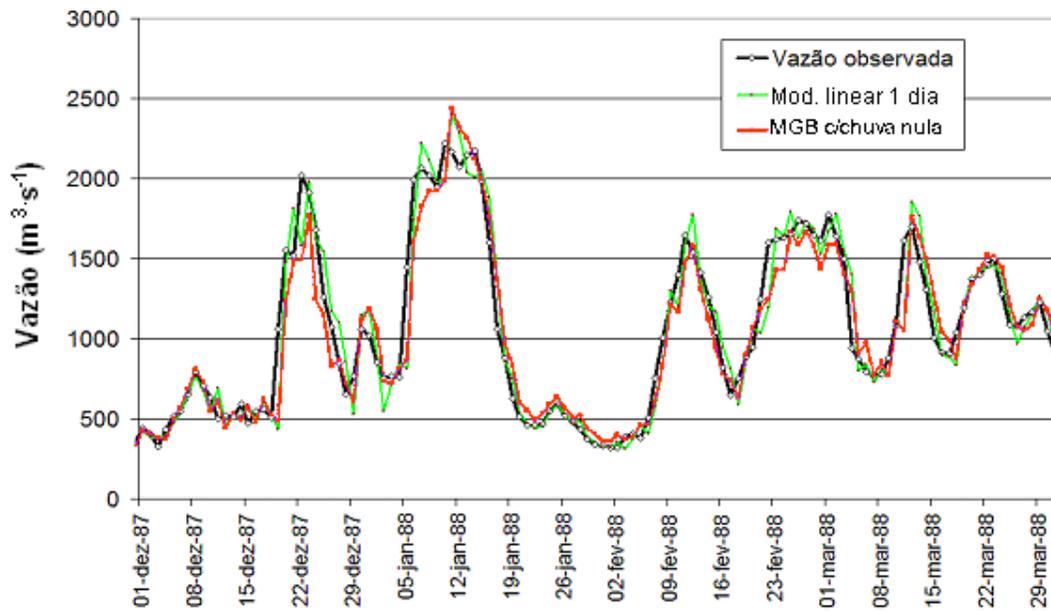


Figura 5.49: Vazões previstas com 1 dia de antecedência no rio Cuiabá, em Cuiabá, utilizando o modelo hidrológico com chuva nula a partir do início da previsão e utilizando o modelo linear de diferenças.

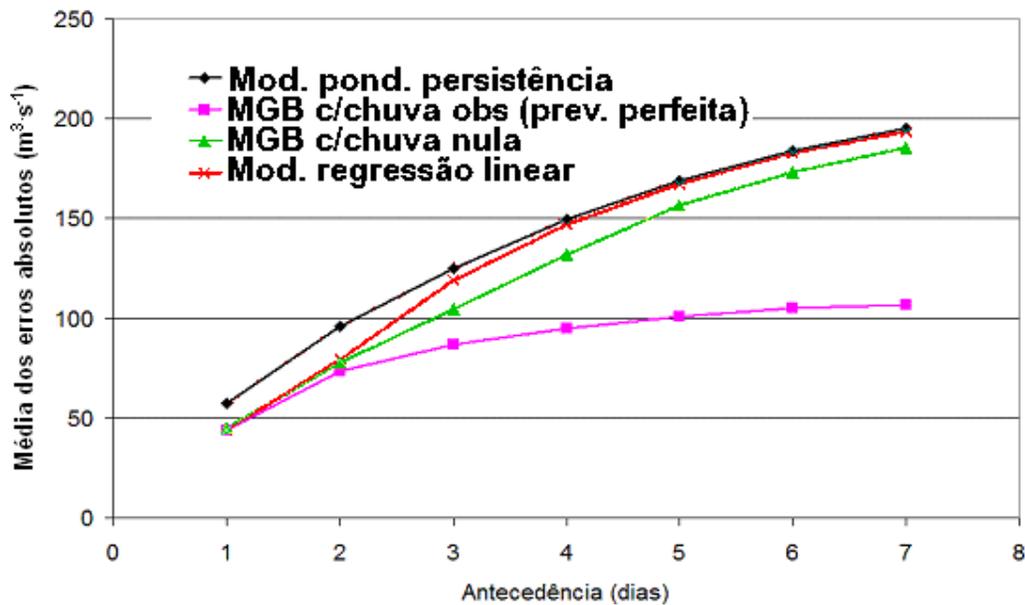


Figura 5.50: Média dos erros absolutos das previsões de vazão do rio Cuiabá em Cuiabá (linha preta: previsão por persistência; linha azul: previsão com o modelo linear de diferenças; linha amarela: previsão com o modelo hidrológico considerando chuva nula; linha rosa: previsão com o modelo hidrológico considerando a chuva conhecida).

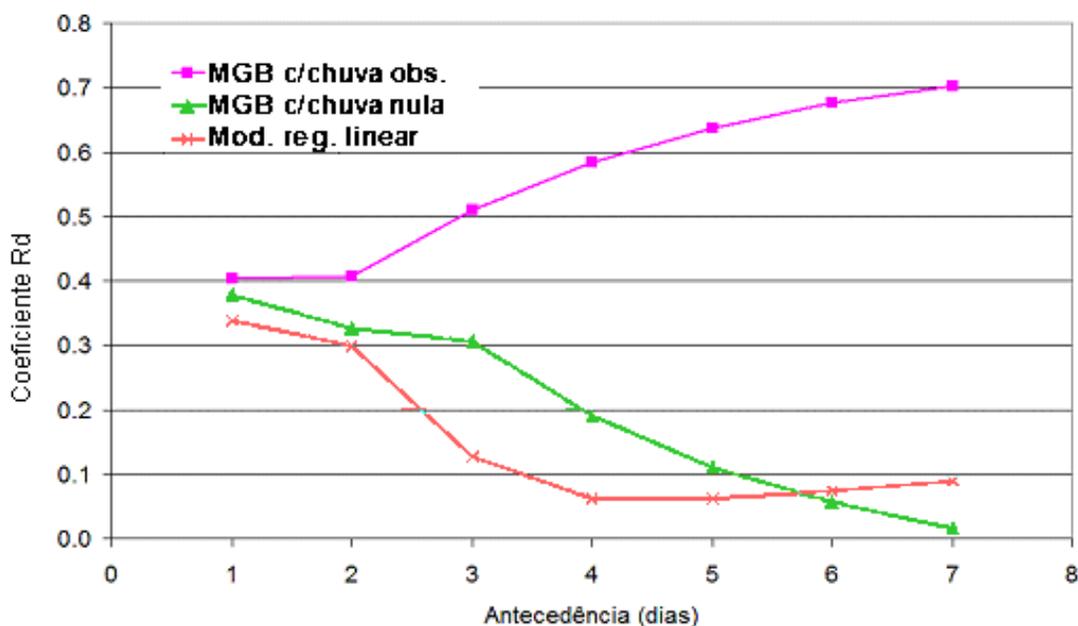


Figura 5.51: Coeficiente Rd das previsões de vazão no rio Cuiabá em Cuiabá (linha azul: previsão com o modelo linear de diferenças; linha amarela: previsão com o modelo hidrológico considerando chuva nula; linha rosa: previsão com o modelo hidrológico considerando a chuva conhecida).

5.7.4 Previsões de cheia na bacia do rio Aquidauana até Aquidauana

A cidade de Aquidauana está localizada junto ao rio Aquidauana e corresponde, aproximadamente, ao local em que esse rio começa a penetrar na planície pantaneira.

Comparação entre simulação com chuva medida nos pluviômetros e estimada pelo satélite

TRMM: os resultados nas vazões estimadas pelo modelo MGB quando utilizados dados de chuva observada em pluviômetros e estimada pelo satélite TRMM (Figura 5.52) mostram que a chuva estimada pelo satélite TRMM apresenta uma qualidade superior a chuva obtida da rede de pluviômetros da ANA. O resultado era esperado, já que durante a fase de calibração do modelo, e em uma visita de campo aos pluviômetros da bacia, foram identificados sérios problemas nos dados hidrológicos da região.

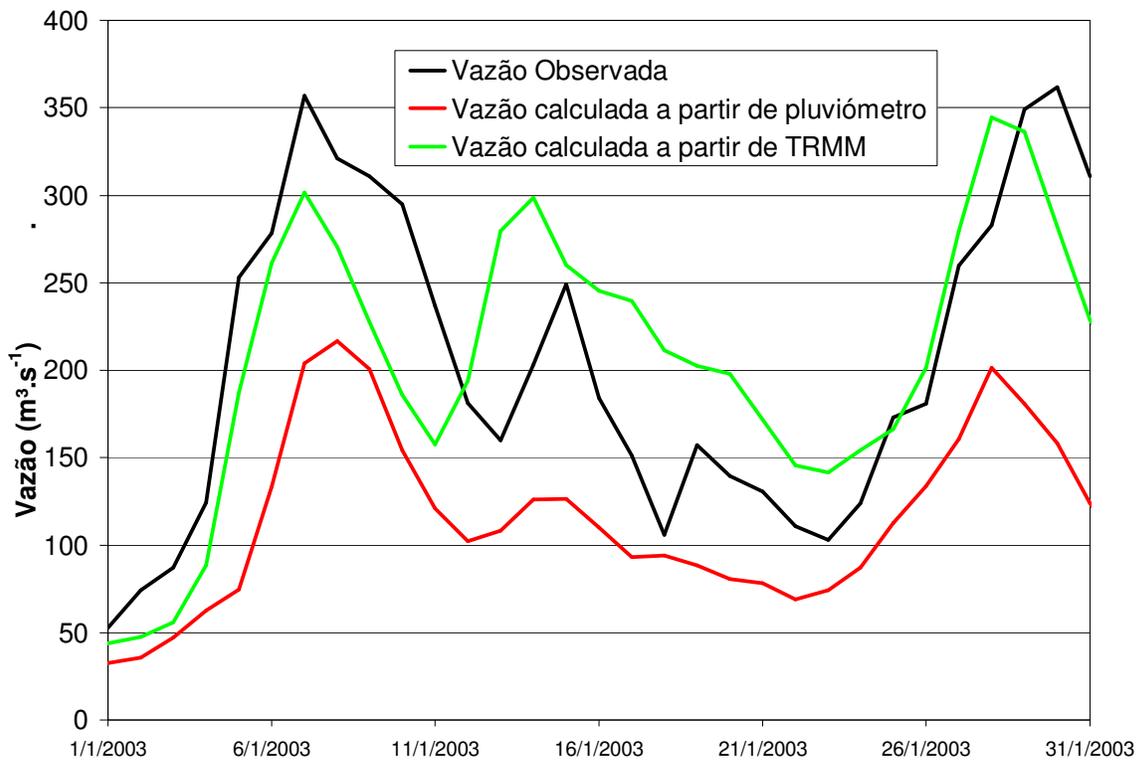


Figura 5.52. Resultados da simulação do rio Aquidauana em Aquidauana (66945000) utilizando chuva observada em pluviômetros e estimada pelo satélite TRMM.

Resultados com chuva observada e nula nos modelos empíricos e conceituais: No rio Aquidauana em Aquidauana foram testadas os mesmos modelos utilizados em Cuiabá para previsões com chuva observada e nula.

A configuração adotada no modelo linear de diferenças foi utilizando os dados de entrada em Ponte do Grego e Palmeiras para obter as saídas em Aquidauana. Esta configuração apresenta excelentes resultados porque os postos Ponte do Grego e Palmeiras controlam a maior parte da vazão que chega a Aquidauana. A distância destes postos até a cidade de Aquidauana também é grande, o suficiente para permitir boas previsões, uma vez que o tempo de deslocamento das ondas de cheia é maior do que 1 dia. A Figura 5.53 apresenta uma série de previsões do modelo linear de diferenças com 1 dia de antecedência, no período de dezembro de 1995 a maio de 1996.

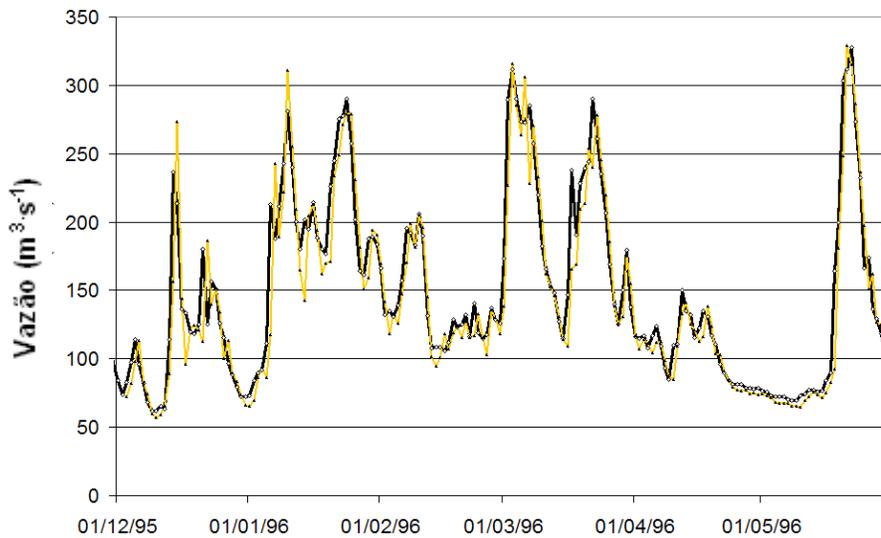


Figura 5.53: Previsões de vazão com o modelo linear de diferenças no rio Aquidauana em Aquidauana, com antecedência de 1 dia.

Para antecedências mais longas, entretanto, o modelo linear de diferenças não tem um desempenho satisfatório, uma vez que está baseado apenas na vazão que já está na calha principal do rio, nos postos de montante e tem como limite teórico de horizonte de previsão o tempo de propagação das cheias entre os postos fluviométricos utilizados na previsão.

A Figura 5.54 apresenta a mesma série com as previsões obtidas com o modelo hidrológico considerando chuva nula a partir do início da previsão.

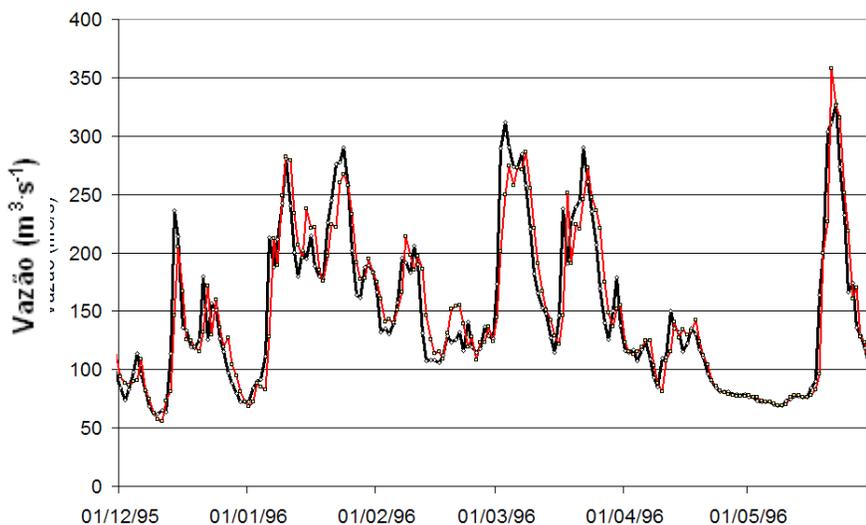


Figura 5.54: Previsões de vazão com o modelo hidrológico considerando chuva nula no período de previsão no rio Aquidauana em Aquidauana, com antecedência de 1 dia.

A Figura 5.55 apresenta os valores médios dos erros absolutos dos diversos métodos de previsão testados e para as antecedências de 1 a 7 dias. Observa-se que para antecedências curtas todos os

modelos têm o mesmo desempenho (menos de 2 dias) com erros médios absolutos de pouco mais de $10 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. A partir de dois dias de antecedência a inclusão da informação da chuva melhora a qualidade dos resultados. Na Figura 5.56 se observam os resultados da avaliação da previsibilidade utilizando o coeficiente Rd.

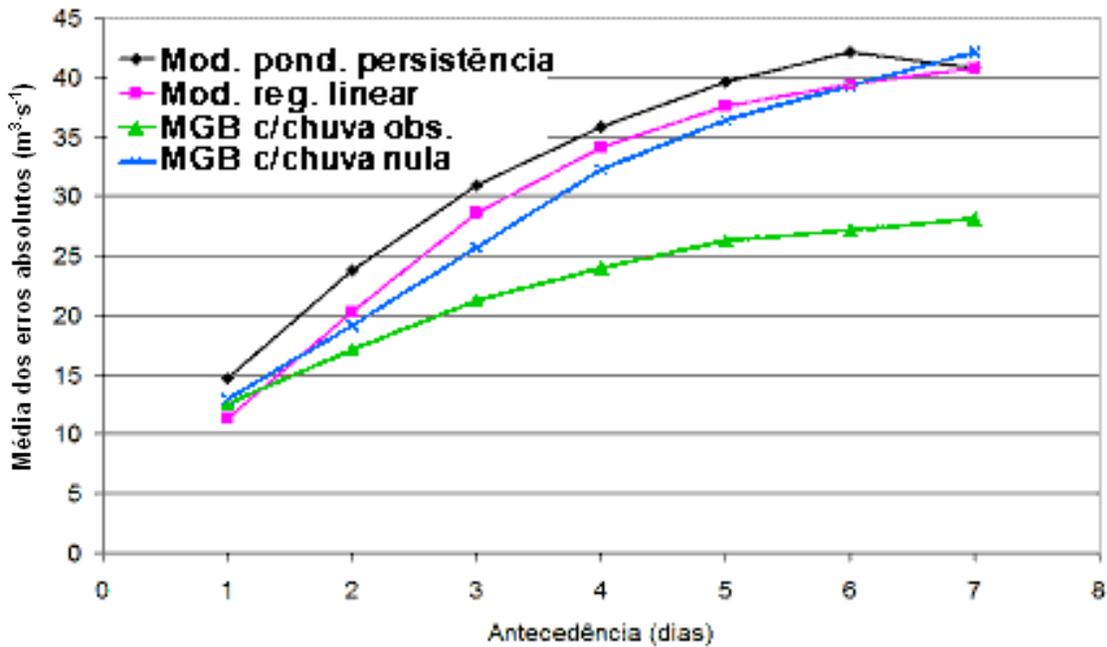


Figura 5.55: Média dos erros absolutos das previsões de vazão do rio Aquidauana em Aquidauana (linha preta: previsão por persistência; linha rosa: previsão com o modelo linear de diferenças; linha azul: previsão com o modelo hidrológico considerando chuva nula; linha amarela: previsão com o modelo hidrológico considerando a chuva conhecida).

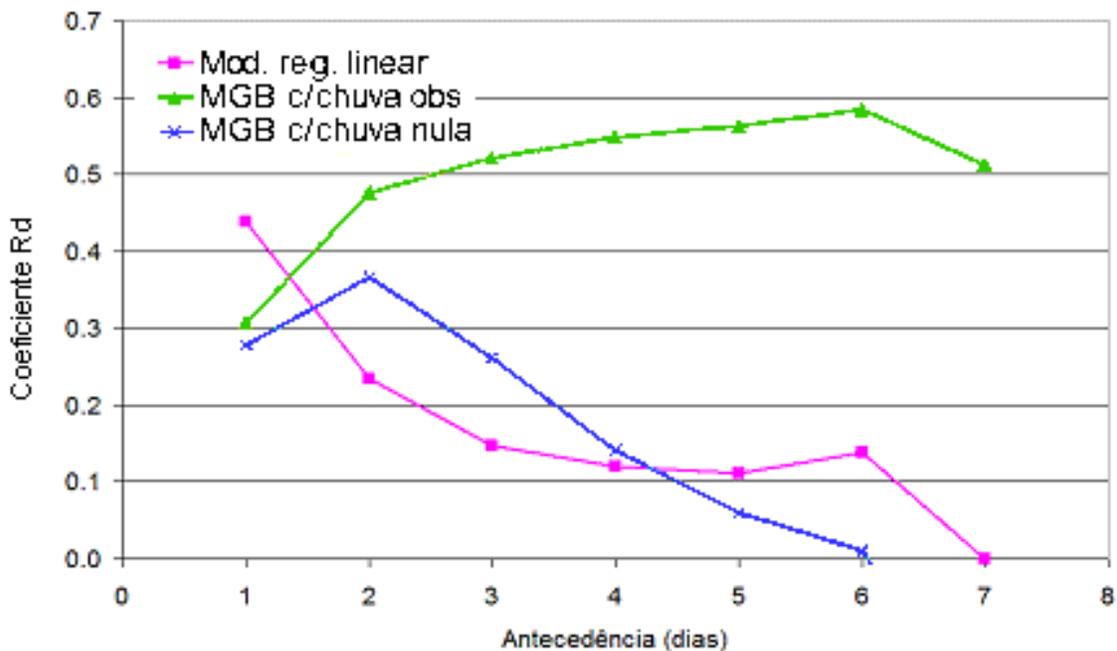


Figura 5.56: Coeficiente Rd das previsões de vazão do rio Aquidauana em Aquidauana (linha rosa: previsão com o modelo linear de diferenças; linha azul: previsão com o modelo hidrológico

considerando chuva nula; linha amarela: previsão com o modelo hidrológico considerando a chuva conhecida).

Resultados com chuva prevista: Na Figura 5.57 é apresentada a previsão no rio Aquidauana em Aquidauana, utilizando modelo MGB e chuva prevista no BRAMS para o cenário PANT_HUM. Observa-se que para todas as antecedências testadas o modelo teve um bom desempenho, embora o modelo teve algumas dificuldades para acompanhar o hidrograma observado. Dado que as cheias na bacia tendem a ser bastante rápidas, um intervalo de simulação diário poderia melhorar os resultados.

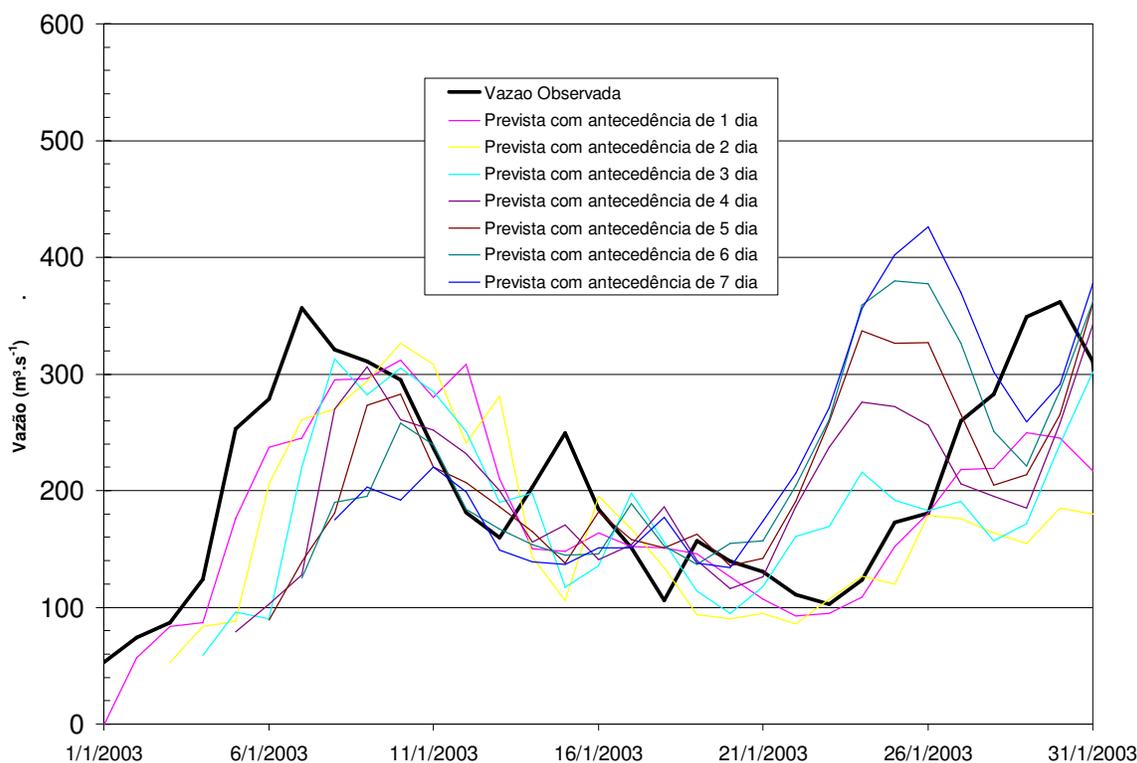


Figura 5.57. Previsão no rio Aquidauana em Aquidauana, utilizando modelo MGB e chuva prevista no BRAMS para o cenário PANT_HUM.

Na comparação do desempenho do modelo MGB alimentado com diversas fontes de chuva (Figura 5.58), observa-se que o modelo com “previsão perfeita”, ou seja, alimentado com os dados observados pelo satélite TRMM teve o melhor desempenho. No entanto, o desempenho dos cenários com previsão de vazão foi muito bom, especialmente o cenário PANT_HUM que foi aumentando o valor do coeficiente ao longo do tempo.

Na análise do coeficiente R_d (não mostrada) o coeficiente foi negativo para os cenários BASE e PANT_HUM para antecedências de até 2 dias (ou seja, seu desempenho foi pior que simplesmente adotar como valor previsto o ultimo valor observado), sendo significativamente positivo ($R_d > 0,55$) para antecedências maiores. Estes resultados sugerem que nos cenários PANT_HUM e BASE os valores previstos no curto prazo não conseguem acertar corretamente na chuva, embora para prazos

mais longos (aproximadamente 72 horas), as previsões resultam melhores que nos outros cenários, o que pode ser interpretado como um efeito de memória induzido pelos processos de superfície no modelo meteorológico.

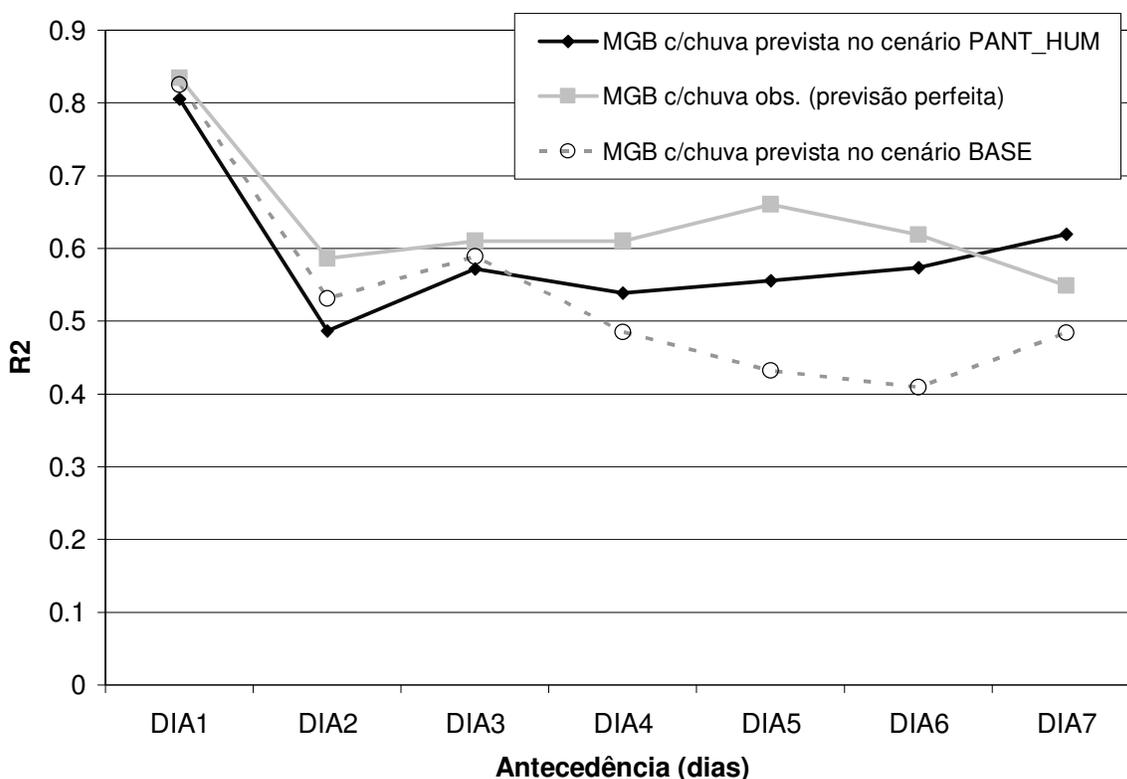


Figura 5.58: Coeficiente R2 das previsões com antecedência de 1 a 7 dias no rio Aquidauana em Aquidauana, utilizando modelo MGB e chuva prevista no BRAMS para diferentes cenários.

Os resultados obtidos mostram que a previsão hidroclimática, tem potencial de utilização como instrumento em um sistema de previsão de vazão em tempo real na bacia do Rio Aquidauana.

5.8 Avaliação da previsibilidade hidroclimática de curto prazo no Pantanal

Como mencionado anteriormente, dado o lento regime de escoamento no Pantanal, é possível realizar previsões com antecedência maior. As previsões realizadas neste item alcançam até os 180 dias, e, portanto se sobrepõem com as analisadas no capítulo 4.

Para realizar a previsão de cheia em Ladário/Corumbá foram examinados os dois tipos básicos de modelos indicados no Planalto: modelos empíricos tais como o de regressão linear e o de ponderação da persistência; e o modelo conceitual MGB (que, no Pantanal foi acoplado junto com o modelo hidrodinâmico HEC-RAS para representar a dinâmica do sistema).

Foram feitas as mesmas análises que as realizadas no Planalto, ou seja:

- comparação entre os valores simulados a partir de dados de chuva observada nos pluviômetros da rede da ANA e aquela estimada a partir de informações do satélite TRMM para analisar a possibilidade de utilizar dados do TRMM para realizar previsão de vazões;
- previsibilidade baseada na chuva observada e chuva nula, isto é, como seria a previsão no caso de um sistema de previsão sem o auxílio da previsão meteorológica. Serão comparadas as qualidades das previsões com os modelos empíricos e conceituais;
- modelo conceitual alimentado com as previsões meteorológicas do BRAMS (modelo hidroclimático).

Na simulação com o modelo conceitual MGB+HEC_RAS foi analisado um único período em forma contínua dada as limitações computacionais impostas pela simulação hidrodinâmica. Desta forma não foram calculados os coeficientes R2 e Rd para as diferentes antecedências, e a avaliação dos modelos foi realizada em forma visual.

Outra diferença com os resultados apresentados no Planalto é que não foi utilizada a atualização dos parâmetros com o modelo ARMA. A atualização dos parâmetros na simulação hidrodinâmica de um sistema é tema atual de pesquisa e fora do escopo desta tese.

5.8.1 Previsão de cheia em Ladário/Corumbá

Entre os postos de medição dos níveis d'água dos rios, o de Ladário (668250000), localizado no centro-oeste do Pantanal, junto à cidade de Corumbá/MS, é o que mais dispõe de dados de toda a rede instalada na BAP (existem registros diários de cota desde 1900). Outra característica importante do posto de Ladário é que por ele passa a maioria do volume d'água da Bacia, aproximadamente 81% da vazão média de saída do território brasileiro. Desta forma o posto de Ladário tem se constituído na referência para caracterizar o comportamento da bacia num determinado ano. Quando o nível máximo do rio Paraguai em Ladário supera o nível de alerta de enchente (4 metros), o ano é considerado como um ano de cheia no Pantanal. Caso contrário, caracteriza-se como ano de seca. A ocorrência consecutiva de dois anos de seca no Pantanal determina o início de um ciclo de seca. O mesmo raciocínio aplica-se ao ciclo de cheia. A alternância de ciclos de cheia e de seca, bem como a sazonalidade de enchente e vazante, ou seja, o regime hidrológico do Pantanal, constituem importantes fatores intervenientes na economia, na sociedade e na biodiversidade da região.

Nesse trabalho foram realizados alguns testes de previsão de cotas para o posto de Ladário, dada a importância do posto na vida dos pantaneiros. Foi utilizado o modelo hidrológico-hidrodinâmico com a hipótese de que os dados de precipitação e vazão estivessem disponíveis em tempo real.

Comparação entre simulação com chuva medida nos pluviômetros e estimada pelo satélite

TRMM: Também na previsão no Pantanal foi analisada a previsão com o modelo hidrológico alimentada pela chuva observada na rede de pluviômetros da ANA e por estimativas do satélite TRMM. Na Figura 5.59 observa-se que embora a simulação no período considerado não tenha conseguido representar corretamente as vazões no local (tem uma defasagem de uns 2 meses que, no entanto, está dentro dos erros do ajuste do modelo MGB), os valores obtidos a partir de estimativas do TRMM são equivalentes as obtidas a partir de dados de pluviômetros.

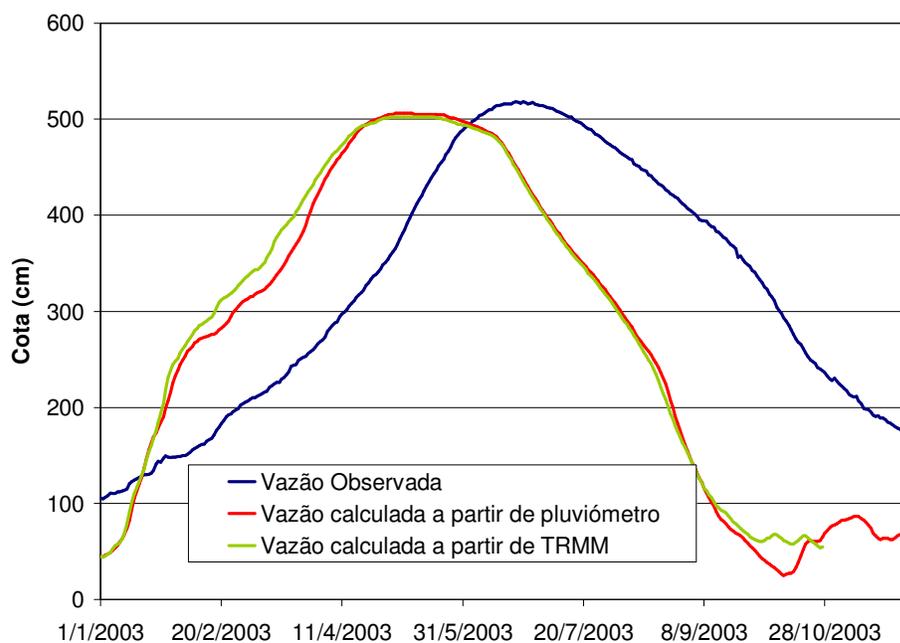


Figura 5.59. Resultados da simulação do rio Paraguai em Ladário (66825) utilizando chuva observada em pluviômetros e estimada pelo satélite TRMM.

A defasagem no tempo do pico de quase dois meses existente no local não foi observada nos períodos anteriores utilizados durante a simulação. Isto pode indicar uma mudança nas características físicas dos sistemas, por exemplo, mudança no sistema de corixos e lagoas do Pantanal. Novas informações físicas seriam necessárias para avaliar estes resultados.

Resultados com chuva observada e nula: Foram utilizadas duas formas de previsão sem chuva prevista com o modelo hidrológico MGB+HEC_RAS. Na primeira considerou-se apenas a chuva ocorrida até o início da previsão (fevereiro de 1979). A partir deste momento considerou-se que a chuva era nula em toda a bacia (Figura 5.60). A segunda forma de previsão utilizou os dados de chuva observada em todo o período de previsão. Embora esta forma de previsão não seja possível operacionalmente, ela é útil para avaliar o benefício que poderia ser obtido se fossem utilizadas

boas previsões de chuva (Figura 5.61). As previsões obtidas utilizando o modelo hidrológico foram comparadas às previsões obtidas com o modelo de diferenças, descrito no item 5.1.

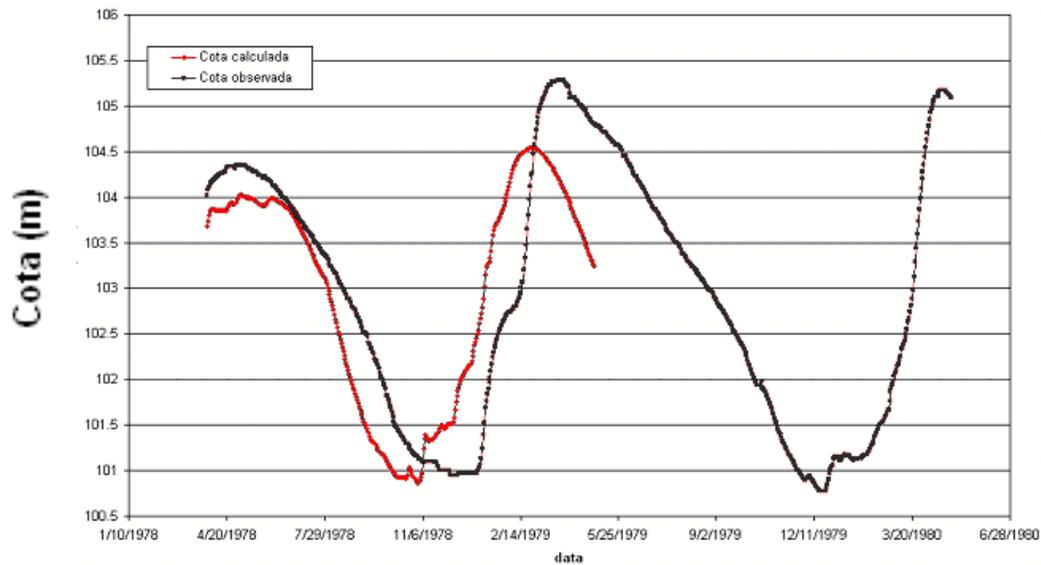


Figura 5.60. Previsão de cotas no rio Paraguai em Ladário com chuva nula a partir de fevereiro de 1979.

Pode-se observar na Figura 5.60 que, mesmo com uma previsão de chuva totalmente deficiente, é possível prever a cota em Ladário com muito boa precisão com um mês de antecedência. Uma idéia global pode ser obtida com 2,5 meses de antecedência. Os resultados apresentados superam qualquer uma das metodologias existentes anteriormente, podendo considerar-se como muito boas. A melhora dos resultados com a incorporação da chuva (Figura 5.61) indica a necessidade de implementação futura de um sistema de previsão de chuvas na bacia, que, acoplado ao sistema de previsão de vazões propostos, permitiria estender a qualidade da previsão a quase 2 meses com grande precisão e ainda fornecer uma previsão sazonal que permitiria gerenciar melhor os recursos.

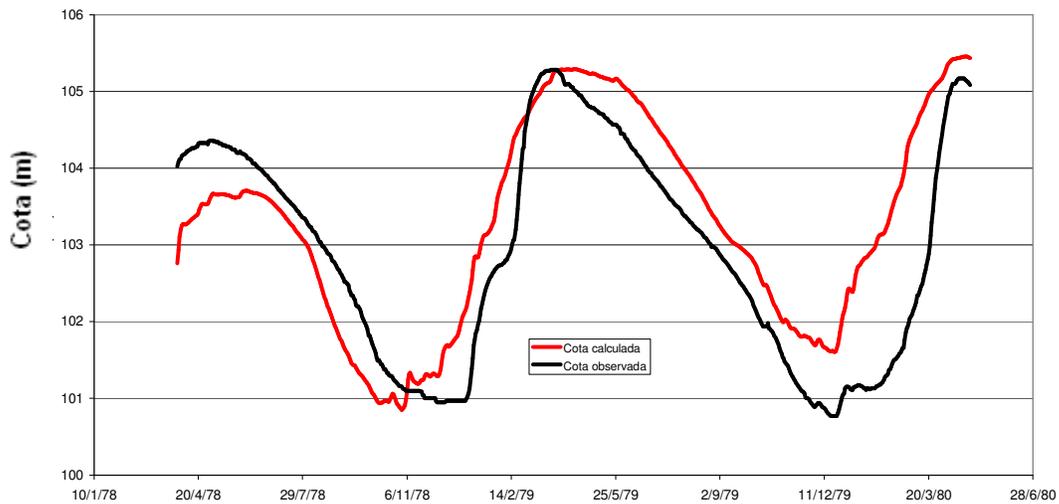


Figura 5.61. Previsão de cotas no rio Paraguai em Ladário com dados de chuva observada em todo o período de previsão (previsão perfeita).

Para comparar com o modelo hidrológico analisado acima, foram ajustados os modelos empíricos de regressão linear e o modelo de ponderação da persistência para previsão de cotas no posto fluviométrico de Ladário. O modelo de regressão linear não proporcionou resultados satisfatórios, como ilustra a Figura 5.62. Neste modelo foram usadas as informações do próprio posto de Ladário e dos postos Descalvados, Barão de Melgaço, Acima Córrego Grande e São Jerônimo, situados a montante, na bacia contribuinte a Ladário. O período de jan/1971 a dez/1975 foi usado para ajuste do modelo e, para a simulação da previsão, usou-se o período de jan/1976 a dez/1980.

Na tentativa de obter melhores resultados na previsão foi empregado o modelo de persistência da anomalia também descrito no item 5.1. A simulação da previsão em Ladário com esse modelo foi realizada para o período de jan/1982 a dez/1986, tendo sido usado o período de jan/1970 a dez/1981 para a determinação das médias históricas em cada dia do ano. Foram adotados intervalos de antecedência de 30, 60, 90, 120, 150 e 180 dias. Ressalta-se novamente que, neste modelo, a previsão em um determinado posto se utiliza apenas das informações do próprio posto.

Os resultados deste modelo foram muito bons, considerando que o coeficiente R^2 foi superior a 0,5 na previsão para todos as defasagens consideradas (Figura 5.62). A qualidade do ajuste se explica pela grande memória da bacia.

Como ilustra a Figura 5.63, quanto maior o intervalo de antecedência da previsão, o modelo baseado na ponderação da persistência das anomalias apresentou maior dificuldade em prever a subida do hidrograma na simulação dos anos de 1982 e 1985, cuja ascensão da cheia foi rápida. Para os anos de 1983 e 1984, os valores calculados aderiram melhor à série observada, sendo que, em tais anos, a ascensão e recessão do hidrograma foi mais suave. No ano de 1986, o modelo antecipou a subida.

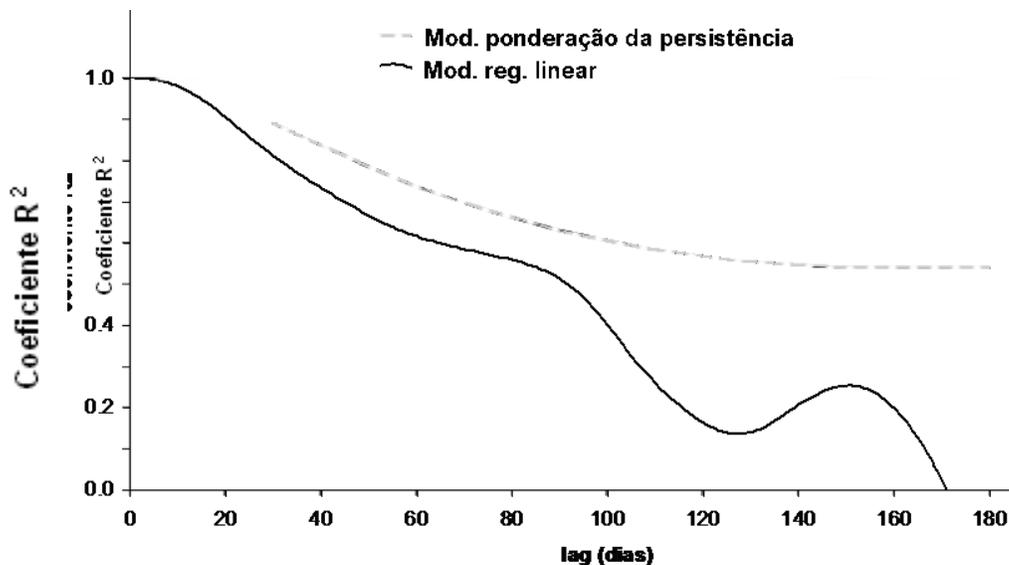


Figura 5.62. Evolução do coeficiente R^2 conforme o intervalo de antecedência da previsão para Ladário, com os modelos empíricos de ponderação da persistência e de regressão linear.

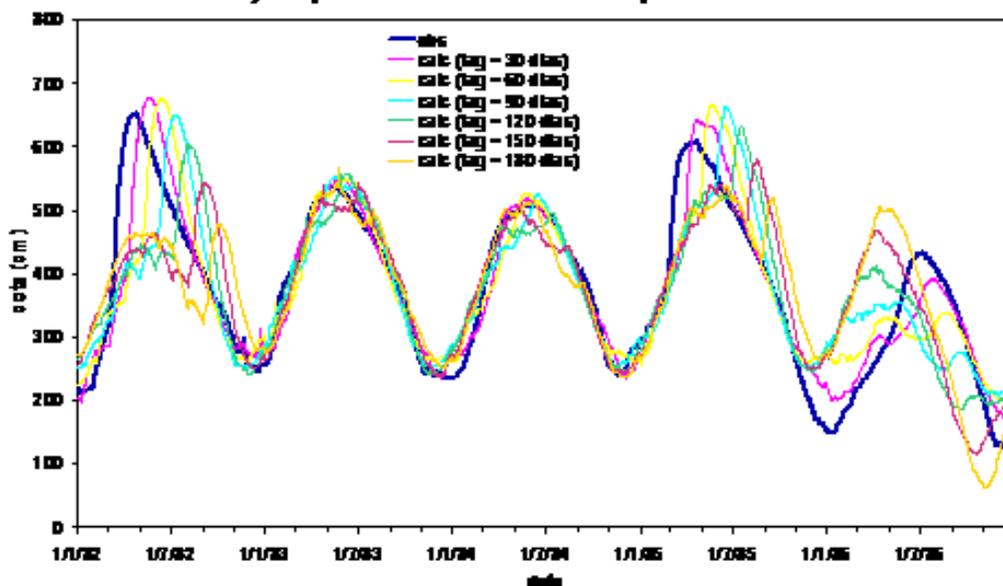


Figura 5.63. Simulação da previsão de cotas em Ladário (jan/1982 a dez/1986) com o modelo de persistência das anomalias, para vários intervalos de antecedência (lag).

Previsão com chuva prevista no BRAMS: Como a previsão de vazões no Pantanal faz sentido com antecedências superiores à varias semanas e não se dispunha de condições de contorno do modelo global para realizar previsões quantitativas da chuva com esta antecedência. Foram utilizadas as previsões com as condições de contorno existentes (análise) como se fossem previsões de longo prazo, o que maximiza o potencial de previsão do modelo avaliado.

A previsão de vazões foi do tipo chuva-vazão, ou seja, realizada sem considerar em nenhum momento valores medidos de vazão. O modelo MGB+HEC_RAS foi inicializado com umidade do solo de 70% em janeiro de 2000 e considerando os valores de chuva observada nos pluviômetros da rede da ANA até dezembro de 2002 (um período mínimo de 2 anos é necessário para eliminar efeitos de condições iniciais na modelagem), e depois foi considerado uma previsão sazonal de 3 meses no modelo BRAMS para cada um dos cenários analisados anteriormente (com a representação explícita do Pantanal (PANT_HUM) e sem esta representação (BASE) Foi utilizada chuva nula a partir de esse momento.

Os resultados da simulação mostram que os cenários BASE e PANT_HUM representam aproximadamente bem as chuvas sobre o Pantanal. No entanto, superestimam as cotas em Ladário. O cenário com representação explícita do Pantanal apresentou vazões maiores, o que era esperado já que a representação explícita do Pantanal disponibiliza mais umidade, criando um efeito de retroalimentação (área alagada que vaporiza mais, que gera mais precipitação que posteriormente gera mais área alagada).

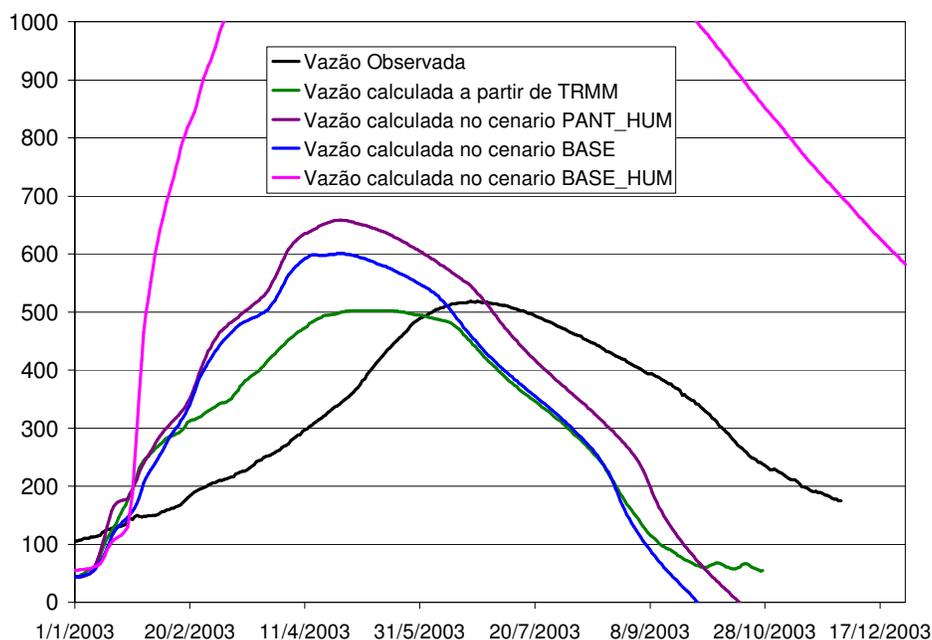


Figura 5.64. Previsão de vazão no Rio Paraguai em Ladário (668250000) com modelo hidroclimático (MGB+BRAMS) considerando diversos cenários.

Os resultados permitem considerar que, em termos gerais, independentemente da condição de fronteira inferior, o modelo meteorológico fornece informações adequadas para uma previsão no Pantanal até Ladário. No entanto, novos estudos sobre a estrutura do modelo são necessários para ajustar os parâmetros da microfísica e da parametrização da convecção úmida, já que a chuva prevista foi superior à observada na bacia nos cenários analisados.

É importante ressaltar que os resultados apresentados mostram que com uma boa previsão sazonal das chuvas durante o período Janeiro/Março é possível prever as vazões para o restante do ano. Em outras palavras, uma previsão realizada conforme as características normais empregadas pelo CPTEC, inicializada nos primeiros dias de Janeiro, e com o desempenho normal observado nessas previsões (vide Collischon, 2001 e Silva, 2005) permitiria ter uma antecedência anual nas previsões.

5.8.2 Previsão de cheia em Porto Murtinho

O posto fluviométrico de Porto Murtinho é o último posto fluviométrico existente na BAP, sendo, portanto, o limite de verificação do modelo. Qualquer erro cometido na caracterização hidrológica da BAP é evidente neste local, onde a bacia chega a quase 600.000 Km².

Comparação entre simulação com chuva medida nos pluviômetros e estimada pelo satélite

TRMM: Os resultados de comparação das simulações com chuva observada nos pluviômetros e obtida a partir das estimativas de chuva do satélite TRMM mostraram que ambas fontes de

estimativa de chuva são equivalentes, embora, por falta de dados para avaliação não foi possível comparar com valores observados.

Resultados com chuva observada e nula: Pode-se observar que a capacidade de previsão do modelo, na pior situação possível (com chuva nula), é de 2 meses em Porto Murtinho, com resultados muito bons (Figura 5.65), podendo ser utilizada com alguma confiabilidade com até 3 meses de antecedência.

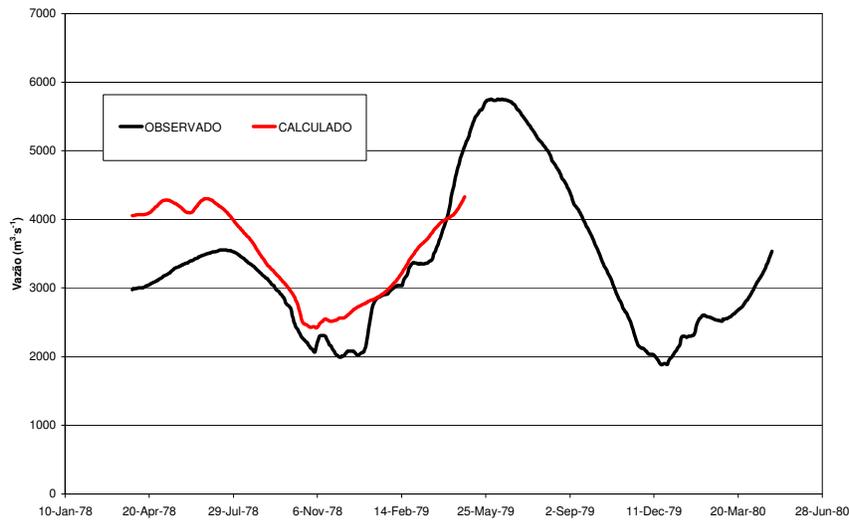


Figura 5.65. Simulação da previsão de vazão em Porto Murtinho com o modelo de hidrológico/hidrodinâmico com chuva nula a partir de fevereiro de 1979.

Os resultados da simulação com chuva observada (Figura 5.66). mostram que o pico e volumes são bem representados. Já os resultados com chuva prevista são muito semelhantes aos encontrados em Ladário, cabendo as mesmas considerações.

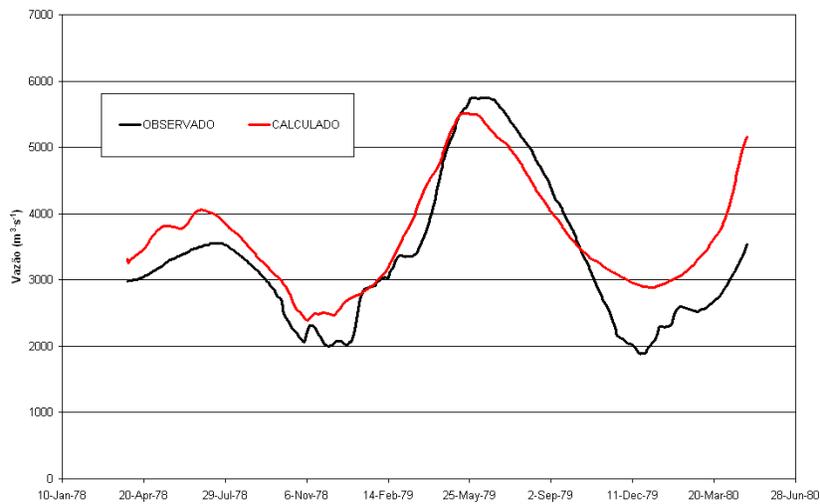


Figura 5.66. Simulação da previsão de vazão em Porto Murtinho com o modelo de hidrológico/hidrodinâmico com dados de chuva observada em todo o período de previsão.

O modelo conceitual foi comparado com as previsões realizadas com os modelos empíricos. Assim como em Ladário, o uso do modelo de diferenças na previsão em Porto Murinho para intervalos de antecedência grandes (de até 6 meses), não gerou resultados satisfatórios. O modelo foi ajustado para o período de jan/1971 a dez/1975 e a simulação da previsão ocorreu para o período de jan/1976 a dez/1980, tendo sido usadas as informações do posto de São Francisco, situado no rio Paraguai, a montante de Porto Murinho, e desse próprio posto. Fez-se também tentativa da previsão a partir do posto Porto Esperança, a montante do rio Paraguai e a jusante de Ladário, não proporcionando incremento na qualidade dos resultados.

Para a previsão em Porto Murinho, com o modelo de diferenças a partir de São Francisco, obteve-se um coeficiente R^2 superior a 0,5 para antecedências na previsão de até 67 dias. A partir desta defasagem, o valor de tal coeficiente continua a decrescer rapidamente.

Para a previsão com o modelo de persistência das anomalias usou-se o período de jan/1970 a dez/1981 para a determinação das médias históricas em cada dia do ano. A simulação da previsão foi realizada para o período de jan/1982 a dez/1986. As defasagens adotadas foram de 30, 60, 90, 120, 150 e 180 dias.

Relativamente à previsão em Ladário, os resultados da previsão em Porto Murinho para grandes intervalos de antecedência foi inferior, como ilustra a variação do coeficiente R^2 em função da antecedência da simulação (Figura 5.67). Em relação ao modelo de diferenças, os resultados foram melhores, visto que o coeficiente R^2 apresentou valor superior a 0,5 para um intervalo de antecedência de até 95 dias, aproximadamente. Na Figura 5.68 são traçados os hidrogramas observado e calculado para as várias defasagens, com o modelo de persistência das anomalias.

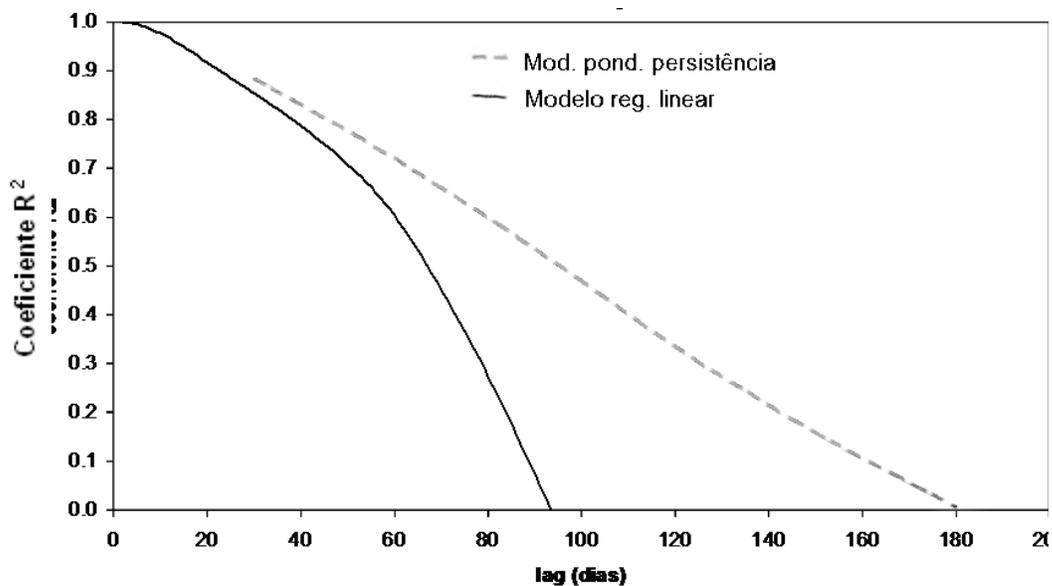


Figura 5.67. Evolução do coeficiente R^2 conforme o intervalo de antecedência da previsão para Porto Murinho, com os modelos de ponderação da persistência das anomalias e de regressão linear.

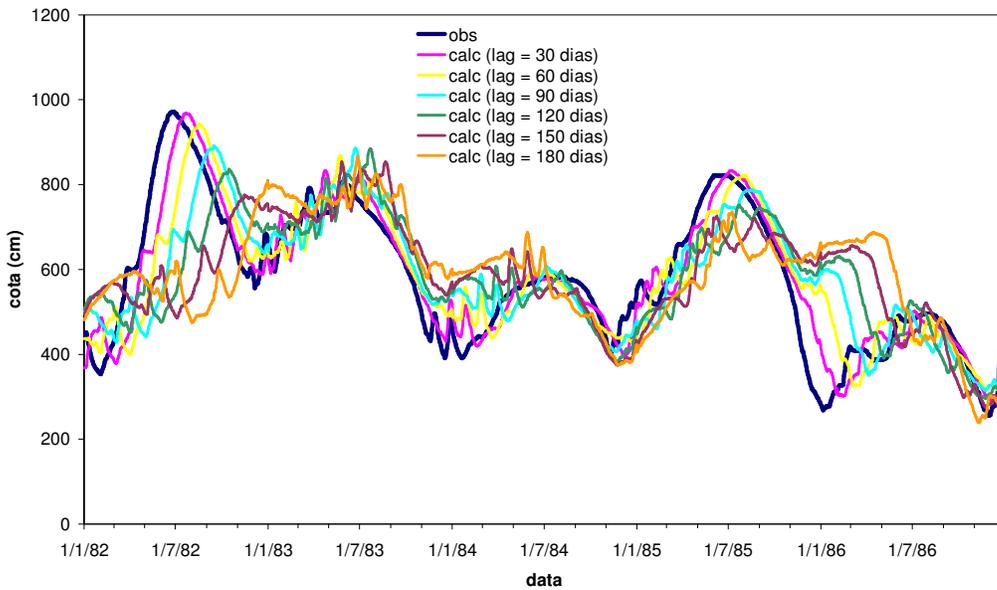


Figura 5.68. Simulação da previsão de vazões em Porto Murtinho (jan/1982 a dez/1986) com o modelo de persistência das anomalias, para vários intervalos de antecedência (lags).

Previsão com chuva prevista no BRAMS: Lamentavelmente não foram obtidos dados de vazão para o ano de 2003 que permitam avaliar a previsão de vazões em Porto Murtinho. No entanto, os valores previstos para Porto da Manga (aproximadamente a 400 Km a montante de Porto Murtinho), mostram uma configuração semelhante a encontrada em Ladário, onde os cenários PAN_HUM e BASE representaram razoavelmente bem os valores observados embora superestimem o pico e apresentem a mesma defasagem dos picos já discutida em Ladário .

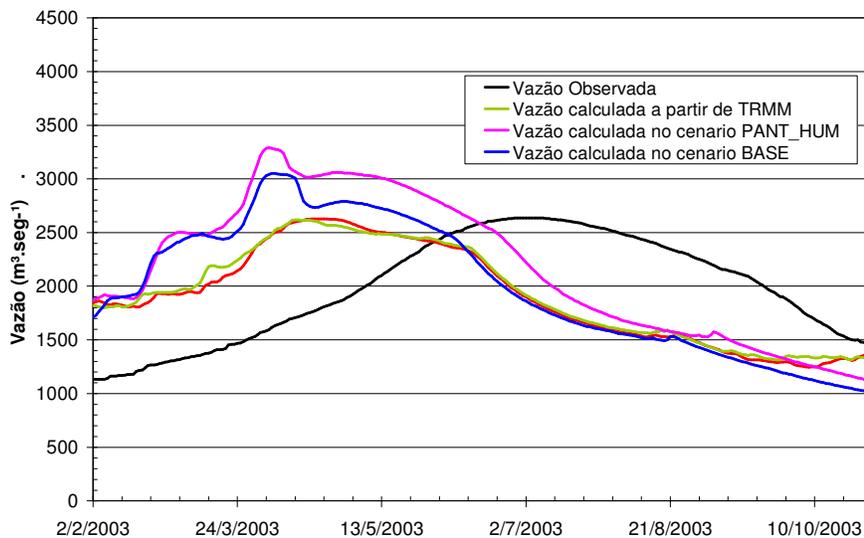


Figura 5.69. Simulação da previsão de vazões em Porto Murtinho (2003) com o modelo hidroclimático para diferentes cenários.

A pesar da falta de dados de vazão para análise dos resultados serão comparadas as saídas do modelo MGB+HEC_RAS em Porto Murtinho quando alimentadas por diferentes tipos de chuva. Observa-se na Figura 5.70 que o cenário BASE tem tendência a subestimar a simulação com valores observados, enquanto o cenário PANT_HUM tem tendência a superestimar.

Entre Porto da Maga e Porto Murtinho ingressa o aporte do Rio Negro Boliviano (denominado assim para não confundir com o rio Negro do Lado brasileiro), assim como as bacias dos rios Aquidauana e Taquarí em forma difusa através da planície de inundação. Os resultados indicam que o efeito de retroalimentação (já comentado em Ladário) deve ser muito importante nestas regiões, de forma que o cenário, sem a representação explícita do Pantanal não consegue quantificar corretamente as vazões. O fato de que a representação explícita do Pantanal gere vazões maiores que as observadas é compatível com a superestimativa das áreas alagadas introduzida na representação do sistema pantaneiro pela incerteza na estimativa da área alagada (já discutida nos itens 5.2 e 5.4). A superestimativa da área alagada gera uma retroalimentação positiva acima da real.

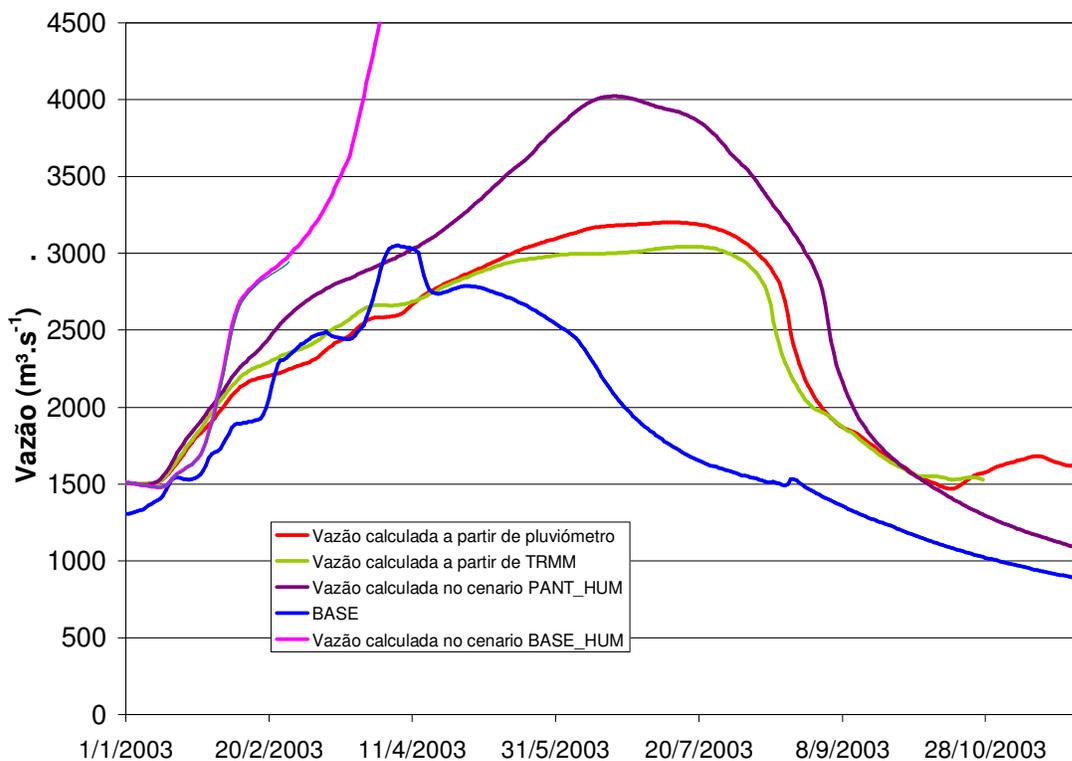


Figura 5.70. Simulação da previsão de vazões em Porto Murtinho (2003) com o modelo hidroclimático para diferentes cenários.

Página propositalmente em branco para impressão frente e verso

6 Conclusões e recomendações.

6.1 Análise dos resultados e conclusões

6.1.1 Previsibilidade de longo prazo

O clima da Bacia do Alto Paraguai tem sido considerada de baixa previsibilidade de longo prazo (Ropelewski and Halpert , 1996; Grim *et al* 2000; Souza *et al* 2000; Coelho *et al* 2001), pela inexistência de correlações com a temperatura da superfície do mar e outros índices climáticos e pela incapacidade dos modelos climáticos em preverem precipitação nessa área. No entanto, os resultados obtidos neste trabalho indicaram que existem correlações com diversos índices climáticos com diferente intensidade, escala temporal, e abrangência espacial.

O índice que provavelmente tem a maior capacidade de modulação do clima na Bacia do Alto Paraguai é a Oscilação Decadal do Pacífico (PDO), que na grande escala e baixa frequência tem o poder de modular o clima por muitos anos. A PDO se caracteriza por fases de aproximadamente 25 anos nas quais o índice se encontra acima ou abaixo do valor normal. A duração de das fases do PDO é definida por mudanças climáticas abruptas (Minobe, 1997; 1999; Mantua *et al.*, 1997). Todas as fases do PDO se encontraram muito bem representadas no Pantanal, com mudanças bruscas nas vazões coincidentes com as mudanças de fase do PDO, e vazões significativamente acima ou abaixo da média durante a duração de cada fase do PDO.

Outros fenômenos que foram relacionados ao clima da Bacia do Alto Paraguai foram ENSO e a Oscilação do Atlântico Norte (NAO). Ambos os fenômenos foram relacionados com as anomalias na temperatura no Atlântico Norte Tropical (NTA) que, na sua vez, foi relacionada com o clima da BAP. Os resultados mostraram que, quando existe o fenômeno “El Niño” ou a NAO se encontra abaixo do Normal, acontecem anomalias positivas na temperatura da superfície do mar no NTA, e conseqüentemente secas na região da BAP. Pelo contrario, anos com “La Niña” ou NAO positivo contribuem para anomalias negativas e cheias acima do normal no Pantanal. Foi observado que índices conformes ou seja aqueles índices que causam o mesmo efeito na temperatura da superfície do mar no NTA (Por exemplo, “El Niño” e NAO baixo) quando são simultâneos potencializam as anomalias, enquanto índices encontrados ou seja aqueles que causam efeitos opostos na TSM do NTA (Ex, “El Niño” e NAO alto) quando acontecem simultaneamente colaboram destrutivamente entre eles, ou seja, sem produzir anomalias da precipitação.

Finalmente, foram relacionadas as anomalias da TSM no Atlântico Norte Tropical com o clima da BAP. A temperatura do mar da NTA modula a posição da Zona de convergência tropical, de forma que quando está positiva a ZCIT se desloca para o Norte de sua posição normal, diminuindo a quantidade de chuva precipitada e os alísios ao Sul do Equador, diminuindo, desta forma, o principal suprimento de umidade da BAP. Anomalias negativas produzem efeito contrario, ou seja, deslocamento para o Sul da ZCIT e maior transferência de umidade para a BAP.

Desta forma, no período entre 1940 e 1975, cada evento de “El Niño” foi acompanhado por uma queda nos valores de cota registrados em Ladário. Também é interessante que o evento de El Niño de 1997, considerado o maior evento de todos os tempos, seguido de uma seca muito acentuada.

No entanto, durante 1975-1997 não aconteceram efeitos na BAP que possam ser relacionados em forma simples com “El Niño”, tendo acontecido que todos os eventos “El Niño” significativos tiveram coincidência com índices NAO acima do normal. Não resulta despercebido que neste período o PDO esteve numa fase positiva. O PDO é conhecido por modular os efeitos de El Niño, de forma que o efeito do PDO sobre “El Niño”, poderia ter modificado o comportamento de El Niño, diminuindo seu efeitos sobre a BAP.

Por outro lado, cada evento de La Niña registrado tem como contrapartida um aumento no nível de Ladário. Destacando-se na análise da série os eventos de “La Niña” que marcam o final do período secos de 1960 e 1997.

Um modelo simples para previsão de níveis mensais em Ladário, baseado na regressão múltipla com níveis nos meses anteriores e em índices climáticos, mostrou que os índices climáticos melhoraram a capacidade de prever vazões no longo prazo. O índice que se mostrou eficiente para previsão foi o Modo Anular do Sul (SAM), e que também fora relacionado com anomalias na precipitação da BAP. No entanto, a estrutura linear do modelo mostrou-se inadequada para captar toda a informação sobre a previsibilidade climática introduzida pelos outros índices.

Uma consequência importante das conexões entre o clima global e a BAP é a caracterização do período com vazões extremamente baixas registrado durante a década de 1960 como de variabilidade climática. Este período coincidiu com o começo a expansão da ocupação do Pantanal, motivo pelo qual alguns autores apontaram as mudanças nos níveis nos períodos posteriores com alterações antrópicas. Os resultados apresentados neste trabalho mostram que a soma dos índices PDO e NAO praticamente reproduz o comportamento do período extremamente seco dos anos 1960. No entanto, de acordo com as tendências no NAO e PDO, o período seco deveria ter durado ainda alguns anos, mas foi revertido na ocorrência de um evento “La Niña” muito extremo que começou em 1973 e terminou em 1975, ano em que o PDO mudou de fase.

A possibilidade de descrição das componentes climáticas que criaram a seca dos anos 1960 e o período posterior de vazões significativamente acima do normal, permite estabelecer novas

ferramentas para o gerenciamento dos recursos hídricos na Bacia do Alto Paraguai, que desta forma possui maior antecedência para a tomada de decisões em eventos extremos.

Na Figura 6.1 é apresentado um resumo dos resultados da análise de teleconexões. As conexões em vermelho indicam relações físicas comprovadas e as em azul indicam teleconexões cujos mecanismos físicos precisam ser mais bem explorados.

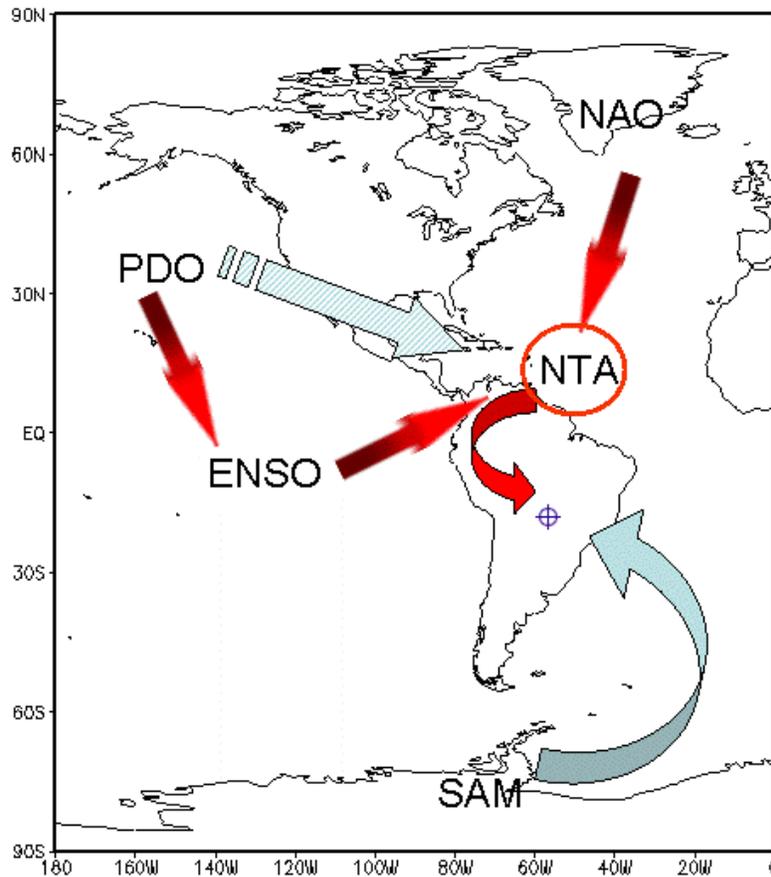


Figura 6.1. Resumo dos resultados da análise de teleconexões. As conexões em vermelho indicam relações físicas comprovadas e as em azul indicam teleconexões cujos mecanismos físicos precisam ser mais bem explorados.

Como verificação da análise realizada, foram analisados os índices para o ano hidrológico 2006/2007, para o qual ainda não existem informações hidroclimáticas disponíveis no banco de dados da ANA. A partir dos boletins do NCEP foi possível observar que durante o verão austral (inverno boreal, fase mais ativa do NAO) o NAO esteve significativamente acima do normal enquanto que aconteceu um evento El Niño muito fraco, que evoluiu durante o verão para um evento neutro (NOAA, 2007). O NAO alto e o ENSO tendem a se anular entre eles, mas o El Niño

foi muito fraco, concluindo-se que as condições de chuva acima do normal, indicadas pelo NAO, tenderiam a ser as registradas na BAP.

O índice SAM esteve abaixo do normal em agosto, mês considerado como importante na previsão linear ajustada, e, pelo contrário, mudou de sinal nos meses seguintes resultando acima do normal nos meses do verão. As condições encontradas não são conclusivas, mas indicariam que de acordo com o índice SAM, as condições poderiam estar ligeiramente abaixo do normal.

No entanto, o fato do PDO apresentar sinal positivo nos últimos dois anos (que se manifestaram como grande extensões de alagamento veiculadas na imprensa) são fortemente indicativas de níveis acima do normal.

Em conclusão, os valores apresentados pelos índices analisados indicam precipitação e níveis acima do normal em Ladário para o ano hidrológico de 2006/2007, que sobrepostos com os valores de níveis acima do normal registrado nos anos anteriores indicariam uma cheia considerável para o ano de 2007. Notícias veiculadas na imprensa (Jornal Nacional, 13/03/2007, disponíveis em <http://g1.globo.com/Noticias/0,,MUL10831-5598,00.html>) indicam que a cheia do Pantanal é uma das maiores da última década, confirmando a previsão para o ano de 2007.

6.1.2 Previsibilidade de curto prazo.

a) Previsão meteorológica

Para verificar efeitos de heterogeneidades espaciais na superfície terrestre sobre o clima, foram simulados 4 cenários, onde foi considerado o modelo inicializado com: (a) umidade homogênea próxima do ponto de murcha (denominado nos gráficos de BASE); (b) com a região do Pantanal como se fosse um brejo (uso do solo em que o BRAMS considera uma lâmina de água de 10 cm sobre todo o solo) e com a umidade do solo no restante do domínio homogênea muito próxima do ponto de murcha (denominado PANT) (c) idem ao item *b*, mas com a umidade próxima da capacidade de campo (PANT_HUM) e com umidade do solo no restante do domínio próximo da saturação e (d) com umidade obtida da simulação com chuva observada nos dias anteriores (BASE_HUM)

A pesar de que no Pantanal existem serios problemas de escassez de dados para análise de resultados, a análise nos locais com dados disponíveis, mostrou que o cenário BASE teve tendência a subestimar as chuvas mais intensas, e, pelo contrário, indicar chuva nos momentos em que esta não foi observada. Desta forma, para períodos longos 10-15 dias, os volumes de chuva previstos foram compatíveis com os observados. Já os cenários onde o pantanal foi representado explicitamente (PANT e PANT_HUM) tiveram um desempenho melhor em prever períodos de seca

e chuvas intensas, embora não teve uma grande precisão. O cenário inicializado com a umidade baseada em chuva observada teve um desempenho melhor que o cenário BASE, e, em alguns momentos e em locais longe do Pantanal, apresentou até melhores resultados que os cenários com o Pantanal representado explicitamente. No entanto, o cenário inicializado com umidade baseada em chuvas observadas apresentou instabilidade numérica, que criou células de chuvas muito intensas (ate 300-400 mm em um dia), que indicam maiores cuidados no seu uso.

Nas outras variáveis foi observado que todos os cenários tiveram desempenho equivalente em locais não muito próximos do Pantanal, com uma ligeira melhora nos resultados quando considerado o cenário com inicialização com umidade obtida de dados observados. Em locais próximos do Pantanal, representação explícita da área alagada, melhorou os resultados significativamente. No entanto, em pontos localizados dentro do próprio Pantanal, ouve problemas na representação das temperaturas e fluxos de radiação sensível, por problemas na própria estrutura do modelo meteorológico que atualmente estão sendo corrigidos.

Os resultados da previsão hidrológica, que serão analisados nos próximos itens, mostraram que os cenários onde o Pantanal foi representado explicitamente representaram melhor a chuva na bacia do Alto Paraguai. Desta forma foi possível concluir a importância do efeito de retroalimentação positiva na chuva da BAP. O efeito de retroalimentação consiste em que uma maior área alagada gera maior precipitação (pela maior disponibilidade de água para evaporar), que pela sua vez gera maior área alagada e vice-versa.

Considerando a importância do efeito de retroalimentação, pode-se concluir que o resultado da modelagem meteorológica não foi melhor, pela incerteza na área alagada considerada no Pantanal.

b) Simulação e calibração hidrológica

Os resultados da calibração permitiram identificar as limitações dos dados, melhorar o entendimento dos processos em diferentes partes da bacia, estabelecendo procedimentos para aumentar as séries de vazões em locais com dados limitados e prever vazões ao longo do tempo.

O modelo teve grande sucesso para representar os ganhos e perdas de volume dentro da planície, de forma que houve um grande avanço no conhecimento que se tem sobre o complexo sistema hidrológico da bacia do Alto Paraguai. Alguns aspectos do modelo ajustado ainda têm espaço para evolução, em especial no que diz respeito à base de dados físicos, com especial destaque das informações hidroclimáticas, de seções transversais e de area alagada.

A rede de postos fluviométricos dentro do Pantanal apresenta importantes incertezas devido a quantidade e qualidade dos postos disponíveis, que se traduziu em diversas limitações e incertezas na calibração. Em todas as bacias o comportamento geral do hidrograma é razoavelmente bem

ajustado, no entanto, a influência da escassez de dados pluviométricos pode ser percebida claramente em alguns casos de picos de vazão mal ajustados já que alguns eventos de chuva intensa podem ocorrer em áreas não monitoradas, resultando em picos de vazão que não podem ser reproduzidos pelo modelo. Infelizmente não é possível reverter este quadro na calibração dos parâmetros do modelo. Por exemplo, na bacia do rio Taquari, no período de agosto de 1980 a setembro de 1981 existe apenas um posto em funcionamento dentro da área da bacia de 9.300 km². O resultado é que o modelo alterna picos superestimados e subestimados, de forma aleatória.

A comprovação da limitação dos dados é mostrada com a utilização dos dados de chuva derivados do TRMM. Com estes dados foi possível representar melhor a vazão em algumas bacias os picos das cheias, (Ex, bacia do rio Aquidauana) quando comparada com a utilização da chuva observada na rede de pluviômetros da ANA. No entanto, em termos gerais, os resultados foram equivalente às estimativas de vazão com chuva observada. Por um lado, este resultado permite a utilização do TRMM para montar um sistema de previsão em tempo real de relativamente baixo custo, já que as informações são como mínimo equivalente a rede de pluviômetros existentes na bacia. O sistema teria a vantagem adicional de que as estimativas de precipitação do TRMM tem poucas falhas temporais. Nas séries obtidas para este trabalho, os intervalos de tempo com falhas representavam apenas cerca de 0,1% da extensão total. Ressalta-se que as falhas ocorrem em grandes áreas simultaneamente, porém apenas por 1 ou 2 intervalos de tempo, diferentemente das séries de pluviômetros, em que as falhas ocorrem às vezes por longos períodos, porém dificilmente toda a rede falha simultaneamente. Por outro lado, a equivalência entre a chuva observada em pluviômetros na rede esparsa da ANA existente na Bacia do Alto Paraguai e a chuva estimada com o TRMM, já informa que o sistema proposto teria limitações de aplicabilidade, e que o sistema deverá evoluir melhorar as informações disponíveis para melhorar a qualidade das simulações.

As poucas seções medidas ao longo da calha dos rios principais geraram alto grau de incerteza na modelagem, e que posteriormente foi transferida para os termos das equações de Saint-Venant, fundamentos da componente hidrodinâmica do modelo. Quando os dados de seções medidas existem, há ainda o problema de falta de referencial comum, que significa que, embora a topografia de cada seção possa ser considerada adequada, a não existência de uma cota conhecida com precisão onde possam ser amarradas as informações, diminui significativamente a utilidade das informações.

Embora o modelo teve sucesso na estimativa dos fluxos na planície, esta foi prejudicada pela falta de dados batimétricos da planície já que as planícies de inundação funcionam como áreas de armazenamento de água. A correta cubagem dos volumes de armazenamento é fundamental para a representação da hidrologia do alto Paraguai.

b) Previsão hidroclimática

Neste item foram realizadas diversas análises. Um primeiro teste realizado consistiu na comparação entre os valores simulados a partir de dados de chuva observada nos pluviômetros da rede da ANA e aquela estimada a partir de informações do satélite TRMM (já discutida no item anterior). Foi depois analisada a previsibilidade com modelos empíricos baseados em vazões e níveis observados em locais a montante do posto observado (e no próprio posto) em tempos anteriores. Estes modelos foram comparados com a previsibilidade do modelo conceitual ajustado na bacia (MGB-HEC-RAS) utilizando chuva observada e chuva nula. Estes modelos são os que podem ser usados caso as previsões atmosféricas não estejam disponíveis.

A previsão hidrológica com chuva observada, em situações normais, indica a máxima eficiência teórica de um sistema de previsão, já que indica qual seria a habilidade do sistema em condições ideais para prever a vazão. Em termos práticos é utilizado para avaliar a destreza do modelo hidrológico na previsão de vazões em situações ideais. Na bacia do Alto Paraguai, a resposta dada por este tipo de simulação é seriamente afetada pela escassez de dados hidroclimáticos, de forma que serve como avaliação do modelo nas condições da rede hidrometeorológica atual.

A previsão com chuva nula é utilizada durante as cheias para conhecer a melhor situação mais otimista possível, ou seja, o que aconteceria no rio se não chovesse mais. Como as previsões têm incerteza, e, os organismos da defesa civil têm que tomar decisões considerando estas incertezas, este tipo de previsão pode ajudar no processo de tomada de decisão. Por exemplo, se acontece um evento de chuva durante a época de cheias nas cabeceiras da bacia, em locais onde existem poucos postos pluviométricos. Dada a incerteza na chuva, existem dúvidas sobre as áreas a serem alagadas nas cidades a jusante. Com o uso do modelo alimentado com chuva nula poderiam delimitar-se as áreas obrigatoriamente a serem desalojadas, e áreas onde deveria monitorar-se com mais cuidados a evolução do fenômeno.

Finalmente foram analisados os resultados com o modelo conceitual alimentado com as previsões meteorológicas do BRAMS. Este tipo de simulação constitui o verdadeiro modelo hidroclimático da bacia. Serão analisados os resultados das previsões para os cenários com a configuração padrão do BRAMS (BASE) e com a representação explícita do Pantanal (PANT_HUM). Desta forma foi possível analisar o ganho na previsão hidroclimática com a incorporação das áreas alagadas do Pantanal em um futuro modelo hidroclimático com acoplamento bi-direcional.

Os resultados da simulação hidroclimática mostraram que as metodologias estatísticas apresentaram os melhores resultados com antecedências menores ao tempo de traslado da onda nas bacias (geralmente 2-3 dias no Planalto e 1-2 meses no Pantanal) nas bacias. Estes resultados resultam concordantes com os resultados de outros pesquisadores, já que os modelos estatísticos exploram melhor as relações entre séries. No entanto, por não possui uma base conceitual sólida, são

impróprios para seu uso em vazões extraordinariamente altas ou baixas, o que diminui a sua utilidade para prever enchentes ou secas, que é justamente o momento em que se maximiza a utilidade de um sistema de previsão.

Para tempos maiores, o modelo conceitual utilizado (MGB+HEC_RAS) mostrou-se melhor, já que consegue extrair informação dos dados climáticos. Ao mesmo tempo, e pela sua estrutura conceitual, este modelo não possui as limitações dos modelos estatísticos para seu uso em eventos extremos, embora, como todo modelo deve ser utilizado com cuidados na extrapolação dos resultados fora da faixa calibrada.

A inclusão da informação fornecida pelo modelo meteorológico mostrou-se muito importante para a previsão no Pantanal, já que permitiu melhor consideravelmente a antecedência da previsão. Em muitos casos a informação do modelo meteorológico mostrou-se melhor que os próprios dados medidos nos postos pluviométricos da bacia. Desta forma, além de ferramenta para realizar previsões o modelo meteorológico se mostrou em um auxiliar muito bom para melhorar o entendimento da dinâmica do Pantanal.

Por outro lado, foi mostrado como a inclusão da área alagada melhorou as previsões meteorológicas na bacia. Isto confirma a necessidade de elaborar um modelo hidroclimático integrado na Bacia do Alto Paraguai para um melhor entendimento do sistema.

6.1.3 Prazos de previsão.

Os prazos de previsão são entendidos aqui como a antecedência na qual a previsão é realizada. O intervalo de tempo no qual os valores são apresentados corresponde a discretização temporal. A frequência de previsão é entendida como o intervalo de tempo entre o lançamento de novas previsões. Por exemplo, a previsão de vazão com prazo (antecedência) de um a quatro meses pode ser realizada com intervalo diário, semanal ou mesmo mensal de vazões, até quatro meses no futuro. Essa previsão pode ser repetida a cada dia, semana ou mês, representando a frequência.

Em função dos resultados obtidos neste trabalho, em termos gerais, podem ser considerados no Planalto os prazos de previsão indicados na Tabela 6.1 e para o Pantanal os indicados na Tabela 6.2.

Tabela 6.1. Modelos de Previsão de vazões para o Planalto da BAP.

Modelo	Antecedência	Frequencia	Observações
De diferenças	24 horas	Horário	Para uma melhor operação o intervalo de fornecimento dos valores deveria ser horário. Em Cáceres o período pode ser estendido para 48 horas.
MGB-IPH-Pantanal	Até 2 dias	Horário	

c/chuva observada			
MGB-IPH-Pantanal c/prevista em modelo atmosférico	3-15 dias		6 horas / Diário
MGB-IPH-Pantanal c/prevista em modelo climático	Até 3 meses		Diário/Mensal Previsões por quantís, ou com resultados na ordem de grandeza
Modelo climático estatístico	Alguns meses		Mensal Vazões médias mensais - Previsões por quantís, ou com resultados na ordem de grandeza. Modelo de difícil implementação por falta de séries compridas para estabelecimento de relações de teleconexões.

Tabela 6.2. Modelos de Previsão de vazões para o Pantanal

Modelo	Antecedência em Ladário	Antecedência em P. Murtinho	Frequência	Observações
De diferenças / Empírico	1 mês	2 meses	Diário	Todos os resultados de modelos empíricos (PCBAP, Galdino e Clarke, 1996; Liu et al, 2001; de diferenças) mostraram grande incerteza. Por esta razão se recomenda unicamente a utilização destes modelos como estimativa preliminar.
MGB-IPH- Pantanal c/chuva observada	Até 1 mês	Até 2 meses	Diário	
MGB-IPH- Pantanal c/prevista em modelo atmosférico	Até 1,5 meses	Até 3 meses	Diário	
MGB-IPH- Pantanal c/prevista em modelo climático	Até 3-12 meses	Até 12-15 meses	Mensal	Modelo ainda não implementado
Modelo climático estatístico	3-24 meses	3-24 meses	Mensal	Vazões médias mensais - Previsões por quantís, ou com resultados na ordem de grandeza.

6.2 Recomendações

6.2.1 Caráter geral

Dentre as recomendações de caráter geral, cabe destacar a necessidade de intercâmbio e centralização das informações existentes sobre a bacia em diferentes organismos de forma que a informação se torne disponível (com diversos graus de acesso) ao público em geral.

Também é importante verificar os dados originais de Ladário que apresentaram algumas singularidades que levam a acreditar que existiram alguns problemas no registro durante a década de 1940s.

6.2.2 Sobre modelagem hidrológica na BAP

- Levantamento batimétrico de seções características ao longo dos afluentes e no rio Paraguai para melhor representação dos processos de fluxo hidrodinâmico. Levantamento de seções transversais distanciadas como máximo 10 Km georeferenciadas no sistema WGS84 ou SIRGAS 2000 e verticalmente rebatido no geóide. Também o levantamento do leito maior da Planície combinando informações de satélite e medidas em campo e outras técnicas potenciais.
- Caracterização das vazões afluentes à planície de inundação. Realização de duas medições de vazão, uma em estiagem e outra no pico da enchente em diversos pontos ao longo do rio Paraguai e afluentes em locais escolhidos pela sua importância no controle de entrada e saída de água na planície, de acordo com os resultados da simulação. Junto com o levantamento batimétrico, esta informação constitui o maior impedimento para futuras melhorias da simulação com um modelo matemático. A maior prioridade são os trechos entre Refúgio Três Bocas e São Francisco e entre Ladário e Porto Esperança. No momento do levantamento, e, em função do dinheiro disponível devem ser analisados outros locais dos afluentes do rio Paraguai;

6.2.3 Sobre modelagem de longo prazo.

- Realizar uma análise aprofundada dos mecanismos que conectam as anomalias na precipitação no Pantanal com os diferentes fenômenos climáticos globais analisados. Em particular, resultou pouco clara a conexão com o PDO e com o índice SAM no mês de agosto (este último, muito significativo para previsão de vazões).
- Testar um modelo não linear para previsão de vazões que capte as interações entre os índices analisados

6.2.4 Sobre modelagem de curto prazo

- Repetir o estudo com condições de contorno mais recentes, que levem em conta as melhorias introduzidas no modelo global.

- Melhorar as definições de áreas alagadas, para permitir a calibração de modelos. Para este fim podem ser utilizados dados de radar por satélite.
- Ajustar um modelo de representação das áreas alagadas baseados em metodologias semelhantes metodologias às apresentadas por Verwey (2001) e Bates e De Roo (2000).
- Refazer os resultados utilizando outros modelos (Ex, modelos meteorológicos ETA, MM5, etc) e hidrológicos (Ex, SWAT), para verificar que os resultados não tenham sido influenciados pela própria estrutura dos modelos.
- Utilizar um modelo com acoplamento bidirecional entre modelo meteorológico e o modelo hidrológico (ou também denominada previsão hidroclimática integrada) que permita analisar em conjunto efeitos de retroalimentação (Ex, maior área alagada, que produz maior chuva e, por consequência, maior área alagada).
- Verificar estrutura do BRAMS para representar áreas alagadas, especialmente na representação da temperatura e radiação.
- Estudar a relação de índices climáticos com variáveis climáticas que afetam a evapotranspiração, tais como horas efetivas de sol, vento ou umidade.

Pagina propositalmente em branco para impressão frente e verso

7. Bibliografia

- Aceituno, P, 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: surface climate. *Mon.Wea.Rev.*, 166:505-524.
- Aceituno, P. y A. Montecinos, 1993. Circulation anomalies associated with wet *e* dry periods in the South American Altiplano. pp. 330331 en Preprints: Fourth Int. Conf. on S. Hemisphere Meteor. *e* Oceanography. Hobart -Australia, 22 march - 2 abril, 1993.
- Allasia, D. G. ; Silva, B ; Collischonn, W ; Tucci, CEM . 2005. Large Basin Simulation experience in South America. In: Merugesu Sivapalan; et. al.. (Org.). Predictions in Ungauged Basins: Promises *e* Progress. 303 ed. Wallingford: IAHS, 2005, v. , p.
- Alvalá, R. C. S.; Manzi, A. O.; Sá, L. D. A.; Vittal Murty, K. P. R.; Gielow, R. Arlino, P. R. A.; Alvalá, P. C.; Lima, I. T. D.; Marques Filho, E. P.; Sambatti, S. B. M.; Von Randow, C.; Souza, A.; Kassar, E. Malhy, Y. S.; Kruijt, B; Meirelles, M. L. 1998. Projeto Interdisciplinar do Pantanal - Fase úmida (IPE-1). Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, 1998.
- Alves, J.M.B.e Repelli, C.A. 1992. A variabilidade pluviométrica no setor norte do nordeste e os eventos El Niño/Oscilação Sul (ENOS). *RBMet.*, 7(2): 583-592, 1992.
- Amarasekera, K. N.; Lee, R. F.; Willians, E.R.; Eltahir, E.A.B. 1997. ENSO *e* natural variability in the flow of tropical rivers. *Journal of Hydrology*, v. 200, n. 1-4, p. 24-39, Dec.1997.
- Anderson, J.L., Ploshay, J.L. 2000. Impact of initial conditions on seasonal simulations with an atmospheric general circulation model. *Quarterly Journal of Royal Meteorology Society*. V.126, p.2241-2264. 2000.
- Anderson, M.L., Chen, Z.-Q., Kavvas, M.L., Feldman, A. 2002. Coupling HEC-HMS with Atmospheric Models for Prediction of Watershed Runoff. *Journal of Hydrologic Engineering*. V.7, n.4, jul, p.312-318
- Andreolli, Ivanilto. 2003. Previsão de vazão em tempo real no rio Uruguai com base na previsão meteorológica. Dissertação de Mestrado Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH-UFRGS). 182 f.
- Andreoli, R. V. ; Kayano, M T. 2005. ENSO-related rainfall anomalies in South America *e* associated circulation feactures during warm *e* cold Pacific Decadal Oscillation regimes. *International Journal of Climatology*, v. 25, n. 12, p. 2017-2030, 2005.
- Assine, M. L. 2005. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal Wetland, Brazil. *Geomorphology*, v. 70, p. 357-371.
- Avissar, R. e Pielke R. A. 1989. A Parametrization of Heterogeneous Land Surfaces for Atmospheric Numerical Model *e* Its Impact an Regional Meteorology, *Monthly Weather Review*, v. 117, p. 2113 - 2136, Oct. 1989.
- Barnston A. G., *e* R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality *e* persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1083-1126.
- Bates, P.D.; De Roo, A.P. A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal of Hydrology*, 236, p. 54-77, 2000
- Beljaars, A.C., P. Viterbo, M.J. Miller, *e* A.K. Betts, 1996: The Anomalous Rainfall over the United States during July 1993: Sensitivity to Land Surface Parameterization *e* Soil Moisture Anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 362–383.
- Berlato, M. A.; Fontana, D.C. 2003. El Niño e La Niña: impactos no clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul; aplicações de previsões climáticas na agricultura. Porto Alegre: Editora da UFRGS,. 110p
- Betts, A.K., e Beljaars, A.C.M. 1993. Estimation of effective roughness length for heat *e* momentum from FIFE data. *Atmos. Res.*, 30, 251-261.
- Betts, A., F. Chen, K. Mitchell, *e* Z. Janjic, 1997. Assessment of the land surface *e* boundary layer models in two operational versions of the NCEP Eta model using FIFE data. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 2896-2916, 1997.
- Bjerknes, J.: 1969, Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Month. Weat. Review* 97, 163–172.
- Bliss, E.W. *e* Walker, G.T. 1932. *World Weather V Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 4, (36) , 53-84.

- Bonan, G.B., 1996: A Land Surface Model (LSM Version 1.0) for Ecological, Hydrological, e Atmospheric Studies: Technical Description e User's Guide. NCAR Technical Note NCAR/Tn-417+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 150 pp.
- Boyle, D. P., Gupta, H. V., Sorooshian, S. 2000 Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strenghts of manual e automatic methods. *Water Resources Research* Vol. 36, No. 12 pp. 3663-3674.
- Bravo, Jm ; Collischonn, B ; Allasia, D. G. ; Villanueva, A O N ; Collischon, W ; Tucci, C E M . 2005. Estimativa de ganhos e perda de volume lateral nos trechos dos rios do Pantanal. In: Anais do I Simpósio de Recursos Hídricos do Sul e Primeiro Simpósio de Águas da Associação de Universidades Grupo de Montevideo (AUGM)., 2005, Santa Maria - RS: ABRH-UFSM, 2005
- Bravo, J. M. 2006. Otimização da operação de um reservatório para controle de cheias com base na previsão de vazão. Dissertação de Mestrado Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH-UFRGS)
- BRASIL 1979. Ministério do Interior. Estudo de Desenvolvimento Integrado da Bacia do Alto Paraguai (EDIBAP). Relatório da primeira fase – Descrição física e Recursos Naturais. Tomo II. Brasília, 249 p.
- BRASIL 1997. Ministério do Meio Ambiente dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal (Brasília, DF). Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai (Pantanal) – PCBAP: análise integrada e prognóstico da Bacia do Alto Paraguai. Brasília, 1997, 369 p., anexos.
- BRASIL Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. Folhas SD-21 (Cuiabá) e SF-21 (Campo Grande), 1983.
- Brunner, Gw. 2002. HEC-RAS, River Analysis System User's Manual. Us Army Corps Of Engineers. Hydrologic Engineering Center (Hec) 609 Second Street. Davis, CA 95616-4687
- Buckley, R. 2001. Spatial Variation of Soil Type e Soil Moisture in the Regional Atmospheric Modeling System. Technical Report Savannah River Site (US) - US Department of Energy (US)
- Camargo, R 2005. Material desenvolvido para a disciplina de Meteorologia Sinótica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, da Universidade de São Paulo.
- Carton, J. A., X. Cao, B. J. Giese, e A. M. da Silva. 1996, Decadal e interannual SST variability in the tropical Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 1165–1175.
- Carvalho, L. M. V., C. Jones, e T. Ambrizzi, 2005. Opposite phases of the Antarctic Oscillation e Relationships with Intraseasonal to Interannual activity in the tropics during the Austral Summer. *J. Climate*, 18, 702-718.
- Carvalho, L. M. V. ; Jones, C. ; Liebmann, B. . 2004. The South Atlantic Convergence Zone: Persistence, Form, Extreme Precipitation e Relationships with Intraseasonal Activity . *Journal of Climate*, v. 17, n. 1, p. 88-108, 2004.
- Carvalho, L- M.V., Charles Jones, e Brant Liebmann, 2002: Extreme Precipitation Events in Southeast South America e Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, 15, 2377-2394.
- Castanharo G. at al., 2001. Operação de Reservatórios Baseada em Previsão de Afluências de Curto Prazo em Tempo Real. XIV Congresso Brasileiro de Recursos Hídricos, ABRH: Aracaju.
- Cavalcanti, I. , Marengo J. A. , Satyamurty, P. , Trosnikov, I. , Bonatti, J. , Nobre, C. 2002. Global climatological features in a simulation using the CPTEC/COLA AGCM. *Journal of Climate*, v. 15, p. 2965-2988,
- NCEP 2006. The Climate Change Research Section (CCR) is part of the Climate e Global Dynamics (CGD) Division at the National Center for Atmospheric Research (NCAR) in Boulder, Colorado. <http://www.cgd.ucar.edu/ccr/>
- Chang P, R. Saravanan, L. Ji, e G. C. Hegerl, 2000: The effect of local sea surface temperature on atmospheric circulation over the tropical Atlantic sector. *J. Climate*, 13, 2195–2216.
- Changnon, S. A., Vonnahme, D.R. 2003. Impact of Spring 2000 Drought Forecasts on Midwestern Water Management. *Journal of Water Resources Planning e Management*. V. 129, n.1, jan, p.18-25.
- Chen, F., e J. Dudhia, 2001: Coupling an advanced land surface hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation e sensitivity. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 569–585.
- Chen, T.-C., J. H. Yoon, K. J. St. Croix, e E. S. Takle, 2001: Suppressing impacts of the Amazonian deforestation by global circulation change. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 2209–2216.

- Chen, C., Cotton, W. R., 1983: A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Boundary Layer Meteor.* 25, 289-321.
- Chiang JCH, Y. Kushnir, e A. Giannini, 2002: Deconstructing Atlantic ITCZ variability: Influence of the local cross-equatorial SST gradient, e remote forcing from the eastern equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, 107 (D1), 1-19.
- Chiang, J. C. H., S. Zebiak, e M. A. Cane, 2001: Related roles of elevated heating e surface temperature gradients in driving anomalous surface winds over tropical oceans. *J. Atmos. Sci.*, 58, 1371-1394.
- Chiew, F.H.S., Zhou, S.L., McMahon, T.A. 2003 Use of seasonal streamflow forecasts in water resources management. *Journal of Hydrology*. V.270, p.135-144. 2003.
- Codron, F., 2005: Relation between Annular Mode e the Mean State: Southern Hemisphere Summer. *J. Climate*, 18, 320-330
- Coelho C.A.S., C.B. Uvo, e T. Ambrizzi 2002. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. *Theor. Appl. Climatol.* 71, 185-197.
- Collier, C.G., Krzysztofowicz, R. 2000. Quantitative precipitation forecasting. *Journal of Hydrology*. V.239, p.1-2. 2000.
- Collins, D.C. e Avissar, R. 1994. An evaluation with the Fourier Amplitude Sensitivity Test (FAST) of which land surface parameters are of greatest importance in atmospheric modeling. *J. Climate*, 7, 681-703.
- Collischonn, W.; Tucci, C. E. M. 2001. Simulação hidrológica de grandes bacias. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Vol.6, n.1. 2001.
- Collischonn, B. 2006. Uso de precipitação estimada pelo satélite TRMM em modelo hidrológico distribuído. Dissertação de mestrado, IPH-UFRGS, Porto Alegre, 2006.
- Collischonn, W, Tucci, CEM, Clarke RT, Chou SC, Guilhon, Cataldi M, Allasia D, 2007. Medium-range reservoir inflow predictions based on quantitative precipitation forecasts. *Journal of Hydrology*. 344, Issues 1-2, September 2007, Pages 112-122.
- Collischonn, W. ; Merten, G. H. . 2001. Análise da estabilidade de um rio no Pantanal utilizando um modelo matemático de transporte de sedimentos. In: Eloiza Maria Cauduro Dias de Paiva; João Batista Dias de Paiva. (Org.). Caracterização quali-quantitativa da produção de sedimentos. Santa Maria: ABRH, 2001, v. , p. 131-154.
- Collischonn, W. 2001 Simulação Hidrológica de Grandes Bacias. Porto Alegre: UFRGS. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental), Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 194p. 2001.
- Collischonn, W., Tucci, C. E. M., Clarke, R. T. 2001 Further evidence of changes in hydrological regime of the river Paraguay: part of a wider phenomenon of climate change? *Journal of Hydrology* Vol. 245 pp. 218-238.
- Corrêa, V. B. 1997. Pantanal: O enclave das águas. In: Socio-economia da bacia do Alto Paraguai. Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai (PCBAP). UFMS MMA Programa Nacional do Meio Ambiente.
- Costa, M. F. 1999 História de um país inexistente: O Pantanal entre os séculos XVI e XVIII. Kosmos, São Paulo, 277pp.
- Cotton, W. R., Pielke R. A. 1995. Human Impacts on Weather e Climate. Press Syndicate of The University of Cambridge. Cambridge University Press. New York. EUA. 287p.il.
- Covey, D., e S. Hastenrath, 1978: The Pacific El Niño phenomenon e the Atlantic circulation. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1280-1287.
- Crawford e Linsley. 1966. Digital Simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model IV, *Stanford Univ., Dept. Civ. Eng. Tech. Rep.* 39.
- Cunge , J.A., Holly , F.M. & Verwey , A. 1980. Practical Aspects of Computational River Hydraulics. Pitman Publishing, London, 420 pp.
- Cuenca, R. H., Ek, M, Mahrt, L. 1996. Impact of soil water property parameterization on atmospheric boundary layer simulation. *J. Geophys. Res.*, 101D, 7269-7277.
- Curtis, S., e S. Hastenrath, 1995: Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the tropical Atlantic during Pacific warm events. *J. Geophys. Res.*, 100 (C8), 15 835-15 847.
- Curtis, S., e S. Hastenrath, 1999: Trends of upper-air circulation e water vapor over equatorial South America e adjacent oceans. *Int. J. Climatol.*, 19, 863-876.

- CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. 2004. O Sistema de Previsão de Tempo Global por Ensemble do CPTEC. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br>>.
- Czaja, A., P. van der Vaart, e J. Marshall. 2002. A diagnostic study of the role of remote forcing in tropical Atlantic variability, *J. Clim.*, 15, 3280-3290.
- Czaja, A., e J. Marshall, 2001: Observations of atmosphere–ocean coupling in the North Atlantic. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 1893–1916.
- Damrath, U; Doms, G; Fruhwald, D; Heise, E; Richter, B; Steppeler, J. 2000. Operational quantitative precipitation forecasting at the German weather service. *Journal of Hydrologic*, n. 239, p. 260-285, set. 2000.
- Deardoff, J.W. 1978. Efficient Prediction of Ground Surface Temperature e Moisture, with Inclusion of a Layer of Vegetation. *Jour. Geoph. Res.*, Washington, v. 83, C4, p 1889-903.
- DeMaria, M. 1985: Linear response of a stratified tropical atmosphere to convective forcing. *J. Atmos. Sci.*, 42: 1944-1959.
- Deser, C., M.A. Alexander, e M.S. Timlin, 1996: Upper-Ocean Thermal Variations in the North Pacific during 1970–1991. *J. Climate*, 9, 1840–1855.
- Dessay, N, Shimabukuro, Y Batista, G. T., Durieux, L. 2001. Dados NOAA-AVHRR para a avaliação do impacto El Niño sobre a vegetação. Anais do X SBSR, Foz do iguaçu, Sessão Pôster.
- Dias de Freitas, E. 2003. Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. Instituto de Astronomia, Geofísica E Ciências.
- Dias, P. S., Moreira, D. S. e Dolif Neto, G. 2006. The Master Super Model Ensemble System (MSMES). Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguazu, Brazil, April 24-28, 2006, INPE, p. 1751-1757.
- Dias, P. L. S. ; Schubert, W. H. ; Demaria, M. . 1983. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection.. *Journal of Atmospheric Sciences*, Estados Unidos, v. 40, p. 2689-2707, 1983.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy e M. F. Wilson, 1986: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme for the NCAR Community Climate Model. NCAR Tech. Note 275+STR.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers; P. J. Kennedy e M. F. Wilson, 1993: Biosphere-Atmosphere-Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. NCAR Tech. Note NCAR/TN 387+STR, 72 p
- DNOS. Estudos hidrológicos da bacia do Alto Paraguai. Relatório Técnico UNESCO / PNUD. Rio de Janeiro. 1974, 284p.
- Dettinger, M.D., Cayan, D.R., McCabe, G.M., e Marengo, J.A., 2000 Multiscale streamflow variability associated with El Niño/Southern Oscillation: In Diaz, H.F., e Markgraf, V. (eds.), *El Niño e the Southern Oscillation--Multiscale Variability e Global e Regional Impacts*, Cambridge University Press, 113-146.
- Druce, D.J. 2001. Insights from a history of seasonal inflow forecasting with a conceptual hydrologic Model. *Journal of Hydrology*. V.249, p.102-112. 2001.
- Ducoudre, N., K. Laval, A. Perrier, 1993: SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land/atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. *J. Climate*, 6, 248-273.
- Drumond, A R M e Ambrizzi, T. . 2005. The role of SST on the South American atmospheric circulation observed during the 2000/2001 Austral Summer.. *Climate Dynamics*, Inglaterra, v. 24, p. 781-791, 2005.
- Eagleson, P.S. 1986: The emergence of global-scale hydrology. *Water Resources Research*, 22(9), 6-14
- Eiten, G. 1972 The cerrado vegetation of Brazil. *Botanical Review*, 38: 205-341.
- Enfield, D.B. e A.M. Mestas-Nuñez, 1999: Multiscale variabilities in global sea surface temperatures e their relationships with tropospheric climate patterns. *J. Climate*, 12, 2719-2733.
- Enfield, D. B., e D. A. Mayer, 1997: Tropical Atlantic sea surface temperature variability e its relation to El Niño–Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, 102, 929–945.
- Eva E.E.; de Miranda C.M; Di Bella; V.Gond; O.Huber; M.Sgrenzaroli; S.Jones; A.Coutinho; A.Dorado; M.Guimarães; C.Elvidge; F.Achard; A.S.Belward; E.Bartholomé; A.Baraldi; G.De Grandi; P.Vogt; S.Fritz ; A.Hartley; 2002. A Vegetation Map of South America. Final Report. Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities, 2002 ISBN 92-894-4449-5
- Evans, J. P. 2003 Improving the characteristics of streamflow modelled by regional climate models. *J. Hydrol.* 284, 211–227.

- FAO 1974. *Soil map of the world*. Volumes 1-10. Food e Agriculture Organization of the United Nations e UNESCO, Paris. 1:5,000,000.
- FAO 1988. *Soils map of the world: revised legend*. Food e Agriculture Organization of the United Nations, Rome. 119 p.
- Figueroa, S.N.; Nobre, C.A. Precipitations distribution over Central e Western Tropical South America. *Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, 5(6): 36 - 45, 1990.
- Figueroa, S.N.; Satyamurty, P. e Silva Dias, P.L. 1995. Simulation of the summer circulation over the South American region with an ETA coordinate model. *Journal Atmospheric Sciences*, 52.
- Fogt, R. L., e D. H. Bromwich, 2006: Decadal variability of the ENSO teleconnection to the high latitude South Pacific governed by coupling with the Southern Annular Mode. *J. Climate*, 19, 979-997.
- Folland, C. K., Owen, J., Ward, M. N., e Colman, A.: 1991, Prediction of seasonal rainfall in the Sahel region using empirical e dynamical methods, *Journal of Forecasting* 10, 21–56.
- Freitas, S. R., K. M. Longo, M. A. F. Silva Dias, P. L. Silva Dias, F. S. Recuero, R. Chatfield, E. Prins, e P. Artaxo, 2005: Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. *Environ. Fluid Mech.*, 5, 135-167.
- Galdino, S. e Clarke, R. T. 1997. Probabilidade de ocorrência de cheia no Rio Paraguai, em Ladário. MS - Pantanal. 1997. *Circulação Técnica N° 23*, EMBRAPA-CPAP, Corumbá, MS. 58p.
- Galdino, S., Clarke, R. T., Padovani, C.R., Soriano, B. M. A., Vieira, L. M. 1997 Evolução do regime hidrológico na planície do baixo curso do rio Taquari – Pantanal. *Anais XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Vitória ES.
- Galdino, S. Método determinístico de previsão do nível mínimo no rio Paraguai, em Ladário – MS, Pantanal. *Circular Técnica 28 da EMBRAPA Pantanal*, 2001.
- Gal-Chen, T., R. Somerville. 1975. On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. *J. Comput. Phys.*, 17 (2), pp. 209-228, 1975.
- Gan, M. A.; Kousky, V. E.; Ropelewski, C. F., 2004. The South America Monsoon Circulation e Its Relationship to Rainfall over West-Central Brazil. *Journal of Climate*, 17, 47-66
- Gandu, A. W. ; Dias, Pedro Leite da Silva . Impact of heat sources on the South American tropospheric upper circulation e subsidence. *Journal of Geophysical Research, USA*, v. 103-D6, p. 6001-6015, 1998.
- Garcia-Moya, 2004. Los modelos numéricos de predicción del tiempo. In: TETHYS, revista de meteorologia - Núm. 2. Associació Catalana de Meteorologia. <http://tethys.acamet.org/num02/esp.htm#articlesdeMeteorologia>
- Garreaud, R. D., e D. S. Battisti, Interannual (ENSO) e in terdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation, *J. Clim.*, 12, 2113–2122, 1999.
- Genta, J. L., G. Prerez-Perez-Iribarren, e C. R. Mechoso, 1998: A recent increasing trend in the streamflow of rivers in southeastern South America. *J. Climate*,
- Gevaerd, R, Freitas, S. R., Longo, M., Silva Dias, M. A. F. Impact of soil moisture on tropical dryline storm formation e development. In: LBA-ECO SCIENCE TEAM BUSINESS MEETING, 7., 2003, Fortaleza. Eletronic Abstracts. Manaus: LBA-Ecologia, em <http://www.lbaeco.org>. Acesso em: 20 abr. 2004.
- GEWEX Continental-Scale International Project (GCIP). 1998. A Review of Progress e Opportunities. Washington DC, EUA: National Academy of Science, 1998. 93p
- Giannini, A., M. A. Cane, e Y. Kushnir, 2001: Interdecadal changes in the ENSO teleconnection to the Caribbean region e the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, 14, 2867–2879.
- Goddard, L., Mason, S.J., Zebiak, S.E., Ropelewski, C.F., Basher, R., Cane, M.A. 2000. Current Approaches to Seasonal to Interannual Climate Predictions. New York: IRI, dez, 2000. 62p.
- Golding B.W. 2000. Quantitative precipitation forecasting in the UK. *Journal of Hydrology*. V.239, P.286-305. 2000.
- Gong, D. e Wang S. 1999, Definition of Antarctic Oscillation Index, *Geophys. Res. Lett.*, 26: 459-462.
- Goulden, M. L., B. C. Daube, S.-M. Fan, D. J. Sutton, A. Bazzaz, J. W. Munger, e S. C. Wofsy. 1997. Physiological responses of a black spruce forest to weather. *Journal of Geophysical Research* 102:28 987–28 996.

- Grell, G. A., e Dezso Devenyi. 2002. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble e data assimilation techniques. *Geophysical Research Letters*, VOL. 29, NO. 14, 2002.
- Gribbin e Gribbin, 2004. *The Remarkable Story of Darwin's Captain e the Invention of the Weather Forecast XII*, 336 p., figs. on plates. 24,5 cm, B&T, Yale University Press ISBN: 300103611.
- Grimm A, Ferraz S.E.T, Gomes J. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño e La Niña events. *Journal of Climate* 1998;11:2863-80.
- Grimm, A.M., Barros, V.R. e Doyle, M.E. 2000, Climate variability in southern South America associated with El Niño e La Niña events, *J. Climate* 13, 35-58.
- Grötzner, A., M. Latif, e T. P. Barnett, 1998. A decadal climate cycle in the North Atlantic Ocean as simulated by the ECHO coupled GCM. *J. Climate*, 11, 831–847.
- Gutzler, D.S., D.M. Kann, e C. Thornbrugh, 2002. Modulation of ENSO-based long-lead outlooks of Southwestern US winter precipitation by the Pacific Decadal Oscillation, *Wea & Fcstng*, 17, 1163-1172, 2002.
- Gutowski Jr, W. J., Vörösmarty, C. J., Person, M., Ötles, Z., Fekete, B, York, J. 2002. A coupled Land-Atmosphere Simulation Program (CLASP): Calibration e Verification. *Journal of Geophysical Research*, Vol 107, NO. D16, 10.1029/2001JD000392.
- Habets, F., Lemoigne, P., Noilhan, J. 2004. On the utility of operational precipitation forecasts to served as input for streamflow forecasting. *Journal of Hydrology*. V.293, P.270-288. 2004.
- Halliwel, G. R., 1998: Simulation of North Atlantic decadal/multi-decadal winter SST anomalies driven by basin-scale atmospheric circulation anomalies. *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 5–21.
- Hamilton, S. K., Sippel, S.J., Melack, J.M. 1996 Inundation patterns in the pantanal wetland of South America determined from passive microwave remote sensing. *Archiv. F. Hydrobiol.* 137(1)1-23.
- Hamlet, A. F., Huppert, D., Lettenmaier, D. P. 2002. Economic value of long-lead streamflow forecasts for Columbia river hydropower. *Journal of Water Resources Planning e Management*, vol. 128(2), p. 91-101.
- Hare, S. R., e N. J. Mantua, Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 e 1989, *Prog. Oceanogr.*, 47, 103–145, 2000
- Hastenrath, S., Greischar, L., Colon, E., e Gil, A.: 1998, A forecast of the February–March 1999 anomalous discharge of the Caroni River, Venezuela, NOAA Experimental Long-Lead Forecast Bulletin 7(4), <http://grads.iges.org/ellfb/>
- Hastenrath, S., e L. Greischar, 1993: Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. *J. Geophys. Res.*,98 (D3), 5093–5102.
- Hastenrath, S. 2001. Variations of East African climate during the past two centuries. *Climatic Change* 50: 209-217.
- Hay L.E., Clark, M.P., Wilby, R.L., Gutowski Jr., W.J., Leavesley, G.H., Pan, Z., Arritt, R.W., Takle, E.S. 2002. Use of Regional Climate Model Output for Hydrologic Simulations. *Journal of Hydrometeorology*. V.3, out, p.571-590.
- Hay, L.E e Clark, M.P. 2003. Use of statistically e dynamically downscaled atmospheric model output for hydrologic simulations in three mountainous basins in the western United States. *Journal of Hydrology*. V. 282, p.56-75. 2003.
- HEC. 1972. Application of the SSARR model to the Upper Paraguay River Basin, prepared for the UNDP/UNESCO Project- Hydrological Studies of the Upper Paraguay River Basin. Portland, Oregon, 1972.
- Herdies, D. L.; Da Silva, A.; Silva Dias, M.A.F.; Nieto-Ferreira, R., 2002: The Moisture Budget of the Bimodal Pattern of the Summer Circulation over South America. *Journal of Geophysical Research*, Washington-DC, v. 107, n. D20, p. 42-1-42-10.
- Hollingsworth, A; Simmons, A. J; Ghelli, A; Tsuyuki, T; Hart, T. 2003. Improvements in the skill of numerical weather prediction with global models. *Bulletin World Meteorological Organization*, v. 52, n. 1, p. 33-39, jan. 2003.
- Henderson-Sellers A. 1993. Continental vegetation as a dynamic component of global climate model: a preliminary assessment, *Climate Change*, 23, 337-378.
- Hopson, T M e Webster, P J. 2004. Operational Short-Term Flood Forecasting for Bangladesh: Application of ECMWF Ensemble Precipitation Forecasts. In *Eos Trans. AGU*, 85(47), Fall Meet. Suppl.

- Horel, J. D., A. N. Hahmann, e J. E. Geisler, 1989: An investigation of the annual cycle of convective activity over tropical Americas. *J. Climate*, 2, 1388-1403.
- Hsieh, W.W., Yuval, Li, J., Shabbar, A., Smith, S. 2003. Seasonal Prediction with Error Estimation of Columbia River Streamflow in British Columbia. *Journal of Water Resources Planning e Management*. V.129, n.2, mar, p.146-149. 2003.
- Hsu, M.-H., Fu, J.-C., Liu, W.-C. 2003. Flood routing with real-time stage correction method for flash flood forecasting in the Tanshui River, Taiwan. *Journal of Hydrology*. V. 283, p.267-280. 2003.
- Hurrell, J.W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation e relationships to regional temperature e precipitation. *Science* 269, 676-679.
- Hurrell, J.W. e H. van Loon, 1997: Decadal Variations associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*: Vol. 36, pp.301-326
- Hurrell, J.W., C. Deser, C.K. Folland, e D.P. Rowell, 2002: The relationship between tropical Atlantic rainfall e the summer circulation over the North Atlantic. *Proc. U.S. CLIVAR Atlantic meeting*, D. Legler, Ed., June 12-14 2001, Boulder, CO., 111-114.
- International Geosphere Biosphere Programme (IGBP). 1998. *Data e Information Systems*, IGBP-DIS Global Land Cover Set DISCover.
- Ibbitt, R.P., Henderson, R.D., Copeland, J., Wratt, D.S. 2001. Simulating mountain runoff with meso-scale weather model rainfall estimates: a New Zealand experience. *Journal of Hydrology*, V.239, p.19-32. 2001
- IRI, International Research Institute for Climate Prediction. 2004. *Seasonal Climate Prediction for Regional Scales*. Disponível em: <http://iri.columbia.edu/projects/climate/course_html>..
- Jarvis, P.G., e T.A. Mansfield. 1981. *Stomatal physiology*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Jasper, K; Gurtz, J; Lang, H. 2002. Advanced flood forecasting in Alpine watersheds by coupling meteorological observations e forecast with a distributed hydrological model. *Journal of Hydrology*, n. 267, p. 40-52, set. 2002.
- Jayawardena, A.W., Mahanama, S.P.P. 2002. Meso-Scale Hydrological Modeling: Application to Mekong e Chao Phraya Basins. *Journal of Hydrologic Engineering*. V.7, n.1, jan/fev, p.12-26. 2002.
- Jenson, S. e Domingue, J. 1988. Extraction of Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogrammetric Engineering e Remote Sensing* 54(11), pp.1593-1600.
- Jin J., e N. L. Miller, 2004: On the development e testing of a coupled regional climate model with an advanced land surface model. *The American Geophysical Union Spring Conference*, May, 2004, Montreal, Canada.
- Jones, P.D., Jónsson, T. e Wheeler, D., 1997: Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar e South-West Iceland. *Int. J. Climatol.* 17, 1433-1450.
- Joyce, Terrence M., James R. Luyten, Alexander Kubryakov, Frank B. Bahr, e Julie S. Pallant, 1998. Meso- to large-scale structure of subducting water in the subtropical gyre of the eastern North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 28(1), 4061.
- Kalnay, E., et al., The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, *Bull Amer Meteo Soc*, 77(3), 437-471, 1996.
- Kane, R. P. 2006. El Niño effects on rainfall in South America: comparison with rainfalls in india e other parts of the world. *Advances in Geosciences*, v. 6, p. 35-41, 2006. (INPE-13931--PRE/9111). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m16@80/2006/08.02.12.40>>.
- Kayano, M.T.; Andreoli R.V. 2004. Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall e its relation to tropical sea surface temperature e global sea level pressure anomalies. *J. geophys. Res.*, v.109, n.C11011, doi: 10.1029/2004JC002429, 2004
- Kerr, R.A. 2004. Storm-in-a-Box Forecasting. *Science*. V.304, mai, p.946-948. 2004.
- Kimura, R. 2002. Numerical weather prediction. *Journal of Wind Engineering e Industrial Aerodynamics*. V.90, p.1403-1414. 2002.
- Kite G.W. 1997 Simulating Columbia river flows with data from regional-scale climate models. *Water Resources Research*. V.33, n.6, jun, p.1275-1285. 1997.
- Kitanidis, P. R., e Bras, R. L. 1980. "Real-Time Forecast ing with a Conceptual Hydrologic Model, 2: Application e Results," *Water Resources Research*, Vol 16, No. 6, pp 1034-1044.

- Klemes V. 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal* 31: 13-24.
- KLIMET (Climatology and Meteorology Research Group Institute of Geography University of Bern). 2007. North Atlantic Oscillation (NAO). <http://www.giub.unibe.ch/klimet/wanner/nao.html>. Acesso em Dec/2007.
- Koster R., e M. Suarez, 1992: Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independent vegetation stands. *J. Geophys. Res.*, 97, 2697--2715.
- Kousky, V., Kagano, M., Cavalcanti., I.F.A: 1984, 'A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes e related rainfall anomalies', *Tellus*, 36A, 490-504.
- Kousky, V. E., 1988: Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Rev. Bras. Meteor.*, 3, 217-231.
- Koussis, A.D., Lagouvardos, K., Mazi, K., Kotroni, V., Sitzmann, D., Lang, J., Zaiss, H., Buzzi, A., Malguzzi, P. 2003. Flood Forecasts for Urban Basin with Integrated Hydro-Meteorological Model. *Journal of Hydrologic Engineering*. V.8, n.1, jan/fev, p.1-11. 2003.
- Kouwen, N., Soulis E.D., Pietroniro A., Donald J., & Harrington R.A. (1993) Grouped response units for distributed hydrologic modeling. *J. of Water Resour. Planning e Maagemen.*, 119(3), 289-305.
- Krishnan R, Sugi M. 2003. Pacific decadal oscillation e variability of the Indian summer monsoon rainfall. *Clim Dyn* 21:233ñ242
- Kubota, P. Y. 2002. Camada limite do Pantanal matogrossense: análise observacional e simulação numérica. São José dos Campos. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2002.
- Lanici, J.A., Carlson TN e Warner TT. 1987. Sensitivity of Great plains severe storm environment to soil moisture distribution. *Mon. Weat. Rev.* 115, 2660-2673.
- Liang, X., Lettenmaier, D., Wood, E. F., Burge, S. J. 1994. A simple hydrologically based model of land surface water e energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*. V.99, n. D7, p. 14.415-14.428, July. 1994.
- Liebmann, B.; Kiladis, G.N.; Marengo, J.A.; Ambrizzi, T.; Glick, J.D. 1999. Submonthly convective variability over SA e the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, V. 12, p. 1877-1891.
- Liu, W. T. H. E Ayres, F. M. 2003. Previsão de cheias para o desenvolvimento sustentável regional na sub-bacia do Taquari. XI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Belo Horizonte, 5 a 10 de abril de 2003.
- Lorenz, E.N. 1973. On the Existence of Extended Range Predictability. *Journal of Applied Meteorology*. V.12, apr., p.543-546. 1973.
- Lorenz, E. N. 1963. Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.* 20: 130-141.
- Mahfouf, J. F, Richard, E. e Mascart, P. 1987, The influence of soil e vegetation on development of mesoscale circulation, *Journal of Climate e Applied*
- Mahrer Y. E Pielke R. A, 1977 A numerical study of the airflow over irregular terrain, *Beitrag zur Physik der Atmospheric*, v. 50, p. 98-113, Feb. 1977.
- Manabe, S. 1969. 'Climate e the ocean circulation I. The atmospheric circulation e the hydrology of the Earth's surface', *Mon. Wea. Rev.*, 97, 739-774.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., & Francis, R. C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 1069–1079.
- Marengo, J.A., Cavalcanti, I.F.A., Satyamurty, P., Trosnicov, I., Nobre, C.A., Bonatti, J.P., Camargo, H., Ampaio, G., Sanches, M.B., Manzi, A.O., Castro, C.A.C., D'Almeida, C., Pezzi, L.P., Candido, L. 2003 Assessment of regional rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. *Climate Dynamic*. V.21, p.459-475. 2003.
- Marengo, J.A, W. Snares, C. Saulo, e M. Nicolini, 2004: Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics e temporal variability. *J. Climate*, 17, 2261-2280.
- Marengo, J. 2004. Interdecadal variability e trends of rainfall across the Amazon basin". *Theoretical e Applied Climatology*. 78, 79-96.
- Marshall, G. J., 2002. Trends in Antarctic geopotential height e temperature: A comparison between radiosonde e NCEP-NCAR reanalysis data, *J. Clim.*, 15, 659– 674, 2002.

- Marshall, G. J., 2003: Trends in the southern annular mode from observations *e* reanalyses. *Journal of Climate*, 16, 4134-4143.
- Mascarenhas, F. C. B.; Miguez, M. G. 1994. Modelação de grandes planícies de inundação por um esquema de células - Aplicação ao Pantanal de Mato Grosso. *RBE Caderno de Recursos Hídricos*, Volume 12, nº 2, Dezembro 1994.
- Maathuis, B.H.P. The Pantanal-Taquari project: decision support system for catchment-based river management. Final Report, Programme Partners for Water, ITC, Enschede, Netherlands, em prep, 2004.
- Maurer, E.P., Lettenmaier, D.P. 2003 Predictability of seasonal runoff in the Mississippi River basin. *Journal of Geophysical Research*. V.108, n.16, p.2(1-13). 2003.
- McCabe, G.J. *e* M.D. Dettinger, 1999: Decadal variations in the strength of ENSO teleconnections with precipitation in the western United States. *International Journal of Climatology*. 19: 1399-1410.
- MCCaughey, J. H. et al. Magnitudes *e* seasonal patterns of energy, water *e* carbon exchanges at a boreal young jack pine forest in the BOREas northern study area. *Journal of geophysical Research*, v.102 (d24), p. 28997-29007, 1997
- McNaughton, K. G., 1987: Comments on "Modeling the effects of vegetation on climate." *Geophysiology of Amazonia*, R. E. Dickinson, Ed., Wiley & Sons, 526 pp.
- Mechoso, C., Perez Iribarren, G.: 1992, 'Streamflow in Southeastern South America *e* the Southern Oscillation', *J. Climate*, 5, 1535-1539.
- Meyers M.P., Walko R.L., Harrington J.Y., Cotton W.R. 1997. New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme. *Atmospheric Research*, 45 (1), pp. 3-39.
- Mellor, G. L., *e* T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics *e* Space Physics*, 20(4), 851-875.
- Mestas-Nuñez, A.M., *e* D. B. Enfield, 2001: Eastern equatorial Pacific SST Variability: ENSO *e* Non-ENSO components *e* their Climatic Associations. *J. Climate*, 14, 391-402.
- Milly, P. C. D., *e* K. A. Dunne, 1994: Sensitivity of the global water cycle to the water-holding capacity of land. *Journal of Climate*, 7(4), 506-526.
- Mine, M.R.M. 1998 Método Determinístico para Minimizar o Conflito entre Gerar Energia e Controlar Cheias. Porto Alegre: UFRGS. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental), Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1998.
- Mine, M.R.M., Tucci, C.E.M. 2002 Gerenciamento da Produção de Energia e Controle de Inundação: Foz do Areia no Rio Iguaçu. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. V.7, n.3, p.85-107. 2002.
- Minobe, S., 1997: A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific *e* North America. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 683–686..
- Minobe, S. 1999: Resonance in bidecadal *e* pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts. *Geophysical Research Letters*, Vol. 26, pp 855-858.
- Minobe, S. (2000), Spatio-temporal structure of the pentadecadal variability over the North Pacific, *Prog. Oceanogr.*, 47, 381– 408.
- Miyaoka, K., Matsuyama, H., Oki, T. 1999 Validation of the output from JMA-SiB Using the combined water balance method *e* a river routing scheme: A case study in the Mackenzie River basin. *Journal of Geophysical Research*. V.104, n.24, dez, p.31199-31206. 1999.
- Mo, K.C., S. Häkkinen, 2001. Decadal variations in the Tropical South Atlantic *e* linkages to Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2065-2068, 2001.
- Molion, L., *e* Moraes, J.: 1987, 'Oscilação Sul e descarga de rios na América do Sul tropical', *Rev. Bras. Eng., Caderno de Hidrologia*, 5(1), 53-63.
- Moreira, D. S. 2007. Problemas na simulação do Modelo RAMS com coordenadas Shaved ETA. Comunicação pessoal.
- Murphy, S J., Washington, R, Downing, T. E., Martin, R. V., Ziervogel, G. , Preston A, Todd, Martin, Butterfield, R, Briden, J. 2001. Seasonal Forecasting for Climate Hazards: Prospects *e* Responses. *Natural Hazards* 23: 171–196..Kluwer Academic Publishers.. Netherlands.
- Namias, J., 1958: Synoptic *e* climatological problems associated with the general circulation of the Arctic. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 39, 40-51.

- Namias, J. Influence of Northern Hemisphere Circulation on Drought in Northeast Brazil. *Tellus*, v. 24, p. 336-342, 1972.
- Nan, S. & J. Li 2003, The relationship between summer precipitation in the Yangtze River valley e the previous Southern Hemisphere Annular Mode. *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 2266.
- Neal, E.G., Walter, M.T., Coffeen, C. 2002 Linking the pacific oscillation to seasonal stream discharge patterns in southeast Alaska. *Journal of Hydrology*. V.263, p.188-197.2002.
- Nitta, T., e S. Yamada, 1989: Recent warming of tropical sea surface temperature e its relationship to the Northern Hemisphere circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 375-382,
- Nobre, P e Shukla, J. 1996. Variations of sea surface temperature, wind stress e rainfall over the tropical Atlantic e South America. *Journal of Climate*, Boston, v. 10, n. 4, p. 2464-2479.
- Nogué-Paegle, J.; Mo, K. C., 1997: Alternating wet e dry conditions over South American during summer, *Monthly Weather Review*, 125, 279-291.
- Noilhan, J. e Planton, S. 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 536-549.
- NRC, 1998: GCIP: Global Energy e Water Cycle Experiment (GEWEX) Continental-Scale International project: A Review of Progress e Opportunities. Report of the National Academy Press, Washington D.C., 93 pp.
- Nunes, A. B e Satyamurty, P. Fontes e Sumidouros de Vapor D'água e Calor Sensível Sobre o Pantanal. In proceedings of III LBA Scientific Conference - The Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA)
- O'Connell, P. E. e Todini, E. 1996. Modeling of rainfall, flow e mass transport in hydrological systems: an overview, *J. Hydrol.*, 175, 3-16, 1996.
- Oliveira, MB; von Randow, C; Manzi A.O, Alvalá R C, Sá AL, Leitão M, de Souza, A. 2006. Fluxos Turbulentos de Energia Sobre O Pantanal Sul MatoGrossense. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.21, n.3b, 159-165, 2006
- Oliveira, L. S. Fluxos atmosféricos de superfície sobre uma area de ecótono na Ilha do Bananal. 2006. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico. *Orientador*: Humberto Ribeiro da Rocha.
- Ookouchi, Y., M. Segal, R.C. Kessler, e R.A. Pielke, 1984. Evaluation of soil moisture effects on the generation e modification of mesoscale circulations. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2281-2292.
- OMM (Organización Meteorológica Mundial). 1994. Guía de prácticas hidrológicas. Adquisición y proceso de datos, análisis, predicción y otras aplicaciones. Publicación de las Naciones Unidas (OMM-Nº 168). 1994. ISBN: 92-63-30168-9.
- Overgaard, J Butts, M Rosbjerg, D 2004. Validation of a coupled hydrological e meteorological model system for investigating feedback effects In *Eos Trans. AGU*, 85(47), Fall Meet. Suppl..
- Pan, H-L. e L. Mahrt, 1987: Interaction between soil hydrology e boundary layer developments. *Boundary Layer Meteor.*, 38, 185-202.
- Pan, Z., D. Flory, M. Segal, e R. Horton. 2003. Growing-season soil moisture prediction using a climate-plant-soil coupled agroecosystem model, *Proceedings, PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Users' Workshop*, Boulder, CO, 10-10 June, 2003.
- Paz, A. R., Collischonn, W, Tucci, C.E.M., Clarke, RT, Allasia D. 2007. Data assimilation in a large-scale distributed hydrological model for medium-range flow forecasts. 2007. Apresentado e publicado no simpósio "Quantification e Reduction of Predictive Uncertainty for Sustainable Water Resources Management" (Proceedings of Symposium HS2004 at IUGG2007, Perugia, July 2007). IAHS Publ. 313, 2007.
- Pielke, R. A., 1974: *Mesoscale Meteorological Modeling*. New York, N.Y.: Academic Press, 612pp.
- Rajagopalan B.; Kushnir Y.; Tourre Y. M. 1998. Observed decadal midlatitude e tropical Atlantic climate variability, *Geophys. Res. Lett.*, v. 25, n. 21, p. 3967-3970, Nov. 1998.
- Rao, V.B.; Hada, K. 1990 Characteristics of rainfall over Brazil, annual variation e correlation with the southern oscillation. *Theoretical e Applied Climatology*, Wien, v.2, p.81-91, 1990.
- Renwick, J. A., 2002: Southern Hemisphere circulation e relations with sea ice e sea surface temperature. *J. Climate*, 15, 3058-

- 3068 Restrepo, J. D. y B. Kjerfve. 2000. Magdalena river: interannual variability (1975-1995) e revised water discharge e sediment load estimates. *Journal of Hydrology*. 235 (1-2): 137-149.
- Reynolds, R. W. e T. M. Smith, 1995: A high resolution global sea surface temperature climatology. *J. Climate*, 8, 1571-1583.
- Roads, J., Chen, S.-C., Kanamitsu, M. 2003 U.S. regional climate simulations e seasonal forecasts. *Journal of Geophysical Research*. V.108, n.16, p.1(1-17).
- Robertson, A. W., C. R. Mechoso, 1998: Interannual e Decadal Cycles in River Flows of Southeastern South America. *Journal of Climate*, 11, 2570-2581.
- Rogers, J.C. e H. Van Loon. 1979. The seesaw in winter temperatures between Greenland e northern Europe. Part II: some oceanic e atmospheric effects in middle e high latitudes. *Mon. Wea. Rev.* 107: 509-519.
- Ronchail, J. et.al. "Interannual rainfall variability in the Amazon basin e sea-surface temperatures in the equatorial Pacific e the tropical Atlantic Oceans", *Int. J. Climatol.*, 22, 1663-1686.2002.
- Ropelewski, C., Halpert, M.: 1987, 'Global e regional scale precipitation patterns associated with the El Niño-Southern Oscillation', *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1606-1626.
- Ropelewski, C.F. & M.S. Halpert 1996, Quantifying Southern Oscillation-precipitation relationships, *J. Climate*, 9, 1043-1059.
- Sampaio, G. O El Niño e Você - o fenômeno climático. São José dos Campos: Transtec. Editora, 2001. 116 p.
- Saravanan, R., e P. Chang, 2000: Interaction between tropical Atlantic variability e El Niño-Southern Oscillation. *J. Climate*, 13, 2177-2194.
- Seager, R., Y. Kushnir, N.H.Naik, M.A. Cane, e J. Miller 2001. Wind-driven shifts in the latitude of the Kuroshio-Oyashio Extension e generation of SST anomalies on decadal time scales. *J. Climate*.
- Segal, M., R. Avissar, M.C. McCumber, e R.A. Pielke, 1988: Evaluation of vegetation effects on the generation e modification of mesoscale circulations. *J. Atmos. Sci.*, 45, 2268-2292.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud e A. Dalcher, 1986: A simple biosphere (SiB) model for use in general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, 43, 505-531.
- Seluchi, M., Marengo, J. A. 2000. Tropical-Mid Latitude Exchange of Air Masses during Summer e Winter in South America: Climatic aspects e extreme events. *Int. J. Climatol*, v.20, p.1167-119, 2000.
- Seuffert, G., P. Gross, C. Simmer, e E.F. Wood, 2002: The Influence of Hydrologic Modeling on the Predicted Local Weather: Two-Way Coupling of a Mesoscale Weather Prediction Model e a Land Surface Hydrologic Model. *J. Hydrometeorol.*, 3, 505-523.
- Shuttleworth, W. J. 1993. Evaporation In: Maidment, D. R. *Handbook of hydrology* McGraw-Hill, New York, 1993.
- Silva, T. C. 1984. Contribuição da geomorfologia para o conhecimento e valorização do Pantanal. Anais i simpósio sobre recursos naturais e sócio econômicos do pantanal. Corumbá, 1984, p. 77-90.
- Silva Dias, M.A.F. . Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo A Curto Prazo.. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 2, n. 1, p. 133-150, 1987.
- Silva Dias, M. A. F., e Coauthors, 2002: Clouds e rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region. *J. Geophys. Res.*, 107, 8072, doi:10.1029/2001JD000335.
- Silva, G A M ; Ambrizzi, T. 2006 Inter-El Niño variability e its impact on the South American low-level jet east of the Andes during austral summer- two case studies. *Advances In Geosciences*, Austria, v. 6, p. 283-287.
- Silva, B. C. 2005. Previsões de vazão para o sistema hidrelétrico com base em previsões atmosféricas. Tese de doutorado. IPH-UFRGS. Porto Alegre.
- Silvestri, G. E., e C. S. Vera 2003, Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America, *Geophys. Res. Lett.*, 30(21), 2115, doi:10.1029/2003GL018277.
- Sorooshian S, Gupta H V, Bastidas L A 1998. Calibration of hydrologic models using multi-objectives e visualization techniques. Final Report EAR 9418147. Dep. Hydrology & Water resources, University of Arizona 78p.
- Souza, E.B., Kayano, M.T., Tota, J., Pezzi, L., Fisch e Nobre, C. 2000. On the influences of the El Niño, La Niña e Atlantic Dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. *Acta Amazonica* 30 (2), 305-318.
- Stockdale, T. N., Anderson, D. L. T., Alves, J. O. S., e Balmaseda, M. A.: 1998, Global seasonal rainfall forecasts using a coupled ocean-atmosphere model, *Nature* 392, 370-373.

- Stockdale, T.N. 2000 An Overview of techniques for seasonal forecasting. *Stochastic Environmental Research e Risk Assessment*. V.14, p.305-318. 2000.
- Schwing, F., C. Moore, S. Ralston, e K. A. Sakuma, 2002. Record coastal upwelling in the California current in 1999, *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.*, 41, 148–160, 2000.
- Sugahara, S., R.P. Rocha, M.L. Rodrigues, 1994. Condições atmosféricas de grande escala associadas a jato de baixos níveis na América do Sul. *Anais do VIII Cong. Bras. de Meteorologia*, 573-577
- Sutton, R. T., S. P. Jewson, e D. P. Rowell, 2000: The elements of climate variability in the tropical Atlantic region. *J. Climate*, 13, 3261–3284.
- Thompson, D. W. J. & J. M. Wallace 2000, Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, 13, 1000-1016.
- Thompson, D.W.J. e Solomon, S. 2002. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science* 296: 895-899.
- Toth, Z., Kalnay, E., 1997: Ensemble forecasting at NCEP e the breeding method. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 3297-3319.
- Trenberth, K. E. 1990, Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 71, 988-993.
- Trenberth, K.E., e J.W. Hurrell, 1994: Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics*, 9, 303.
- Tripoli, G. J. e W. R. Cotton. 1982 The Colorado State University three-dimensional Cloud/mesoscale model--1982, Part I, General theoretical framework e sensitivity experiments. *Journal Rech. Atmospheric*, v. 16, p. 185-219, 1982.
- Tucci, C.E.M.; Genz, F. 1996. Previsão e controle de inundações. in: *Hidrossedimentologia do Alto Rio Paraguai*, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS, Fundação do Meio Ambiente do Mato Grosso, Secretaria do Meio Ambiente do Mato Grosso do Sul, Ministério do Meio Ambiente, 1996.
- Tucci, C.E.M. 1998 Modelos Hidrológicos. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 669 p. 1998.
- Tucci, C.E.M., Clarke, R.T., Collischonn W., Dias, P.L.S., Sampaio, G.O. 2003 Long term flow forecast based on climate e hydrological modeling: Uruguay river basin. *Water Resources Research*. V.39, n.7, p.3(1-11). 2003.
- Tucci, C.E.M., Collischonn, W. 2003, Previsão de Vazão. In: TUCCI, C.E.M., BRAGA, B. (Orgs.) *Clima e Recursos Hídricos no Brasil*. Porto Alegre: ABRH, p.281-348, nov. 2003.
- Tucci, C. E. M.; Villanueva, A.; Collischonn, W.; Allasia, D. G.; Bravo, J. M.; Collischonn, B. 2005. Projeto implementação de práticas de gerenciamento integrado de bacia hidrográfica para o Pantanal e Bacia do Alto Paraguai. Subprojeto 5.4 – Modelo Integrado de Gerenciamento Hidrológico da Bacia do Alto Paraguai. ANA/GEF/PNUMA/OEA. Porto Alegre. 332 pp.
- Tucci, C.E.M.; Clarke, R.T.; 1998. Environmental Issues in the La Plata Basin. *Water Resources Development* Vo. 14 N.2 p 157-173.
- U.S. Geological Survey, 1993. [Digital elevation models, data user guide 5](#). Reston, Virginia, 50 p.
- Uvo, C. B., C. A. Repelli, S. E. Zebiak, e Y. Kushnir, 1998: The relationships between tropical Pacific e Atlantic SST e Northeast Brazil monthly precipitation. *J. Climate*, 11, 551-562.
- Van Loon, H. e J. C. Rogers , 1978. The seesaw in winter temperatures between Greenland e Northern Europe. Part I. General description. *Mon. Wea. Rev.*, 106: 296-310.
- VEJA. Uma Ferida no Verde. Edição de 2 de junho de 1999, editora Abril, pp. 96-99.
- Vera, C., W. Higgins, J. Amador, T. Ambrizzi, R. Garreaud, D. Gochis, D. Gutzler, D. Lettenmaier, J. Marengo, C.R. Mechoso, J. Noguez-Paegle, P.L.S. Dias, e C. Zhang, 2006: Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *J. Climate*, 19, 4977–5000.
- Verbunt, M Walser, A Montani, A 2004. Probabilistic Runoff Forecasting using a Limited-Area Ensemble Prediction System. In *Eos Trans. AGU*, 85(47), Fall Meet. Suppl.
- Verwey, A., 2001 Latest developments in floodplain Modelling – 1D/2D Integration. Conference on Hydraulics in Civil Engineering, The Institute of Engineers, Australia.

- Villanueva; Zamanillo, Ed.; Tucci, C.E.M. 1987. Previsão de Vazão para Irrigação. VII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos Anais Vol 1, 1987, p. 536-549.
- Villanueva, A. 1997. “Simulação de áreas de inundação dinâmicas: canais compostos e wetlands”. Tese de Doutorado, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 125p
- Viterbo, P. e A. C. M. Beljaars. 1995. An improved Land Surface Parameterization Scheme in the ECMWF Model e Its Validation. *J. Climate*, 8, 2716 – 2748.
- Wagner, R. G. 1996 Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. *Journal of Climate*, Boston, v. 9, n. 9, Boston, p. 2010-2019.
- Walker, G.T., *World weather*, Q. J. R. M. S., 54,79-87,1928.
- Walko R. L., Tremback C. J. 2001. RAMS – Regional Atmospheric Modeling System Version 4.3/4.4 – Guia de Usuário, Fort Collins, USA..
- Walko, R.; Band, L.; Baron, J.; Kittel, F.; Lammers, R.; Lee, T.; Ojima, D., Pielke, R.; Taylor, C.; Tague, C.; Tremback, C.; Vidale, P. 2000. Coupled Atmosphere-Biophysics-Hydrology Models for Environmental Modeling. *J. Appl. Meteor.*, v. 39, n. 6, p. 931-944, 2000.
- Wallace, J. M. e Hobbs P. V., 2006. *Atmospheric science: an introductory survey*, 2nd ed., International Geophysics Series, Academic Press, Elsevier Inc., 483 pp.
- Ward, M. N. e Folland, C. K.: 1991, Prediction of seasonal rainfall in North Nordeste of Brazil using eigenvectors of SST, *International Journal of Climatology* 11, 711–744.
- Washington, R. e Downing, T. E.: 1999, Seasonal forecasting of African rainfall: Prediction, responses e household food security, *The Geographical Journal* 165, 255–274.
- Wernstedt, K. e Hersh, R. 2002 Climate Forecasts in Flood Planning: Promise e Ambiguity. *Journal of the American Water Resources Association*. V.38, n.6, dez, p.1703-1713. 2002.
- Willmer CM. 1983. Stomatal responses to environmental factors. In: Willmar CM. *Stomata*. New York: Longman Inc., 64-90.
- Wood, A.W., Maurer, E.P., Kumar, A., Lettenmaier, D.P. 2002 Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. *Journal of Geophysical Research*. V.107, n.20, p.6(1-15). 2002.
- Xavier, L. N. R. 2002. Análise da incerteza causada pela representação da precipitação no modelo TOPMODEL. *Disertação de Mestrado - Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE*. VIII, 124 p. 29,7.
- Xue, M; Droegemeier, K. K; Wong, V; Shapiro, A; Brewster, K; Carr, F; Weber, D; Liu, Y; Wang, D. 2000. The advanced regional prediction system (ARPS)- A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation e prediction tool. part II: model physics e applications . *Meteorology e Atmospheric Physics*, n. 76, p. 143-165 jul. 2001.
- Young, A. 1998. *Land resources. Now e for the future*. Cambridge University Press, 319p.
- Yu, Z; Lakhtakia, M. N; Yarnal, B; White, R. A; Miller, D. A; Frakes, B; Barron, E. J; Duffy, C; Schwartz, F. W. 1999. Simulating the river-basin response to atmospheric forcing by linking a mesoscale meteorological model e hydrologic model system. *Journal of Hydrology*, n. 218, p. 72-91, fev. 1999.
- Yu, J.-Y., e C. R. Mechoso, 1999: Links between annual variations of Peruvian stratocumulus clouds e of SST in the eastern equatorial Pacific. *J. Climate*, 12, 3305-3318.
- Zavatini, J A. Dinâmica climática no Mato Grosso do Sul. In *Geografia*, 17 (2), p. 65-91. Rio Claro: Unesp, outubro de 1992.
- Zanobetti, D.; Lorgere, H.; Preissman, A.; Cunge, J.A. 1970. Mekong Delta Mathematical Model Program Construction, *Journal of Waterways to Harbours Division, Proceeding of the ASCE*, Vol. 96, No. WW2, 1970.
- Zhang, Y, J.M. Wallace, D.S. Battisti, 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *J. Clim.* 10, 1004-1020
- Zhang, Z., Krishnamurti, T.N. A perturbation method for hurricane ensemble predictions. *Mon. Wea. Rev.*, v. 127, p. 447-469, 1999.
- Zhou J., K.-M. Lau, 1998: Does a Monsoon Climate Exist over South America? *J. Climate*, 11, 1020 -1040.
- Zhou, J., Lau, K.M., 2001: Principal modes of interannual e decadal variability of summer rainfall over South America, *J. Climate*, 21, 1623-1644, 2003.

Zeri, L. M. M. 2002. Estudo comparativo da estrutura da turbulência atmosférica na camada limite superficial acima do Pantanal Matogrossense nos períodos úmido e seco., 115f. Dissertação de Mestrado - INPE, São José dos Campos.

Anexo A
Modelo BRAMS

1 Introdução

O modelo meteorológico regional BRAMS versão 3.2 (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System) foi desenvolvido por pesquisadores brasileiros como uma evolução da versão 5.0 do modelo RAMS (Universidade do Colorado e MRC/ÁSTER). O modelo RAMS surgiu do acoplamento de três modelos existentes na Universidade do Colorado: o modelo de nuvens/mesoescala (Tripoli e Cotton, 1982, Walko e Trembak 2001); uma versão hidrostática do modelo de nuvens (Trembak, 1990) e o modelo de brisa marítima descrito por Mahrer e Pielke (1977). Ambos os modelos (BRAMS e RAMS) são muito semelhantes, diferindo em alguns módulos, desenvolvidos para uma melhor representação do estado da atmosfera no Brasil.

O BRAMS é um modelo numérico de múltipla finalidade designado para simular circulações atmosféricas que vão desde a micro até a grande escala. Sua mais freqüente aplicação é na simulação de fenômenos atmosféricos de meso-escala (com escalas horizontais da ordem de 2 a 2000 km) com a finalidade de fornecer tanto informações de previsão de tempo operacional, que podem ser utilizadas para o controle de poluição do ar, quanto suporte à pesquisa.

O BRAMS contém várias opções que possibilita o seu uso para um grande número de aplicações. Foi desenhado de forma modular, permitindo que o código seja facilmente configurável ou modificável para representar uma grande variedade de estruturas e aspectos; por exemplo, representação hidrostática ou não hidrostática, resoluções variando entre menos que um metro até centenas de quilômetros, domínios que vão de poucos quilômetros a todo um hemisfério e uma variedade de opções físicas.

2 Estrutura do modelo

Alguns aspectos da estrutura do BRAMS/RAMS e suas opções serão descritos a seguir. Descrições das equações do BRAMS podem ser encontradas em várias teses de doutoramento realizadas no IAG-USP (Saraiva, 1996; Menezes, 1997, Camargo, 1998, Freitas, 1999, Dias de Freitas, 2003), em artigos (Mahrer & Pielke, 1977, Pielke *et al.*, 1992; Cotton *et al.* 2002) e nas referências que serão citadas.

Neste trabalho será apresentada apenas uma descrição qualitativa dos módulos ou esquemas de cálculos disponíveis no modelo (Figura 1) com o objetivo de resumir as possibilidades de simulação que o modelo oferece. Apenas é explicado com detalhe o módulo de simulação da interação solo-atmosfera (módulo LEAF-3) onde será realizada grande parte da presente pesquisa.

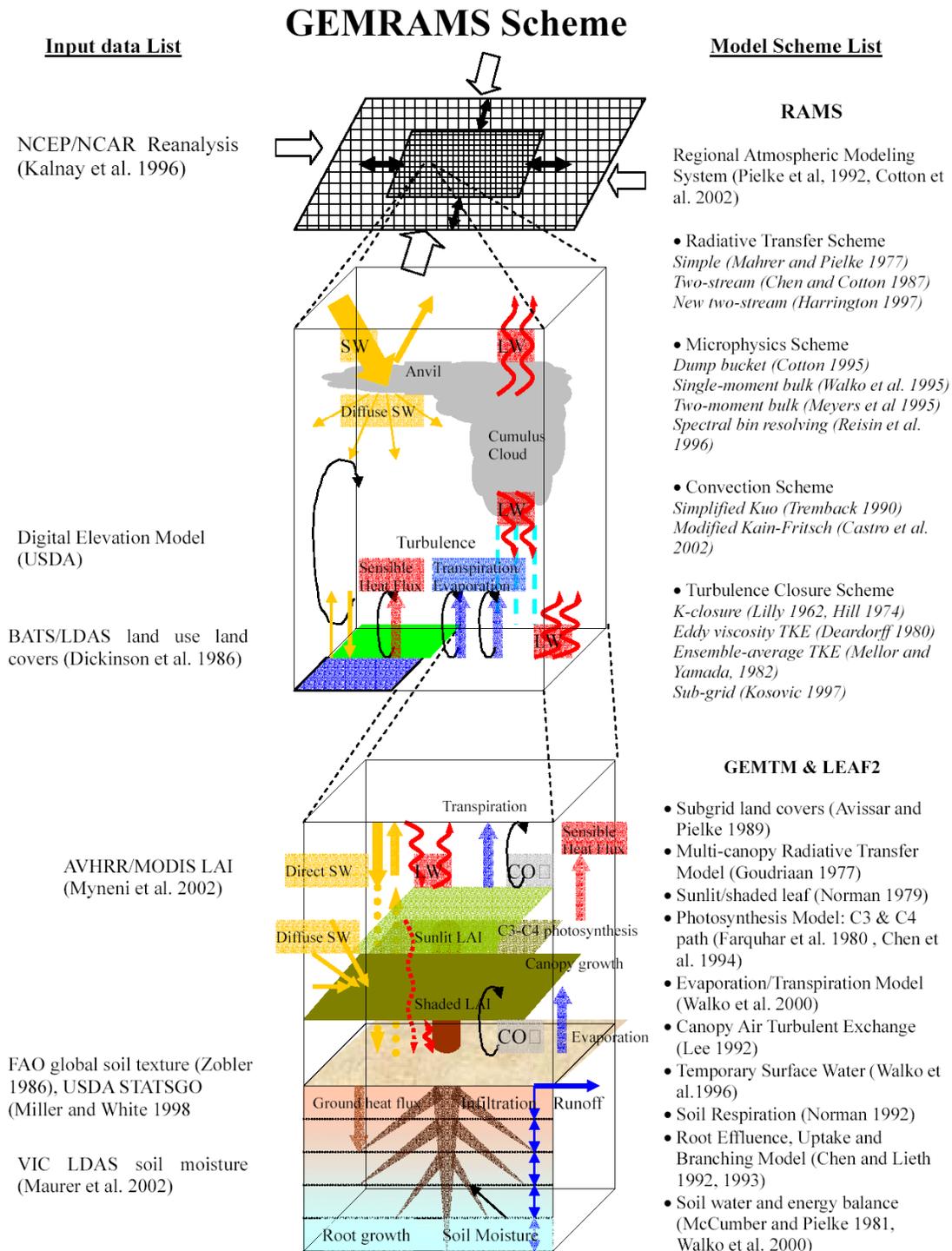


Figura 1. Diagrama de funcionamento do modelo RAMS (Matsui,2004)

2.1 Estrutura da grade.

A grade computacional utilizada pelo RAMS é alternada, do tipo C de Arakawa (Mesinger e Arakawa, 1976). Nesta grade as variáveis termodinâmicas e de umidade são definidas nos mesmos pontos de grade, enquanto que os componentes u , v e w do vento são intercalados em $\Delta x/2$, $\Delta y/2$ e

$\Delta z/2$, respectivamente (Figura 2).

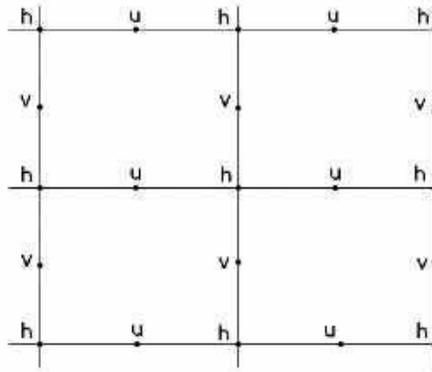


Figura 2. Grade tipo C de Arakawa.

A projeção horizontal utilizada para a definição das coordenadas da grade é a projeção estereográfica, cujo pólo de projeção fica próximo do centro da área de domínio. Este tipo de projeção diminui distorções da projeção da área de interesse. Coordenadas cartesianas também podem ser utilizadas pelo RAMS.

Para a vertical, aplica-se um sistema de coordenadas que acompanha o terreno, denominada σ_z , descrito por Gal-Chen e Somerville (1975), Clark (1977) e Tripoli e Cotton (1982) e Walko e Tremback (2001). No sistema σ_z de coordenadas o topo do domínio do modelo é exatamente plano e a base segue as oscilações do terreno.

2.2 Aninhamento de grades.

O RAMS é equipado com um esquema de aninhamento múltiplo de grades, permitindo que as equações do modelo sejam resolvidas simultaneamente na interação das grades computacionais de diferentes resoluções espaciais. A interação de duplo sentido (*two-way interaction*) entre as grades aninhadas é realizada seguindo os esquemas de Clark e Farley (1984) e Clark e Hall (1991) apud Walko e Tremback (2001).

As soluções dependentes do tempo são primeiramente atualizadas na grade maior (menor resolução). Uma interpolação espacial tri-quadrática é então realizada para obter os valores que são atribuídos às fronteiras espaciais de uma grade mais fina dentro da grade maior. Os campos do modelo sobre a grade mais fina são então atualizados utilizando os valores interpolados da grade maior como uma condição de fronteira espacial. Quando a grade mais fina está no mesmo nível de tempo da grade maior, médias espaciais locais dos campos da grade mais fina são obtidas e utilizadas para sobrepor os campos da grade maior. Durante este procedimento, o esquema garante

que o ciclo de interpolação e média seja reversível e que massa e momento sejam conservados através da interface entre as grades.

2.3 Dados de entrada

O modelo BRAMS recebe, como dados de entrada dois tipos de dados:

- **dados físicos** que incluem topografia, uso do solo, tipo do solo, temperatura da superfície do mar, umidade do solo, etc;
- **dados meteorológicos:** temperatura do ar, geopotencial, umidade do ar (temperatura do ponto de orvalho ou razão de mistura ou umidade relativa do ar ou, ainda, diferença psicrométrica) e vento (componentes zonal - u e meridional - v ou direção e intensidade) em diferentes níveis da atmosfera. Esses dados podem ter como origem observações convencionais de superfície e altitude, resultados de modelos numéricos e (ou) de subprodutos gerados através de informações de satélites etc.

Essas informações necessitam estar em arquivo com formato compatível para que o modelo BRAMS possa lê-los e prepará-los para a inicialização. Os dados físicos são inicializados primeiro, rodando o modelo num modo especial denominado “MAKESFC”, de forma que para cada ponto de grade é determinado o valor das características físicas. Uma segunda rodada do modelo, no modo “MAKEVFILE” permite inicializar os dados meteorológicos. A inicialização pode ser homogênea, quando se atribui horizontalmente a grade do modelo o mesmo valor da informação observada naquele nível, ou variada, quando as informações são interpoladas para a grade do modelo apresentando variação horizontal.

2.4 Equações e esquema numérico.

O conjunto de equações mais utilizados no BRAMS consiste das equações não hidrostáticas, quasi-Boussinesq, descritos por Tripoli e Cotton (1982), Saraiva, (1996); Menezes (1997), Camargo (1998), Freitas (1999), Dias de Freitas, (2003). Embora outras formas das equações de estado possam ser utilizadas.

Existem equações prognósticas para todas as variáveis de estado incluindo u , v , w , temperatura potencial, razão de mistura e função de Exner. O modelo utiliza, basicamente, a formulação de diferenças finitas de segunda ordem no espaço e no tempo, resolvidos em forma explícita devido aos requerimentos computacionais. Os termos de advecção são colocados na forma de fluxo de

maneira tal que massa, momento e energia sejam conservados. O modelo tem também um esquema de divisão dos passos de tempo (*time-split*) para resolver os problemas gerados por ondas sonoras. Este esquema calcula os termos responsáveis pelas ondas sonoras em um passo de tempo menor que o passo de tempo utilizado para os termos como advecção (Tripoli e Cotton, 1982, Walko e Tremback, 2001).

2.5 Parametrizações

Para os fenômenos cujos efeitos sobre as variáveis atmosféricas são muito importantes e cuja escala típica é muito menor do que a resolução do modelo é suposto que existe um equilíbrio estatístico entre estes fenômenos e as variáveis resolvidas pelo modelo em na sua grade. Desta maneira interessam os efeitos estatísticos sobre o fluxo geral dos fenômenos de pequena escala.

Este processo se chama "parametrizar", se diz então que se incluem nos modelos esquemas de "parametrizações físicas" de todos os fenômenos cuja escala típica é menor do que a do modelo em questão. Dentre os fenômenos parametrizados no modelo BRAMS temos: radiação, convecção, turbulência, microfísica e interação solo-vegetação-atmosfera.

2.5.1 Radiação.

O esquema de parametrização da radiação leva em conta os efeitos que produz na atmosfera e no solo a absorção da radiação de onda curta procedente do Sol e de onda longa procedente da Terra, bem como a interação que essas radiações produzem com os diferentes componentes atmosféricos (ozônio, água líquida nas nuvens, vapor de água, etc.). Trata-se do processo mais importante de todos os que se são parametrizados já que a radiação solar constitui a energia que move a máquina atmosférica.

A parametrização da radiação de onda curta e longa é feita no modelo BRAMS por três esquemas diferentes: o esquema descrito por Mahrer e Pielke (1977) (MP) e o esquema two-stream (CC) descrito por Chen e Cotton (1983) e o esquema New two-stream (Meyers *et al* 1997).

O esquema de radiação de onda curta de MP é um esquema simples que leva em consideração o espalhamento por oxigênio, ozônio e dióxido de carbono de maneira empírica e trata a absorção por vapor d'água. Efeitos da topografia também são levados em conta nesse esquema. Para a radiação de onda longa o esquema MP leva em consideração a emissão e absorção infravermelha do dióxido de carbono e do vapor d'água, mas não trata nuvens ou material condensado de maneira alguma. O esquema CC para a radiação de onda curta é uma solução completa da equação de transferência radiativa. O esquema CC para a radiação de onda longa é um esquema de 3 bandas que parametriza

os efeitos das nuvens.

O esquema MP possui a vantagem de ser bastante eficiente para a execução, entretanto, em simulações em que nuvens estão presentes deve ser adotado o esquema CC ou o esquema de Meyers *et al* (1997).

2.5.2 Microfísica e convecção.

Quando uma coluna atmosférica está potencialmente mais quente em altura que em superfície se diz do que a coluna é potencialmente instável, de maneira que se favorecem nela os movimentos verticais. Ao ascender o ar carregado de vapor de água o vapor se condensa liberando grandes quantidades de calor e originando-se gotas de água líquida que posteriormente se convertem em precipitação. Os esquemas de convecção tratam de simular nos modelos os efeitos que têm na atmosfera a condensação do vapor de água e os intercâmbios produzidos pelas fortes correntes verticais convectivas.

Nas grades de menor resolução o RAMS utiliza a parametrização convectiva baseada em Kuo (1974) com adaptações descritas por Molinari (1985). Em todas as outras grades, a parametrização explícita de microfísica pode ser ativada. O esquema tipo Kuo baseia-se no equilíbrio da atmosfera, em que a convecção atua para eliminar a instabilidade condicional gerada por efeitos da grande escala e evaporação local.

A parametrização de microfísica no RAMS, descrita por Walko *et al.* (1995), calcula as fontes e sumidouros das diferentes categorias de hidrometeoros: vapor, gota de nuvem, chuva, "pristine ice", neve, agregados, "graupel" e granizo. A razão de mistura do vapor d'água e da gota de nuvem são diagnosticadas, enquanto que, a razão de mistura para as demais categorias é prognosticada. Nesta parametrização são levados em consideração os diferentes processos microfísicos, como: colisão e coalescência, nucleação, sedimentação e conversão de uma categoria para outra. A determinação do cristal de neve permite contemplar outros processos na parametrização de microfísica, como por exemplo, aqueles relacionados com o efeito radiativo nas nuvens cirros.

2.5.3 Turbulência

A parametrização dos efeitos produzidos na atmosfera pela interação dos turbilhões de diferente escala permite contemplar o intercâmbio vertical de massa e momentum. Quatro opções estão disponíveis para a parametrização dos coeficientes de difusão turbulenta na horizontal e na vertical. A primeira dessas opções é baseada na formulação de Smagorinsky (1963) para os coeficientes de difusão horizontais. Segundo essa formulação, os coeficientes de difusão são calculados como o

produto da taxa de deformação horizontal (gradientes horizontais da velocidade do vento) e do quadrado da escala de comprimento. A escala de comprimento é o produto do espaçamento de grade horizontal por um fator de multiplicação que depende das dimensões da grade utilizada. Nessa opção, a difusão vertical é parametrizada seguindo o esquema de Mellor e Yamada (1982) através da energia cinética turbulenta prognosticada pelo modelo.

A segunda opção utiliza a mesma parametrização anterior para os coeficientes horizontais. Para os coeficientes verticais é utilizado o análogo unidimensional do esquema de Smagorinsky. A deformação vertical é obtida dos gradientes verticais do vento horizontal (cisalhamento vertical) e a escala de comprimento é o espaçamento vertical local multiplicado por um fator que depende das dimensões da grade utilizada.

Estas são apropriadas para o caso em que o espaçamento de grade na horizontal é muito maior que na vertical, tal que os movimentos convectivos dominantes não sejam resolvidos. Nesses casos, a difusão horizontal normalmente precisa ser mais forte (para amortecimento numérico) do que seria em bases físicas, e o modelo assume total desacoplamento da difusão horizontal e vertical em todos os aspectos, incluindo o cálculo das taxas de deformação, escalas de comprimento e componentes do tensor de cisalhamento.

Na terceira opção os coeficientes de difusão na horizontal e na vertical são calculados como um produto entre o tensor tensão de cisalhamento em três dimensões e o quadrado da escala de comprimento (Kosovic, 1997).

A quarta opção utiliza o esquema de Deardorff (1978) e faz uso da energia cinética turbulenta para o cálculo dos coeficientes de difusão horizontal e vertical. Este esquema é destinado somente para a finalidade específica de Simulações de Grandes Turbilhões (LES) os quais consideram que os movimentos turbulentos resolvidos pelo modelo realizam a maior parte do transporte turbulento.

3 Modelo de interação solo-vegetação-atmosfera (LEAF-3)

A representação da interfase solo-atmosfera dentro do modelo BRAMS é realizada mediante as formulações SIB(Xue *et al* 2001) e LEAF-3(Walko e Tremback, 2001). A formulação SIB se encontra ainda em fase experimental, e, portanto não será utilizada no presente estudo.

O modelo LEAF-3 é o responsável pela simulação da biofísica e hidrologia dentro do Modelo BRAMS. A atual versão 3 é baseada na versão original descrita por Lee e Pielke(1992).

3.1 Componentes Principais

O modelo LEAF-3 representa os fluxos de energia e umidade entre distintos componentes da biosfera: o solo, a vegetação, o dossel, água superficial temporária (por exemplo, neve), corpos de água permanente e a atmosfera.

A implementação do modelo LEAF-3 no BRAMS permite que múltiplos tipos de uso e ocupação do solo coexistam dentro de uma única coluna de ar da grade computacional. Uma determinada célula da grade computacional utilizada na representação da superfície de contato solo-atmosfera é dividida *patches*. Cada *patch* possui uma única combinação de vegetação, dossel, solo, corpos de água ou neve. Não existe uma relação espacial entre os *patches*; cada um dos *patches* representa uma fração da área da célula que é ocupada por um tipo particular de cobertura sem consideração da sua localização dentro da célula.

O modelo considera equações de conservação da energia e umidade, intercâmbio turbulento, condução do calor, infiltração da água no solo, radiações de onda curta e onda longa, transpiração e respiração.

A principal vantagem do modelo LEAF-3 é a habilidade para representar variações nas características da superfície, como ser tipo de vegetação, declividade do terreno, tipo e umidade do solo, ou corpos de água. O modelo LEAF-3 é baseado num modelo conceitual que envolve as seguintes componentes físicas:

1. **Solo:** que é subdividido em vários níveis verticais. A energia interna e o conteúdo de umidade são estimados em cada camada;

- Água superficial temporária:** inclui também a cobertura de neve, derretimento da neve, água da chuva, e cursos de água temporários. A massa de água e a energia térmica são estimadas em cada camada.

3. **Vegetação:** não é dividida em camadas computacionais. É representada por uma única temperatura e umidade superficial (por condensação ou umidade interceptada).

4. **Corpos de água permanentes:** inclui oceanos, lagos e rios permanentes. Sua temperatura não é estimada, mas é especificada como uma constante sazonal. A temperatura superficial e a pressão do vapor de água diagnosticada são usadas no cálculo do calor sensível e fluxos de vapor com o ar.

5. **Dossel:** o dossel é definido como o ar em proximidade com e influenciado pela vegetação. É também representado por um simples valor de temperatura e umidade (taxa de mistura do vapor de água). Serve como médio de comunicação direta, vi fluxos turbulentos, entre o solo ou

a neve, vegetação e atmosfera livre, permitindo que estes componentes tenham influencia direta uns nos outros.

6. **A atmosfera livre:** que é o nível mais baixo da atmosfera.

Os componentes do modelo LEAF-3 (com exceção de corpos de água permanentes) e os fluxos entre eles estão representados mediante um exemplo esquemático na (Figura 3)

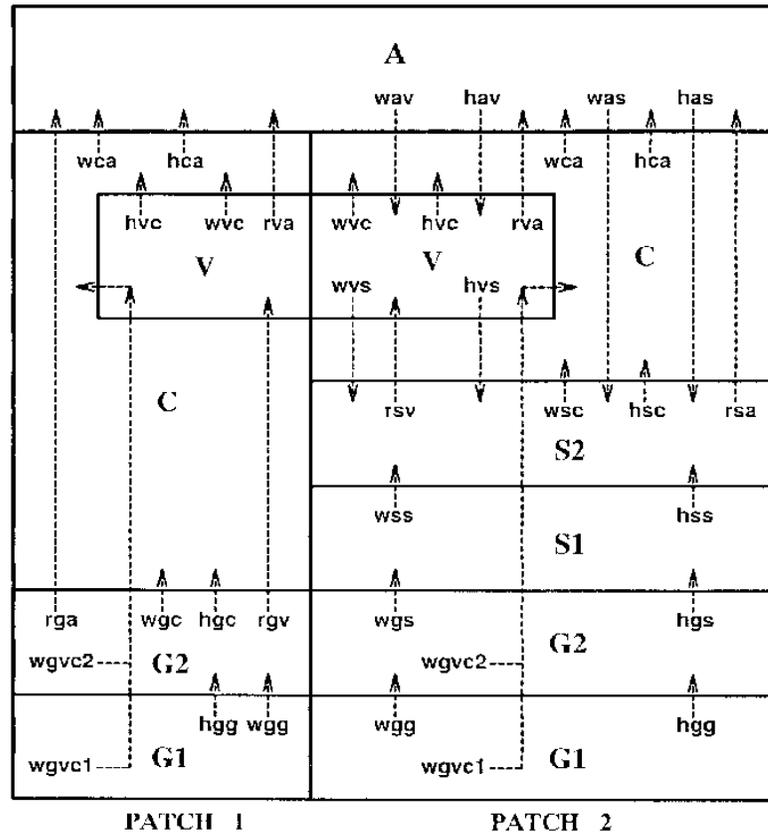


Figura 3. Esquema de transferência de energia e umidade entre os componentes do modelo LEAF-2 para 2 patches dentro de uma mesma célula. Estão representados atmosfera (A), o dossel (C), a vegetação (V) o solo (G) e a neve (S). (Walko *et. al.*, 2000)

Este exemplo contém dois patches abaixo de uma coluna atmosférica A, onde ambos patches têm cobertura parcial de vegetação (V), o dossel e representado num único nível (C), e 2 camadas de solo (G). Ainda no patch 2 encontramos 2 camadas de neve (S).

Os fluxos estão indicados por termos com a forma F_{hgs} , onde F significa fluxo (embora na Figura 3 a letra F tenha sido excluída para simplificar o desenho), o primeiro subscrito (w, h, ou r) se o fluxo é de água (w), de calor(h) –tanto por transferência turbulenta, condução, ou precipitação- ou por radiação de onda larga (b). O segundo e terceiro subscrito denotam a fonte e receptor (atmosfera (a), o dossel (c), a vegetação (v) o solo (g) e a neve (s)). Há uma exceção na notação que é F_{wgv} (fluxo de água de terra para o dossel via respiração), distinguido do F_{wvc} (fluxo de água devido a

evaporação da água interceptada pela vegetação). Os fluxos são definidos como positivos na direção das setas.

O fluxo devido a radiação de onda curta (não indicado na Figura 3), é definido como a quantia líquida S recebida por cada componente do sistema baixo a influência combinada dos outros (recepção por solo, neve e vegetação), em lugar de fluxos trocados entre os componentes.

No exemplo são incluídos os subscritos 1 e 2 para indicar recepção por uma camada específica do solo ou neve.

3.1.1 Solo

Como fora comentado acima, o solo é representado em múltiplas camadas. Cada camada de solo possui normalmente profundidades entre 3 cm a 30 cm (o recomendado é de 10 camadas). As camadas no seu conjunto representam o solo até uma profundidade de alguns metros.

O fluxo de umidade entre camadas é parametrizado em LEAF-2 baseado no modelo multicamada descrito por Tremback e Kessler (1985). O fluxo de umidade é dado por:

$$F_{wgg} = -\rho_w K_\eta \frac{\partial(\Psi + z)}{\partial z}$$

onde ρ_w é a densidade da água líquida, K_η (m/s) é a condutividade de hidráulica, ψ (m) é a umidade potencial ou tensão, e z é altura (m).

Os parâmetros K_η e ψ são considerados seguindo Clapp e Hornberger (1978) ou van Genuchten (1980). A condutividade hidráulica é considerada decrescente exponencialmente com a profundidade na terra. Estes parâmetros se encontram definidos para cada um dos tipos de solos utilizados no cálculo pelo modelo (vide anexo C).

O fluxo de calor no solo é representado pelo equacionamento descrito por McCumber e Pielke (1981) *apud* Walko *et. al.* (2000). Neste equacionamento, o fluxo de calor depende da umidade através do parâmetro de umidade potencial.

3.1.2 Água superficial temporária ou água retida superficialmente.

A água superficial temporária é definida como a água precipitada que chegou no solo e não infiltrou ou escoou até um corpo de água permanente. Em esta categoria se enquadram coberturas de neve, derretimento da neve, água da chuva, e cursos de água temporários. Em caso de se tratar de neve, o modelo permite a sua representação em múltiplas camadas.

3.1.3 Dossel e vegetação

Em áreas vegetadas, o dossel é definido como o ar na proximidade da vegetação e influenciado pela vegetação. A troca turbulenta de calor e umidade entre o dossel e a vegetação, e a resistência de estomatal da vegetação é representada como explicado em Lee (1992).

Os fluxos turbulentos entre o dossel e a atmosfera livre estão baseado em teoria de semelhança de Louis (1979). Nesta teoria o intercâmbio turbulento de calor e umidade entre o dossel e o solo ou a neve é representado como a diferença de temperatura ou vapor entre eles dividido por um coeficiente de resistência de transferência aerodinâmico r_d .

Em áreas vegetadas, r_d é estimado entre o valor correspondente para vegetação densa e um valor por terra nua de acordo com a densidade de vegetação atual (Lee 1992). No limite, quando existem *patches* sem vegetação, ou a vegetação se encontra coberta por neve, ou em um corpo de água permanente, as condições do dossel se aplicam a uma superfície rugosidade $z_o=0.05$ (valor default). Isto evita a necessidade por formulações separadas para solo nu e ou com vegetação, ou selecionar uma densidade de vegetação como limiar arbitrário para separar o equacionamento.

Ainda existe dentro do modelo a capacidade de representar a formação de orvalho ou gelo na vegetação, e um balanço de energia para a precipitação interceptada pela vegetação

3.1.4 Corpos de água permanentes

Nesta categoria são considerados oceanos, lagos e rios permanentes. Sua temperatura não é estimada, mas é especificada como uma constante sazonal. A estimativa da rugosidade para os corpos de água permanentes está baseado na estimativa da altura de onda estimada a partir da velocidade instantânea do vento local (Charnock 1955; Garratt 1992).

A taxa efetiva de vapor de água, que fornece a umidade do solo e é usada para avaliar o fluxo evaporativo da umidade do solo ao dossel, e computado segundo Lee e Pielke (1992).

Também é representada no LEAF-3 a formação de orvalho ou congelamento do solo, baseado no maior valor da taxa de mistura da temperatura de superfície do solo.

3.1.5 Precipitação

As parametrizações convectivas e de microfísica utilizadas no RAMS produzem fluxos superficiais de umidade e energia devido à sedimentação dos hidrometeoros. Estes fluxos são divididos entre os

que precipitam na vegetação e os que geram diretamente escoamento superficial de acordo com a percentagem de cobertura vegetal.

Quando o conteúdo de umidade na superfície da vegetação (pode ser uma combinação de precipitação interceptada ou condensada) excede a quantia máxima que vegetação pode segurar, a quantia em excesso é utilizada inicialmente para o equilíbrio térmico da vegetação (devido à transferência de calor) e o que ainda resta entra na categoria de água superficial.

3.1.6 Radiação

A radiação de onda larga é emitida, absorvida e refletida pela atmosfera, vegetação, neve, solo, e corpos de água permanentes. A cobertura de neve, até mesmo quando rasa, quase age como um corpo negro para a radiação de onda larga. Assim, quando a neve estiver presente, a camada de neve mais superficial substitui a camada de superficial do solo como uma superfície que irradia e absorve. O solo e a vegetação também possuem emissividades altas (baixas refletividades). O modelo LEAF-3 faz a suposição que múltiplas reflexões de onda larga não acontecem; é assumido que radiação uma vez-refletida é absorvida completamente ao alcançar a próxima superfície. Esta suposição é devida a que quanto maior o número de reflexões cresce exponencialmente o tempo de cálculo.

3.2 Combinando os fluxos dos patches

Cada *patch* ocupa um área horizontal A_p de uma coluna da grade em RAMS. A umidade, calor sensível, radiação de onda larga, e fluxos de onda curta entre a atmosfera e os componentes do LEAF-2 se estimam como a integral dos fluxos sobre todos os *patches*, ponderados pela área correspondente a cada *patch*.

3.3 Integração numérica

São resolvidas as equações de conservação de energia e umidade explicitamente para todos os componentes do LEAF-3 de forma computacionalmente eficiente. A estabilidade numérica requer que o calor e a capacidade de armazenamento de água de cada componente do sistema seja suficientemente grande.

Foi imposto um limite artificial inferior para os valores de capacidade de armazenamento de energia e umidade no dossel e na vegetação quando as capacidades naturais são muito baixas. As capacidades artificiais são normalmente grandes o bastante para uma integração numérica estável,

isso significa que a vegetação e o dossel respondem depressa (num único passo de tempo) a mudanças no sistema, minimizando, conseqüentemente, o calor e a umidade que eles podem armazenar. Esta forma de cálculo assegura que a propriedade de conservação do fluxo seja mantida.

3.4 Parâmetros da vegetação

O LEAF-3 usa no cálculo as mesmas classes de vegetação definidas no esquema BATS (Esquema de Transferência de Biosfera-atmosfera) (Dickinson et al. 1986) para definir muitos de seus parâmetros (vide a lista de tipos no anexo C), embora a forma de representação dos processos físicos incluídos no BATS não seja usada.

Os parâmetros de vegetação adotados no BATS incluem o índice de área foliar, percentagem coberta, altura da rugosidade, albedo, e emissividade. Destes, o índice de área foliar e a cobertura têm uma dependência sazonal simples. Outras características da vegetação como os parâmetros dos estomas, capacidade de armazenamento de energia e a profundidade da zona radicular, também devem ser especificados.

Cada um dos parâmetros pode ser especificado em forma individual dependendo da existência de dados. A fonte de dados padrão para inicializar as classes de vegetação e outras características de uso do solo dentro do LEAF-2 é o “set de dados de Ecossistemas Global” (Olson 1994) que é arquivado no EROS Data Center do Geological Service de EU de América. (<http://edc.usgs.gov/products/landcover/glcc.html>). Detalhes do procedimento constam no Anexo C.

A partir da inicialização da vegetação e tipo de solo resultam L tipos diferentes de patches numa determinada região que podem ser utilizados no cálculo. No entanto, este número pode não ser necessário para a aplicação requerida. Desta forma são escolhidos pelos usuários um número P patches a ser usado que depende da resolução do arquivo de ocupação do solo disponível e da grade utilizada. Por exemplo, para uma simulação com uma grade de resolução igual a 2 km, pode-se utilizar dois patches, uma vez que a resolução dos arquivos de ocupação do solo é da ordem de 1 km. Em simulações de maior resolução a utilização de mais de um patch não trará nenhum benefício além de aumentar o tempo de simulação desnecessariamente.

Em algumas pesquisas atuais. O modelo LEAF-3 foi acoplado com os modelos de crescimento de planta CENTURY (Parton 1996), e GEMTM (Chen e Coughenour 1994). Estes modelos provêm valores dinâmicos para os parâmetros físicos utilizados nas parametrizações em função das previsões de umidade e fluxos de energias realizadas pelo sistema BRAMS/LEAF-3 e conseqüente crescimento das plantas. Este sistema interativo provê uma ferramenta que pode ser usada para

calcular a mudança de ecossistema em longo prazo e a interação entre ecossistema e clima em predição de clima em longo prazo.

3.5 Escoamento Superficial: Modelo TOPMODEL.

Como o LEAF-3 realiza o transporte de água somente na vertical, é necessária a utilização de algum recurso para representar o transporte lateral da água no solo. Para esta tarefa o LEAF-3 utiliza o TOPMODEL (Beven et al., 1984, Sivapalan et al., 1987, Tucci, 1998; Walko et. al., 2000; Xavier, 2003). O acoplamento entre estes dois modelos permite representar em forma simplificada, tanto o transporte vertical como o horizontal de água e suas interações.

O modelo possui duas componentes básicas:

- A estimativa do balaço de água no solo: é a componente que caracteriza o modelo e constitui a sua parte mais importante;
- A propagação do escoamento: é dividida em duas fases, o transporte na bacia e o transporte na rede de drenagem. Na versão incluída dentro do LEAF-3, não se leva em conta o transporte na rede de drenagem.

O transporte de água dentro do solo descrito da forma em que é estimado pelo TOPMODEL é relativamente lento, com um deslocamento lateral dezenas a centenas de metros por dia. Conseqüentemente, TOPMODEL representa o transporte de água em escalas muito mais finas que as típicas dimensões das células de grade horizontal no RAMS considerando, portanto, o deslocamento de água entre *patches* mais do que entre células de grade. Assim, na região de interesse do TOPMODEL, um *patch* é identificado como uma região na qual se pode ganhar ou perder umidade do solo, devido ao transporte lateral. Os patches para os quais o modelo é aplicado são agrupados em regiões homogêneas de acordo com o índice topográfico.

O maior efeito do TOPMODEL é a redistribuição de água dentro da célula, e a secagem de água por outros meios que não seja evapotranspiração. No entanto, a água de escoamento superficial, resultante do balanço de água no solo, é drenada para um patch especial denominado “bottomland patch”, que não pertence ao grupo de patches do LEAF-3, e é simplesmente utilizado como um local de onde a água some da célula.

Embora o TOPMODEL permita a redistribuição de água dentro da célula e permite uma secagem de água, não leva em conta o efeito de transporte de água entre células, necessário para caracterizar corretamente o ciclo hidrológico, e conseqüentemente o balanço de energia. Para melhorar a LEAF-

3, e conseqüentemente o BRAMS, seria necessário incluir na formulação deste último um modelo hidrológico de grandes bacias.

Referências do Anexo

- Beven, K J, Kirkby, M J, Schoffield, N, and Tagg, A. 1984 Testing a Physically-based Flood Forecasting Model (TOPMODEL) for Three UK Catchments, *J. Hydrol.* 69; 119-143
- Charnock, 1955 Wind stress on a water surface, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* 81 (1955), pp. 639–640.
- Chen, C., Cotton, W. R., 1983: A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Bound-Layer Meteor.* 25, 289-321.
- Chen, D.; Coughenour, M. B. "GEMTM: a general model for energy and mass transfer of land surfaces and its application at the FIFE sites". *Agricultural and forest meteorology.* vol. 68, no3-4, pp. 145-171 (2 p.1/2), 1994.
- Clapp, R.B., Hornberger, G.M., 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research* 14, 601-604.
- Clark, T. L. A small-case dynamic model using a terrain-following coordinate transformation. *J. Comput. Phys.*, 24, pp. 186-215, 1977.
- Clark, T. L., Farley, R. D., 1984: Svere downslope windstorm calculations in two and three spatial dimentionions using anelastic interative grid nesting. A possible mechanism for gustmess. *J. Atmos. Sci.* 41, 329-350.
- Cotton, W. R., R. Pielke, R. Walko, G. Liston, C. Tremback, J. Harrington, and H. Jaing, 2002: RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteorol. Atmos. Phys.*
- Deardoff, J.W. 1978. Efficient Prediction of Ground Surface Temperature and Moisture, with Inclusion of a Layer of Vegetation. *Jour. Geoph. Res.*, Washington, v. 83, C4, p 1889-903.
- Dias de Freitas, E. 2003. Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. Instituto de Astronomia, Geofísica E Ciências.
- Dickinson, R.E, Henderson-Sellers,A.,Et al. 1986. Biosphere- Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Model. NCAR/. Colorado,TN- 275+STR,p. 69. 1986.
- Freitas, S. R. 1999 Modelagem numérica do transporte e das emissões de gases e aerossóis de queimadas no cerrado e floresta tropical da América do Sul. São Paulo, 1999. 185p. Tese de doutoramento do Instituto de Física da Universidade de São Paulo.
- Gal-Chen, T., R. Somerville. On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. *J. Comput. Phys.*, 17 (2), pp. 209-228, 1975.
- Garratt, J.R 1992. The atmospheric boundary layer, Cambridge University Press, Cambridge (1992) pp. 316.
- Kosovic, B., Pullin, D. I., Samtaney, R. 1997. Subgrid-scale modeling for Large-eddy simulations of compressible turbulence. citeseer.nj.nec.com/415137.html
- Kuo HL (1974). Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. *Journ. Atmo Scien*, 31:1232-1240.
- Lee, T. J., Pielke, R. A., 1992: Estimating the soil surface specific humidity. *J. Appl. Meteor.* 31, 480-484.
- Louis, J. F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound-Layer Meteor.* 17, 187-202.
- Mahrer Y. E Pielke R. A, 1977 A numerical study of the airflow over irregular terrain, *Beitrag zur Physik der Atmospheric*, v. 50, p. 98-113, Feb. 1977.

- Matsui, T., G. Leoncini, R. A. Pielke Sr., and U. S. Nair (2004), A new paradigm for parameterization in atmospheric models: Application to the new Fu-Liou radiation code, *Atmos. Sci. Pap.* 747, 32 pp., Colo. State Univ., Fort Collins. Mesinger, F. & Arakawa, A. 1976. Numerical methods used in atmospheric models. GARP Publication Series, No. 17, WMO/ICSU Joint Organizing Committee, 64 pp.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20(4), 851-875.
- Menezes, W. F. 1997 *Tempestades Severas: Um Modelo para Latitudes Subtropicais*. São Paulo, 1997. 174p. Tese de Doutorado do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo.
- Meyers M.P., Walko R.L., Harrington J.Y., Cotton W.R. 1997. New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme. *Atmospheric Research*, 45 (1), pp. 3-39.
- Molinari, J., 1985. A general form of Kuo's cumulus parameterisation. *Mon. Wea. Rev.* 113, pp. 1411–1416.
- Olson, J.S., 1994, Global ecosystem framework-definitions: USGS EROS
- Parton, W.J. 1996. The CENTURY model. Pages 283-293 in D.S. Powlson, P. Smith, and J.U. Smith, editors. *Evaluation of soil organic matter models using existing long-term datasets*. NATO ASI Series I, Springer-Verlag, Berlin, Germany. 759
- Pielke, R.A., Cotton, W.R., Walko, R.L., Tremback, C.J., Lyons, W.A., Grasso, L.D., Nicholls, M.E., Moran, M.D., Wesley, D.A., Lee, T.J., Copeland, J.H. 1992 *A Comprehensive Meteorological Modeling System – RAMS*. *Meteorology and Atmospheric Physics*. V.49, p.69-91. 1992.
- Saraiva, J. M. B. 1996 *Previsão de Tempo na Região Sul: Efeitos Locais e Influência da Liberação de Calor Latente*. São Paulo, 1996. 201p. Tese de Doutorado do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo.
- Sivapalan, M, Beven, K J and Wood, E F. 1987 On Hydrological Similarity: 2 A Scaled Model of Storm Runoff Production, *Water Resour. Res.* 23(12); 2266-2278
- Tremback, C. J. 1990 Numerical simulation of a mesoscale convective complex: Model development and numerical results. USA, 1990. 217p. Ph.D. Dissertation. *Atmos. Sci. Paper No. 465*, Colorado State University, Dep. Atmospheric Science, Fort Collins, CO 80523.
- Tremback, C. J., Kessler, R., 1985: A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoscale numerical models. Preprints. 7th AMS Conference on Numerical Weather Prediction. June 17-20. Montreal, Quebec, Canada, Amer. Meteor. Soc., Boston. 355-358.
- Tripoli, G. J. And W. R. Cotton. 1982 The Colorado State University three-dimensional Cloud/mesoscale model--1982, Part I, General theoretical framework and sensitivity experiments. *Journal Rech. Atmospheric*, v. 16, p. 185-219, 1982.
- Tucci, C.E.M. 1998 *Modelos Hidrológicos*. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 669 p. 1998.
- van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:892–898.
- Walko R. L., Tremback C. J. 2001. RAMS – Regional Atmospheric Modeling System Version 4.3/4.4 – Guia de Usuário, Fort Collins, USA..
- Walko, R. L.; Cotton, W. R.; Meyers, M. P.; Harrington, J. Y. 1995 New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: the single-moment scheme. *Atmospheric Research*, 38, pp. 29-62, 1995.
- Walko, R.; Band, L.; Baron, J.; Kittel, F.; Lammers, R.; Lee, T.; Ojima, D.; Pielke, R.; Taylor, C.; Tague, C.; Tremback, C.; Vidale, P. 2000. Coupled Atmosphere-Biophysics-Hydrology Models for Environmental Modeling. *J. Appl. Meteor.*, v. 39, n. 6, p. 931-944, 2000.
- Xavier, L. N. R. 2002. Análise da incerteza causada pela representação da precipitação no modelo TOPMODEL. *Disertação de Mestrado - Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE*. VIII, 124 p. 29,7.

Xue, M; Droegemeier, K. K; Wong, V; Shapiro, A; Brewster, K; Carr, F; Weber, D; Liu, Y; Wang, D. 2000. The advanced regional prediction system (ARPS)- A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. part II: model physics and applications . *Meteorology and Atmospheric Physics*, n. 76, p. 143-165 jul. 2001.

Anexo B

Modelo Hidrológico de Grandes Bacias MGB-IPH.

1. Aspectos gerais.

O modelo hidrológico distribuído utilizado é denominado MGB, foi desenvolvido para a simulação de grandes bacias (Collischonn, 2001; Collischonn e Tucci, 2005). A estrutura do modelo, descrito aqui, foi baseada na estrutura dos modelos LARSIM (Bremicker, 1998) e VIC-2L (Wood et al., 1992; Liang et al., 1994; Lohmann et al. 1998), com algumas adaptações. O módulo de balanço de água no solo é uma simplificação do modelo ARNO (Todini, 1996), o módulo de evapotranspiração foi desenvolvido de acordo com os textos de Shuttleworth (1993) e Wigmosta et al. (1994), e a metodologia de Muskingun-Cunge, na forma descrita por Tucci (1998), foi utilizada no módulo de escoamento na rede de drenagem.

O modelo é composto dos seguintes módulos: balanço de água no solo; evapotranspiração; escoamentos: superficial, sub-superficial e subterrâneo na célula; escoamento na rede de drenagem.

A bacia é sub-dividida em células quadradas ligadas entre si (Figura 1) por canais de drenagem (células de aproximadamente, 10 x 10 Km). Em cada célula as características de uso de solo, cobertura vegetal e tipo de solo sintetizadas nos denominados blocos de uso do solo. Os blocos de uso não consideram a localização de cada tipo de uso dentro da célula. Assim, uma célula pode ter em sua área interna 10% de florestas, 60% de pastagens, 5% de uso urbano e 25% de superfície líquida, como um lago. Cada uma destas frações de uso é denominada bloco. Um bloco é caracterizado por uma série de parâmetros, como o armazenamento máximo no solo e o índice de área foliar (IAF) da vegetação.

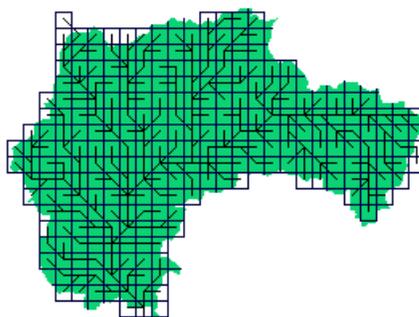


Figura 1. Bacia hidrográfica dividida em células quadradas ligadas por linhas representando a rede de drenagem.

Os dois primeiros algoritmos ou módulos do modelo (balanço de água no solo e evapotranspiração) ocorrem em cada bloco de cada célula, o terceiro módulo (escoamento na célula) é o processo horizontal de fluxo no interior da célula até a rede de drenagem e o quarto módulo é o processo horizontal de fluxo ao longo da rede de drenagem.

As variáveis precipitação, temperatura, umidade relativa, insolação, velocidade do vento e pressão atmosférica em uma célula são obtidas por interpolação dos postos com dados mais próximos.

2. Balanço de água no solo

O balanço hídrico no solo é realizado de maneira independente para cada bloco de uso, utilizando as características e os parâmetros do bloco. A Figura 2 e a equação 1 descrevem o balanço na camada de solo.

$$W_2 = W + P - T - D_{SUP} - D_{INT} - D_{BAS} + D_{cap} \quad (1)$$

onde: W_2 [mm] é o armazenamento na camada de solo ao final do intervalo de tempo; W [mm] é o armazenamento na camada de solo ao início do intervalo de tempo; P [mm] é a precipitação incidente (PI) menos a interceptação (I) ao longo do intervalo de tempo; T [mm] é a evapotranspiração da água da camada de solo ao longo do intervalo de tempo; D_{SUP} [mm] é o escoamento superficial ao longo do intervalo de tempo (drenagem rápida); D_{INT} [mm] é o escoamento sub-superficial ao longo do intervalo de tempo (drenagem lenta); D_{BAS} [mm] escoamento subterrâneo ao longo do intervalo de tempo (drenagem muito lenta); D_{cap} [mm] é o fluxo do reservatório subterrâneo para a camada superficial do solo. O intervalo de tempo considerado é de 1 dia.

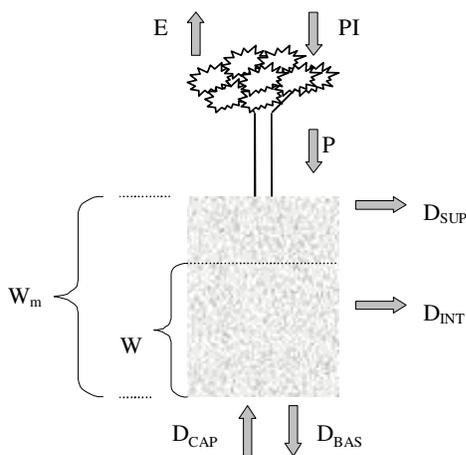


Figura 2. Esquema do balanço de água vertical na camada de solo.

O chamado “escoamento superficial” é, na realidade, um escoamento rápido, ou direto. O termo D_{SUP} , que representa o escoamento superficial, é calculado considerando que toda a chuva que cair sobre uma porção de solo já saturada de umidade irá gerar escoamento superficial. O modelo considera que existe uma relação entre W , que é o estado de armazenamento atual da camada de solo, e a porcentagem de área saturada. Os detalhes desta relação, dos conceitos resultantes e da formulação das equações foram apresentados por Todini (1996).

O escoamento superficial, ou direto, é calculado por:

$$D_{SUP} = P - (W_m - W) \quad (2)$$

quando $\delta \leq 0$ e por

$$D_{SUP} = P - (W_m - W) + W_m \cdot (\delta)^{b+1} \quad (3)$$

quando $\delta > 0$

onde

$$\delta = \left[\left(1 - \frac{W}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(b+1) \cdot W_m} \right]$$

e W [mm] é o armazenamento na camada do solo; W_m [mm] é o armazenamento máximo na camada do solo; b [-] é um parâmetro adimensional que representa a não-uniformidade da capacidade de armazenamento do solo no bloco; P [mm] é a precipitação menos a interceptação e D_{SUP} [mm] é o escoamento superficial (drenagem rápida).

O escoamento sub-superficial é obtido por uma relação não linear com o armazenamento na camada de solo (equação 4), baseada na equação da condutividade hidráulica do solo de Brooks e Corey (Rawls et al., 1993).

$$D_{INT} = K_{INT} \cdot \left(\frac{W - W_Z}{W_m - W_Z} \right)^{(3+2/XL)} \quad (4)$$

Nesta relação W_Z [mm] é o limite de armazenamento para haver escoamento sub-superficial; K_{INT} [mm] é o parâmetro de escoamento sub-superficial; XL [-] é o índice de porosidade do solo (parâmetro) e D_{INT} [mm] é o escoamento sub-superficial. O parâmetro K_{INT} é calibrado e o índice XL é fixado em 0,4, que é uma média para diferentes tipos de solo (Rawls et al., 1993).

O escoamento subterrâneo é calculado por uma equação simples, linear com relação ao armazenamento no solo.

$$D_{BAS} = K_{BAS} \cdot \frac{(W - W_c)}{(W_m - W_c)} \quad (5)$$

onde W_c [mm] é o limite de armazenamento no solo para haver escoamento subterrâneo; K_{BAS} [mm] é o parâmetro de escoamento subterrâneo e D_{BAS} [mm] é o escoamento subterrâneo.

Quando W é menor do que W_Z , não há escoamento sub-superficial, e quando W é menor do que W_c , não há escoamento subterrâneo. Normalmente W_Z e W_c são fixados em um décimo de W_m , e não são considerados na calibração.

Em alguns casos, quando o armazenamento do solo é baixo, pode ocorrer a transferência de água do reservatório subterrâneo para a camada de solo. Esta possibilidade visa permitir ao modelo simular situações em que as águas subterrâneas voltem a ser disponibilizadas para a evapotranspiração. A equação 3.6 descreve o fluxo ascendente.

$$D_{cap} = \frac{W_c - W}{W_c} \cdot DM_{cap} \quad (6)$$

onde: W_c [mm] é o limite de armazenamento para haver fluxo ascendente; D_{cap} [mm] fluxo ascendente e DM_{cap} [mm] máximo fluxo ascendente para o solo (parâmetro do modelo).

3. Evapotranspiração

O modelo calcula a evaporação e transpiração pela equação de Penman – Monteith, de modo semelhante ao utilizado por Wigmosta et al. (1994). Esta formulação tem uma forte base física, o que permite representar as alterações de evapotranspiração associadas às mudanças de uso do solo, embora para isso sejam necessários dados específicos para cada tipo de vegetação, que não estão normalmente disponíveis.

4. Escoamento na célula

Os termos DSUP, DINT e DBAS, referem-se ao escoamento que deixa a camada de solo, conforme mostra a Figura 3. Este escoamento não atinge instantaneamente a rede de drenagem, mas sofre retardo e amortecimento ainda no interior da célula. Estes efeitos são representados no modelo pela passagem do escoamento por reservatórios lineares, conforme a Figura 3. O escoamento superficial vai para o reservatório superficial, o escoamento sub-superficial vai para o reservatório sub-superficial e o escoamento subterrâneo vai para o reservatório subterrâneo. É nestes reservatórios que o escoamento dos diferentes blocos de uso e cobertura vegetal se encontram.

Cada um dos reservatórios é representado matematicamente por uma equação de reservatório linear simples. A soma dos valores de Q_{SUP} , Q_{INT} e Q_{BAS} é o escoamento da célula.

$$Q_{SUP} = \frac{1}{TK_S} \cdot V_{SUP} \quad (7)$$

$$Q_{INT} = \frac{1}{TK_I} \cdot V_{INT} \quad (8)$$

$$Q_{BAS} = \frac{1}{TK_B} \cdot V_{BAS} \quad (9)$$

onde Q_{SUP} [$m^3.s^{-1}$] é a vazão de saída do reservatório superficial; Q_{INT} [$m^3.s^{-1}$] é a vazão de saída do reservatório sub-superficial; Q_{BAS} [$m^3.s^{-1}$] é a vazão de saída do reservatório subterrâneo; V_{SUP} [m^3] é o volume no reservatório superficial; V_{INT} [m^3] é o volume no reservatório sub-superficial; V_{BAS} [m^3] é o volume no reservatório subterrâneo; TKS [s] parâmetro de retardo do reservatório superficial; TKI [s] parâmetro de retardo do reservatório sub-superficial; TKB [s] parâmetro de retardo do reservatório subterrâneo.

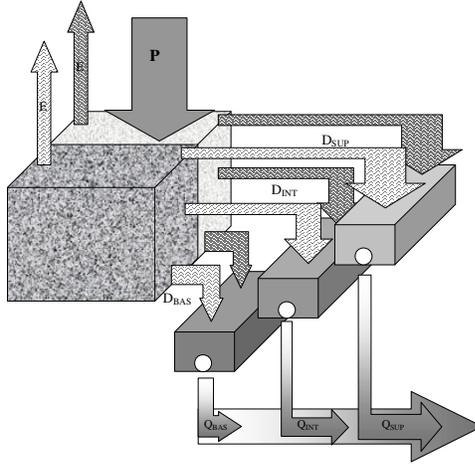


Figura 3. Esquema de escoamento no interior de uma célula com dois blocos.

O valor do parâmetro TKB pode ser obtido analisando os períodos de recessão do hidrograma e em alguns locais da bacia. As equações 10 e 11 mostram como é obtido o valor de TKB a partir de dados observados.

$$TK_B = C_B \cdot 86400 \quad (10)$$

$$C_B = \frac{ND}{\ln\left(\frac{Q_{ND}}{Q_0}\right)} \quad (11)$$

onde C_B [dias] é o parâmetro de retardo do reservatório subterrâneo; ND é o número de dias do período de recessão do hidrograma; Q_0 é a vazão no início da recessão e Q_{ND} é a vazão no final da recessão.

Os valores de TKS e TKI são obtidos considerando as características do relevo no interior da célula. A calibração é complementar a um processo de regionalização, proposto por Bremicker (1998), que relaciona os parâmetros de retardo às características do relevo no interior da célula. Para isto é necessário contar com um modelo numérico do terreno com resolução espacial bastante inferior à resolução espacial do modelo hidrológico.

Nas aplicações apresentadas neste trabalho, a resolução do modelo hidrológico é de 10 x 10 Km, enquanto a resolução dos modelos numéricos do terreno (MNT) é de 1 x 1 Km ou 100 x 100 m. Para cada célula do modelo é calculado um tempo de retardo característico, que é corrigido durante a calibração por um coeficiente de ajuste adimensional. O tempo de retardo característico é obtido pela equação de Kirpich, utilizando a diferença entre o ponto mais alto e o mais baixo do MNT encontrados dentro da célula do modelo considerada.

$$TK_S = C_S \cdot T_{ind} \quad (12)$$

$$TK_I = C_I \cdot T_{ind} \quad (13)$$

onde: T_{ind} [s] é o tempo de retardo característico da célula; C_S é um parâmetro adimensional para calibração do escoamento superficial e C_I é um parâmetro adimensional para calibração do escoamento sub-superficial.

$$T_{ind} = 3600 \cdot \left(0,868 \cdot \frac{L^3}{\Delta H} \right)^{0,385} \quad (14)$$

onde L [Km] é a largura da célula e ΔH [m] é a diferença de altura entre os extremos mais alto e mais baixo da célula.

Os tempos de retardo do escoamento no interior da célula nada tem a ver com a propagação ao longo da célula. As equações 10 a 12 servem para calcular a propagação do escoamento gerado no interior da célula. A propagação através dos principais rios é realizada de forma independente como se descreve a seguir.

5. Escoamento na rede de drenagem

O modelo realiza a propagação nos trechos de rio utilizando o método de Muskingum-Cunge na forma indicada por Tucci (1998), que relaciona a vazão de saída de um trecho de rio em um intervalo de tempo qualquer, às vazões de entrada e saída no intervalo de tempo anterior e à vazão de entrada no intervalo atual.

Os parâmetros do modelo Muskingum-Cunge são calculados com base nos dados de comprimento, declividade, rugosidade e largura média dos trechos de rio. O comprimento e a declividade são obtidos de mapas topográficos. A largura é obtida com base em uma relação com a área de drenagem válida para a bacia e a rugosidade é estimada com base em observações locais, fotografias e informações sobre material do leito.

O intervalo de tempo diário utilizado no modelo é sub-dividido em intervalos menores durante a

propagação por Muskingun-Cunge na rede de drenagem, considerando o intervalo de tempo ideal para a propagação apresentar precisão no tempo viagem e no amortecimento do hidrograma, conforme descrito em Tucci (1998).

6. Preparação de dados de entrada

Um modelo distribuído utiliza, em geral, uma grande quantidade de dados, que o torna difícil de manipular. Os dados de entrada de um modelo distribuído podem ser obtidos de fontes como imagens de satélites e modelos digitais do terreno, e é praticamente indispensável o uso de um SIG (Sistema de Informações Geográficas) para o processamento dos dados de entrada, mesmo que a simulação não ocorra dentro do ambiente do SIG (Mendes, 1996).

Boa parte do trabalho de preparação de dados é o processamento de imagens de sensoriamento remoto e de arquivos georeferenciados, porém nem todas as funções necessárias para a execução deste processamento estão disponíveis em programas comerciais de SIG. Ao longo deste trabalho foi utilizado o programa IDRISI (Eastman, 1995) para o tratamento e classificação de imagens e para operações simples com planos de informação. Para outras etapas do processamento de dados georeferenciados foram desenvolvidos programas específicos ou aperfeiçoadas rotinas já utilizadas pelos autores (Collischonn et al., 1999), não disponíveis na versão do IDRISI utilizada.

Os dados utilizados pelo modelo, como imagens de sensoriamento remoto classificadas e modelos numéricos do terreno (MNT), estão disponíveis, normalmente, com uma resolução espacial superior àquela utilizada no modelo (Figura 4). Por exemplo, enquanto o modelo utiliza células de 10 x 10 Km, aproximadamente, as imagens LANDSAT TM estão disponíveis em resolução de 30 x 30 m, e o MNT disponibilizado pela Agência Atmosférica e Oceânica dos Estados Unidos (NOAA), para o mundo inteiro, tem células de 1 x 1 Km. Considerando estas resoluções, dentro de uma célula do modelo existem cerca de 100.000 informações sobre o uso do solo e 100 informações sobre a altitude do terreno.

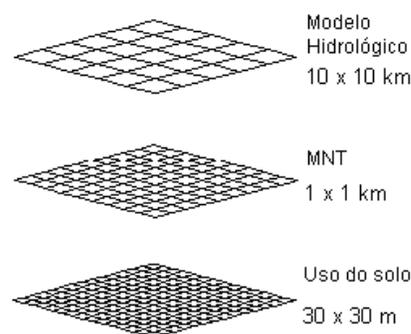


Figura 4. Resolução do modelo hidrológico frente à resolução das informações utilizadas.

A variabilidade topográfica, interna a uma célula do modelo, é informada ao modelo através dos valores de altitude máxima e mínima existentes no MNT na área da célula.

Desta forma a informação disponível em resolução maior é levada em conta, e não é desperdiçada, e a resolução do modelo hidrológico distribuído é mantida em valores adequados para a simulação de grandes bacias, mesmo em microcomputadores.

7. Calibração dos parâmetros do modelo

Existem dois tipos de parâmetros no modelo: fixos e calibráveis. Os parâmetros fixos têm valores que podem ser medidos ou que não interferem profundamente nos resultados. O índice de área foliar (IAF), por exemplo, é considerado um parâmetro fixo. Os valores do IAF são obtidos da bibliografia, e não podem ser calibrados, embora apresentem variação ao longo do tempo. O índice de porosidade do solo (XL) é considerado um parâmetro fixo porque exerce pouca influência sobre os resultados.

Os parâmetros do modelo que não são considerados fixos, podem ser calibrados por bloco e por sub-bacia. Isto significa que é possível modificar um parâmetro, como o armazenamento máximo no solo (W_m), do bloco de uso florestas, por exemplo, em todas as células de uma determinada sub-bacia. Em outras palavras, todas as células de uma sub-bacia têm o mesmo valor do parâmetro de um determinado bloco.

As sub-bacias são escolhidas de acordo com a disponibilidade de dados fluviométricos, pois são os dados fluviométricos que permitem a calibração dos parâmetros.

Os parâmetros considerados na calibração são: CS e CI; KINT; KBAS; W_m e b. Em algumas situações também são incluídos neste grupo os parâmetros W_c e DMCAP.

A calibração do modelo hidrológico foi realizada utilizando o algoritmo MOCOM-UA (Yapo et al, 1998), que considera múltiplos objetivos, o que é especialmente interessante em modelos distribuídos de grandes bacias, porque nestes modelos é possível comparar os resultados em diferentes pontos na bacia.

A qualidade da calibração é verificada em todos os locais com dados disponíveis pela obtenção de valores de duas funções objetivo: o coeficiente de Nash das vazões calculadas e observadas (R^2) e a diferença entre volumes calculados e observados (ΔV). As equações abaixo apresentam a definição destas funções:

$$R2 = 1 - \frac{\sum (Q_{obs}(t) - Q_{cal}(t))^2}{\sum (Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (15)$$

$$R2_{log} = 1 - \frac{\sum (\text{Log } Q_{obs}(t) - \text{Log } Q_{cal}(t))^2}{\sum (\text{Log } Q_{obs}(t) - \overline{\text{Log } Q_{obs}(t)})^2} \quad (16)$$

$$\Delta V = \frac{\sum (Q_{cal}(t)) - \sum (Q_{obs}(t))}{\sum (Q_{obs}(t))} \quad (17)$$

onde: $Q_{obs}(t)$ é a vazão observada no intervalo de tempo t ; $Q_{cal}(t)$ é a vazão calculada no intervalo de tempo t ; e Σ indica o somatório para todos os intervalos de tempo t .

Referências do Anexo

- ABDULLA, F. A.; LETTENMAIER, D. P. Application of regional parameter estimation schemes to simulate the water balance of a large continental river. *Journal of Hydrology* Vol. 197 Nos.1-4, 1997, p. 258-285.
- ARNELL, N. Global warming, river flows and water resources. Wiley – Institute of Hydrology, Chichester, 1996, 224p.
- BLYTH, E. M. Representing heterogeneity at the Southern Super Site with average surface parameters. *Journal of Hydrology*, Vols. 188-189, 1997, p. 869-877.
- BOYLE, D. P.; GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, SOROOSH Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strenghts of manual and automatic methods. *Water Resources Research* Vol. 36, No. 12, 2000, p. 3663-3674.
- BREMICKER, M. Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells für das Weser und das Ostsee Einzugsgebiet als Baustein eines Atmosphären-Hydrologie-Modells. Dissertation Doktorgrad, Geowissenschaftlicher Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität. Freiburg, 1998.
- BURNASH, R. J. C. The NWS river forecast system catchment modelling. In: Singh, V. J. (editor) *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, 1995, 1130 p.
- CALDER, I. R. Hydrologic effects of land-use change In: Maidment, D. R. *Handbook of hydrology* McGraw-Hill New York, 1993.
- COLLISCHONN, W.; PILAR, J. V.; CRUZ, M. A. S.; MENDIONDO, E. M.; MENDES, C. A. B. Simulação hidrológica utilizando o hidrograma unitário derivado do modelo numérico do terreno. Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Belo Horizonte, 1999.
- COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Calibração automática global do modelo IPH-2. *Anais XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. Aracaju, 2001.
- COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D. P.; TUCCI, C. E. M. Incertezas na calibração de parâmetros de modelos hidrológicos. In: Mendiondo, E. M.; Bertoni, J. C.; Martins, E. S. *Incertezas em recursos hídricos*. ABRH, 2001.
- CONDÉ, R. C. C. Fluxos de vapor d'água em um cerrado *sensu stricto* do Distrito Federal. Tese de Mestrado. Instituto de Ciências Biológicas. Universidade de Brasília. Brasília, 1995, 37p.
- CRAWFORD, N. H.; LINSLEY, R. S. Digital Simulation in Hydrology: The Stanford Watershed Model. Departament of Civil Engineering, Stanford University. Technical Report 39, 1966.
- DINIZ, L. S. Calibração de modelos hidrológicos. In: Galvão, C. O.; Valença, M. J. S. *Sistemas inteligentes*. Porto Alegre: Editora da Universidade da UFRGS – ABRH, 1999.

- DUAN, Q.; SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research* Vol. 28 No. 4, 1992, p. 1015-1031.
- DUAN, Q.; SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. Optimal use of the SCE – UA global optimization method for calibrating watershed models. *Journal of Hydrology*, Vol 158, 1994, p. 265-284.
- EASTMAN, J. R. Idrisi for Windows users guide. Clark University Worcester, 1995.
- EITEN, G. 1972 The cerrado vegetation of Brazil. *Botanical Review*, Vol 38 N. 2; p. 201-341.
- FAKEL, P. Regionalisierung von Parametern des Wasserhaushaltsmodells LARSIM. Diplomarbeit. Institut für Hydrologie. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, 1997.
- FONTANA, D. C.; BERLATO, M. A.; BERGAMASCHI, H. Alterações micrometeorológicas na cultura da soja submetida a diferentes regimes hídricos. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*. Vol 27 No. 5, 1992, p. 661-669.
- FRANCHINI, M.; GALEATI, G.; BERRA, S. Global optimization techniques for the calibration of conceptual rainfall runoff models. *Hydrological Sciences Journal* Vol. 43 No. 3, 1998, p. 443-458.
- GAN, T. Y.; BIFTU, G. F. Automatic calibration of conceptual rainfall – runoff models: optimization algorithms, catchment conditions and model structure. *Water Resources Research*, Vol. 32 No. 12, 1996, p. 3513-3524.
- HODNETT, M. G.; OYAMA, M. D.; TOMASELLA, J. MARQUES FILHO, O. Comparisons of long term water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (editors) *Amazonian deforestation and climate*. Wiley, 1996.
- HONZÁK, M.; LUCAS, R. M.; AMARAL, I.; CURRAN, P. J.; FOODY, G. M.; AMARAL, S. Estimation of the leaf area index and total biomass of tropical regenerating forests: comparison of methodologies. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (editors) *Amazonian deforestation and climate*. Wiley, 1996.
- HOWARD, A. D. Modelling Channel evolution and floodplain morphology. In: Anderson, M. G.; Walling, D. E.; Bates, P. D. (editores) *Floodplain processes*. Wiley. Chichester, 1996.
- IBITT, R.P.; HENDERSON, R.D.; COPELAND, J.; WRATT, D.S. Simulation of mountain runoff with meso-scale weather model rainfall estimates: a New Zealand experience. *Journal of Hydrology* 239, 2000, p. 19-32
- KABAT, P., DOLMAN, A. J., ELBERS, J. A. Evaporation, sensible heat and canopy conductance of fallow savannah and patterned woodland in the Sahel. *Journal of Hydrology*, Vols. 188-189, 1997, p. 494-515.
- LIANG, X.; LETTENMAIER, D. P.; WOOD, E. F.; BURGESS, S. J. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. D7, 1994, p. 14415-14428.
- LOHMANN, D.; RASCHKE, E; NIJSSEN, B.; LETTENMAIER, D. P. Regional scale hydrology: I. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 43 No. 1, 1998, p. 131-141.
- MENDES, C. A. B.; CIRILO, J. A. Geoprocessamento em recursos hídricos: princípios, integração e aplicação. ABRH, Porto Alegre, 2001, 536p.
- MIRANDA, A. C.; MIRANDA, H. S.; LLOYD, J.; GRACE, J.; MCYNTIRE, J. A.; MEIR, P.; RIGGAN, P.; LOCKWOOD, R.; BRASS, J. Carbon dioxide fluxes over a cerrado sensu stricto in central Brazil. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. *Amazonian deforestation and climate*. Wiley. Chichester. 1996, 611p.
- NIJSSEM, B; LETTENMAIER, D. P.; LIANG, X.; WETZEL, S. W.; WOOD, E. F. Streamflow simulation for continental-scale river basins. *Water Resources Research*, Vol. 33 No. 4 p. 711-724, 1997.
- PAIVA, C. M.; FRANÇA, G. B.; LIU, W. T. H.; ROTUNNO FILHO, O. C. Determinação da evapotranspiração in situ pelo método de radiação – razão de Bowen para calibração do modelo SEBAL de obtenção de fluxos à superfície terrestre. *Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. ABRH Aracaju, 2001.

- PINHEIRO, A.; REFOSCO, J. C.; PINHEIRO, I. G. Emprego de imagens orbitais na determinação da capacidade de interceptação da bacia do rio Itajaí SC. *Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. ABRH Aracaju, 2001.
- PRESS, W. H.; TEUKOLSKY, S. A.; VETTERLING, W. T.; FLANNERY, B. P. Numerical Recipes in FORTRAN. Cambridge : Cambridge University, 1995.
- RAWLS, W. J.; AHUJA, L. R.; BRAKENSIEK, D. L.; SHIRMOHAMMADI, A. Infiltration and soil water movement In: Maidment, D. Handbook of hydrology, 1993.
- ROBERTS, J. M.; CABRAL, O. M. R.; COSTA, J. P.; MCWILLIAM, A.-L. C.; SÁ, T. D. A. An overview of the leaf area index and physiological measurements during ABRACOS. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. Amazonian deforestation and climate. Wiley. Chichester, 1996, 611p.
- ROSSATO, L.; ALVALÁ, R. C. S.; TOMASELLA, J. Distribuição geográfica da capacidade de armazenamento de água e das propriedades físicas do solo no Brasil. *X Congresso brasileiro de meteorologia*. Brasília – DF, 1998.
- ROWNTREE, P. R.; LEAN, J. Validation of hydrological schemes for climate models against catchment data. *Journal of Hydrology* Vol. 155 p. 301-323, 1994.
- SHUTTLEWORTH, W. J. Evaporation In: Maidment, D. R. Handbook of hydrology McGraw-Hill, New York, 1993.
- SILANS, M. B. P.; WERLANG, L. M.; SILVA, F. M. Estudo experimental da interceptação da chuva pela vegetação da caatinga. *Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. ABRH Aracaju, 2001.
- SOROOSHIAN, S.; DUAN, Q.; GUPTA, V. Calibration of rainfall–runoff models: Application of global optimization to the Sacramento soil moisture accounting model. *Water Resources Research* Vol. 29 No. 4, 1993, p. 1185-1194.
- SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. K. Model calibration In: Singh, V. J. (editor) *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, 1995, 1130p.
- THYER, M.; KUCZERA, G.; BATES, B. C. Probabilistic optimization for conceptual rainfall–runoff models: A comparison of the shuffled complex evolution and simulated annealing algorithms. *Water Resources Research*. Vol. 35 No. 3, 1999, p. 767-773.
- TODINI, E. The ARNO rainfall – runoff model. *Journal of Hydrology*, Vol. 175, 1996, p. 293-338.
- TODOROVIC, M. Single-layer evapotranspiration model with variable canopy resistance. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Vol. 125 No. 5, 1999, p. 235-245.
- TUCCI, C.E.M. Modelos Hidrológicos. Editora da UFRGS. ABRH, 1998, 652p
- UBARANA, V. N. Observation and modelling of rainfall interception loss in two experimental sites in Amazonian forest. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (editors) *Amazonian deforestation and climate*. Wiley, 1996.
- WIGMOSTA, M. S.; VAIL, L. W.; LETTENMAIER, D. P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research* Vol 30 No. 6, 1994, p. 1665-1679.
- WRIGHT, I. R.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, H. R.; DA ROCHA, H. R.; ROBERTS, J. M.; VERTAMATTI, E.; CULF, A. D.; ALVALÁ, R. C. S.; HODNETT, M. G.; UBARANA, V. N. *Towards a GCM surface parameterization of Amazonia*. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (editors) *Amazonian deforestation and climate*. Wiley, 1996.
- YAPO, P. O.; GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S. Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology* Vol. 204, 1998, p. 83-97.

Anexo C
Arquivos de entrada do BRAMS

Introdução

O modelo BRAMS recebe, como dados de entrada dois tipos de dados:

- **dados físicos** que incluem topografia, uso do solo, tipo do solo,
- **dados meteorológicos:** temperatura do ar, geopotencial, umidade do ar (temperatura do ponto de orvalho ou razão de mistura ou umidade relativa do ar ou, ainda, diferença psicrométrica) e vento (componentes zonal - u e meridional - v ou direção e intensidade) em diferentes níveis da atmosfera. Esses dados podem ter como origem observações convencionais de superfície e altitude, resultados de modelos numéricos e (ou) de subprodutos gerados através de informações de satélites etc.

Neste anexo serão abordados os arquivos de entrada das características físicas do modelo. Para estes arquivos devem distinguir-se as classes (tipos de solo ou de ocupação) utilizadas para cálculo de aquelas utilizadas na entrada dos dados. As classes utilizadas na entrada de dados correspondem às legendas utilizadas pelas grandes bases de dados do mundo FAO (1974), Soil and Terrain Digital Database (SOTER) for Latin America and the Caribbean (SOTERLAC, 1993-1997). Estes arquivos são condensados em um número menor de classes dentro do modelo, as quais são utilizadas para realizar os cálculos.

Uso do solo

As classes de uso do solo utilizadas para os cálculos de fluxos dentro do modelo BRAMS (principalmente no módulo LEAF3) são as indicadas na tabela 1..

Tabela 1 – Classes de uso do solo do BRAMS32

Codigo Segundo BRAMS	Tipo de uso do solo
0	Oceanos
1	Lagos, rios, cursos de água
2	Glaciar
3	Deserto, solo nu
4	Coníferas sempre-verdes (Evergreen needle leaf tree)
5	Coníferas decíduas (Deciduous needleleaf tree)
6	Decíduas de folhas largas (Deciduous broadleaf tree)
7	Sempre-verdes de folhas largas (Evergreen broadleaf tree)
8	Gramma curta
9	Gramma alta
10	Semi-árido
11	Tundra
12	Arbustos sempre-verde
13	Arbustos decíduos
14	Bosque
15	Cultivos
16	Cultivos irrigados
17	Pântano, brejo
18	Cerrado (Wooded grassland)
19	Urbano, ecossistema construído
20	Sempre-verdes de folhas largas de banhado
21	Urbano intenso

No entanto, o modelo utiliza como entrada para os arquivos de vegetação o formato Olson Global Ecosystems dataset OGE, Olson (1994) (Tabela 2). O formato OGE utiliza 94 classes para representar o uso do solo (tabela 2). O modelo BRAMS durante a inicialização converte os dados no formato do OGE para a sua respectiva legenda (as indicadas na Tabela 1).

Tabela 2. Classes de uso do solo segundo OGE e classe correspondente no BRAMS

Tabela 2. Clases segun el Olson Global Ecosystems dataset OGE, Olson (1994)

Código OGE	Nome OGE	Classe LEAF3	Código OGE	Nome OGE	Classe LEAF3
1	Urban	19	53	Barren Tundra	11
2	Low Sparse Grassland	8	54	Cool Sout Hemisphere Mix F.	14
3	Coniferous Forest	4	55	Cool Fields and Woods	18
4	Deciduous Conifer Forest	5	56	Forest and Field	18
5	Deciduous Broadleaf Forest	6	57	Cool Forest and Field	18
6	Evergreen Broadleaf Forests	7	58	Fields and Woody Savanna	18
7	Tall Grasses and Shrubs	9	59	Succulent and Thorn Scrub	13
8	Bare Desert	3	60	Small Leaf Mixed Woods	6
9	Upland Tundra	11	61	Deciduous and Mix Bor. For.	5
10	Irrigated Grassland	16	62	Narrow Conifers	4
11	Semi Desert	10	63	Wooded Tundra	11
12	Glacier Ice	2	64	Heath Scrub	12
13	Wooded Wet Swamp	17	65	Coastal Wetland	0
14	Inland Water	0	66	Coastal Wetland	0
15	Sea Water	0	67	Coastal Wetland	0
16	Shrub Evergreen	12	68	Coastal Wetland	0
17	Shrub Deciduous	13	69	Polar and Alpine Desert	3
18	Mixed Forest and Field	14	70	Glacier Rock	2
19	Evergreen Forest and Fields	18	71	Salt Playas	3
20	Cool Rain Forest	4	72	Mangrove	20
21	Conifer Boreal Forest	4	73	Water and Island Fringe	0
22	Cool Conifer Forest	4	74	Land	17
23	Cool Mixed Forest	14	75	Land and Water	17
24	Mixed Forest	14	76	Crop and Water Mixtures	17
25	Cool Broadleaf Forest	6	77	Southern Hemis Conifers	4
26	Deciduous Broadleaf Forest	6	78	Sout Hemisphere Mix, Forest	14
27	Conifer Forest	4	79	Wet Sclerophylic Forest	7
28	Montane Tropical Forests	7	80	Coastline Fringe	3
29	Seasonal Tropical Forest	7	81	Beaches and Dunes	3
30	Cool Crops and Towns	15	82	Sparse Dunes and Ridges	3
31	Crops and Town	15	83	Bare Coastal Dunes	3
32	Dry Tropical Woods	6	84	Residual Dunes and Beaches	3
33	Tropical Rainforest	7	85	Compound Coastlines	3
34	Tropical Degraded Forest	7	86	Rocky Cliffs and Slopes	3
35	Corn and Beans Cropland	15	87	Sandy Grassland and Shrubs	8
36	Rice Paddy and Field	16	88	Bamboo	12
37	Hot Irrigated Cropland	16	89	Moist Eucalyptus	7
38	Cool Irrigated Cropland	16	90	Rain Green Tropical Forest	6
39	Cold Irrigated Cropland	16	91	Woody Savanna	18
40	Cool Grasses and Shrubs	8	92	Broadleaf Crops	15
41	Hot and Mild Gras and Shrubs	8	93	Grass Crops	15
42	Cold Grassland	8	94	Crops	15
43	Savanna (Woods)	18			
44	Mire	17			
45	Marsh Wetland	17			
46	Mediterranean Scrub	12			
47	Dry Woody Scrub	12			
48	Dry Evergreen Woods	7			
49	Volcanic Rock	10			
50	Sand Desert	3			
51	Semi Desert Shrubs	10			
52	Semi Desert Sage	10			

Tipo de solo

Para o cálculo o BRAMS 32 utiliza 12 tipos de solo classificados segundo a textura de acordo com a Legenda do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA), Tabela 3.

Tabela 3. Legenda para o BRAMS

Codigo BRAMS	
1	Areia (Sand) –
2	Areia Barrenta (Loamy Sand)
3	Barro Arenoso (Sandy Loam)
4	Barro-Silte (Silt Loam)
5	Barro (Loam)
6	Barro Argiloso Arenoso (Sandy Clay Loam) – valor médio, todo o desconhecido é mapeado para este valor
7	Barro Argiloso Siltoso (Silty Clay Loam)
8	Barro Argiloso (Clay Loam)
9	Argila Arenosa (Sandy Clay)
10	Argila Siltosa (Silty Clay)
11	Argila (Clay)
12	Turfa (Peat)

Para entrada dos dados o RAMS utilize a legenda utilizada em *UNEP Gridded FAO/UNESCO Soil Units*. Esta classificação é baseada na gênese e estrutura do solo. Para converter estes dados ao Formato USDA (texturas) que o modelo utiliza internamente para calculo o BRAMS se baseia no trabalho de Zobler (1986) "World Soil File for Global Climate Modelling" que mostra a distribuição global dos tipos de solo e da uma conversão entre os ambas legendas. Como as duas bases de dados se baseia em atributos diferentes, não existe uma forma simples e direta de correlacionamento entre elas, de forma que existem outros trabalhos que tentam relacionar estes tipos de solos. Na Tabela 4 se encontram indicados a classificação do *UNEP Gridded FAO/UNESCO Soil Units* junto com as conversões propostas por Walko e Tremback (2001) e Buckley (2001) respectivamente para serem utilizadas no RAMS/BRAMS.

Parametros utilizados pelo modelo

Na tabela 5 se apresentam os valores típicos que caracterizam cada um dos tipos de solo do BRAMS. Já na Tabela 6 se apresentam os parâmetros utilizados nos cálculos e na inicialização do modelo.

Para terras úmidas e cultivos irrigados o solo é inicializado completamente saturado (classes 16,17 e 20). Já os banhados são inicializados adicionalmente com uma lâmina de 10 cm de água sobre o solo.

Tabela 4. Tipos de solo da classificação UNEP Gridded FAO/UNESCO Soil Units e a classe equivalente no BRAMS segundo Walko e Tremback (2001) e Buckley (2001)

Nome FAO	Classe USDA (BRAMS)	Equiv Bucley	Nome FAO	Classe USDA (BRAMS)	Equiv Bucley
	6	0			
Acrisols	6	0	Calcaric Fluvisols	4	4
Ferric Acrisols	4	5	Dystric Fluvisols	4	4
Gleyic Acrisols	4	5	Eutric Fluvisols	4	4
Humic Acrisols	7	8	Thionic Fluvisols	4	4
Orthic Acrisols	7	8	Kastanozems	4	4
Plinthic Acrisols	8	6	Haplic Kastanozems	4	4
Cambisols	6	0	Calcic Kastanozems	4	5
Chromic Cambisols	4	4	Luvic Kastanozems	4	4
Dystric Cambisols	4	4	Luvisols	2	2
Eutric Cambisols	4	4	Albic Luvisols	4	4
Ferralic Cambisols	7	8	Chromic Luvisols	4	5
Gleyic Cambisols	4	4	Ferric Luvisols	2	2
Humic Cambisols	4	5	Gleyic Luvisols	4	8
Calcic Cambisols	4	4	Calcic Luvisols	3	3
Vertic Cambisols	8	10	Orthic Luvisols	4	5
Gelic Cambisols	4	4	Plinthic Luvisols	2	2
Chernozems	8	10	Vertic Luvisols	7	8
Glossic Chernozems	4	4	Greyzems	6	0
Haplic Chernozems	4	4	Gleyic Greyzems	4	12
Calcic Chernozems	8	4	Orthic Greyzems	4	12
Luvic Chernozems	4	4	Nitosols	6	0
Podzoluvisols	2	2	Dystric Nitosols	8	7
Dystric Podzoluvisol	4	3	Eutric Nitosols	8	7
Eutric Podzoluvisol	4	4	Humic Nitosols	7	8
Gleyic Podzoluvisol	4	4	Histosols	2	2
Rendzinas	4	5	Dystric Histosols	5	12
Ferralsols	6	0	Eutric Histosols	4	12
Acric Ferralsols	8	11	Gelic Histosols	5	12
Humic Ferralsols	8	11	Podzols	6	0
Orthic Ferralsols	8	11	Ferric Podzols	6	0
Plinthic Ferralsols	4	4	Gleyic Podzols	4	5
Rhodic Ferralsols	8	11	Humic Podzols	2	5
Xanthic Ferralsols	8	11	Leptic Podzols	2	5
Gleysols	2	2	Orthic Podzols	2	5
Calcaric Gleysols	6	6	Placic Podzols	4	5
Dystric Gleysols	4	4	Arenosols	6	0
Eutric Gleysols	7	8	Albic Arenosols	2	1
Humic Gleysols	4	5	Cambic Arenosols	2	2
Mollic Gleysols	4	4	Ferralic Arenosols	2	1
Plinthic Gleysols	3	3	Luvic Arenosols	2	1
Gelic Gleysols	4	4	Regosols	2	1
Phaeozems	6	0	Calcaric Regosols	4	5
Calcaric Phaeozems	7	11	Dystric Regosols	2	2
Gleyic Phaeozems	4	4	Eutric Regosols	2	1
Haplic Phaeozems	4	4	Gelic Regosols	2	2
Luvic Phaeozems	4	5	Solonetz	4	5
Lithosols	4	4	Gleyic Solonetz	2	2
Fluvisols	4	4			

Tabela 4. Tipos de solo da classificação UNEP Gridded FAO/UNESCO Soil Units e a classe equivalente no BRAMS segundo Walko *et al*(2001) e Buckley(20019 (continuação)

Nome FAO	Classe		Nome FAO	Classe	
	USDA (BRAMS)	Equiv Bucley		USDA (BRAMS)	Equiv Bucley
Mollic Solonetz	4	5	Luvic Xerosols	4	5
Orthic Solonetz	3	3	Gypsic Xerosols	4	3
Andosols	6	0	Yermosols	2	2
Humic Andosols	2	12	Haplic Yermosols	2	2
Mollic Andosols	7	8	Calcic Yermosols	2	2
Ochric Andosols	4	8	Luvic Yermosols	4	5
Vitric Andosols	4	8	Takyric Yermosols	6	6
Rankers	4	4	Gypsic Yermosols	4	1
Vertisols	8	10	Solonchaks	4	4
Chromic Vertisols	8	10	Gleyic Solonchaks	7	8
Pellic Vertisols	8	7	Mollic Solonchaks	7	8
Planosols	3	3	Orthic Solonchaks	6	9
Dystric Planosols	7	8	Takyric Solonchaks	3	3
Eutric Planosols	4	5	Rock	2	1
Humic Planosols	4	4	Salt	2	1
Mollic Planosols	4	4	Water	6	0
Solodic Planosols	3	3	Dados faltos	6	0
Gelic Planosols	6	0			
Xerosols	4	5			
Haplic Xerosols	2	1			
Calcic Xerosols	4	5			

* tipos coloridos indicam os grandes grupos de solos.

Tabela 5. Características dos tipos de solo utilizados para o calculo no BRAMS.

saturation moisture potential (m)	saturation volumetric moisture content (m ³ /m ³)	- b exponent (dimensionless)	saturation soil hydraulic conductivity (m/s)	surface value for slcons (m/s)	dry soil volumetric heat capacity (J/m ³ /K)	dry soil density (kg/m ³)	total soil porosity	USDA SOIL CLASS
-.121	.395	4.05	.18e-3	.50e-3	1465.e3	1600.	.135	Areia
-.090	.410	4.38	.16e-3	.60e-3	1407.e3	1600.	.150	Areia Barrenta
-.218	.435	4.9	.34e-4	.77e-3	1344.e3	1600.	.195	Barro Arenoso
-.786	.485	5.3	.72e-5	.11e-4	1273.e3	1600.	.255	Barro-Silte
-.478	.451	5.39	.69e-5	.22e-2	1214.e3	1600.	.240	Barro
-.299	.420	7.12	.63e-5	.15e-2	1177.e3	1600.	.255	Barro Argiloso Arenoso
-.356	.477	7.75	.17e-5	.11e-3	1319.e3	1600.	.322	Barro Argiloso Siltoso
-.630	.476	8.52	.24e-5	.22e-2	1227.e3	1600.	.325	Barro Argiloso
-.153	.426	10.4	.22e-5	.22e-5	1177.e3	1600.	.310	Argila Arenosa
-.490	.492	10.4	.10e-5	.10e-5	1151.e3	1600.	.370	Argila Siltosa
-.405	.482	11.4	.13e-5	.13e-5	1088.e3	1600.	.367	Argila
-.356	.863	7.75	.80e-5	.80e-5	874.e3	300.	.535	Turfa

Tabela 6. Características arametros utilizados no calculo para cada tipo de solo utilizado no BRAMS.

albv_gre en	albv_bro wn	emisv	sr_max	tai_max	Sai	veg_clu mp	veg_frac	veg_ht	rootdep	dead_fra c	remin	LEAF-3 CLASS
.00	.00	.00	.0	0.0	.0	.0	.00	.0	.0	.0	0.	Oceanos
.00	.00	.00	.0	0.0	.0	.0	.00	.0	.0	.0	0.	Lagos, rios, cursos de água
.00	.00	.00	.0	0.0	.0	.0	.00	.0	.0	.0	0.	Glaciar
.00	.00	.00	.0	0.0	.0	.0	.00	.0	.0	.0	0.	Deserto, solo nu
.14	.24	.97	5.4	8.0	1.0	1.0	.80	20.0	1.5	.0	500.	Coníferas sempre-verdes (Evergreen needle leaf tree)
.14	.24	.95	5.4	8.0	1.0	1.0	.80	22.0	1.5	.0	500.	Coníferas decíduas (Deciduous needleleaf tree)
.20	.24	.95	6.2	7.0	1.0	.0	.80	22.0	1.5	.0	500.	Decíduas de folhas largas (Deciduous broadleaf tree)
.17	.24	.95	4.1	7.0	1.0	.0	.90	32.0	1.5	.0	500.	Sempre-verdes de folhas largas (Evergreen broadleaf tree)
.21	.43	.96	5.1	4.0	1.0	.0	.75	.3	.7	.7	100.	Gramma curta
.24	.43	.96	5.1	5.0	1.0	.0	.80	1.2	1.0	.7	100.	Gramma alta
.24	.24	.96	5.1	1.0	.2	1.0	.20	.7	1.0	.0	500.	Semi-árido
.20	.24	.95	5.1	4.5	.5	1.0	.60	.2	1.0	.0	50.	Tundra
.14	.24	.97	5.1	5.5	1.0	1.0	.70	1.0	1.0	.0	500.	Arbustos sempre-verde
.20	.28	.97	5.1	5.5	1.0	1.0	.70	1.0	1.0	.0	500.	Arbustos decíduos
.16	.24	.96	6.2	7.0	1.0	.5	.80	22.0	1.5	.0	500.	Bosque
.22	.40	.95	5.1	5.0	.5	.0	.85	1.0	1.0	.0	100.	Cultivos
.18	.40	.95	5.1	5.0	.5	.0	.80	1.1	1.0	.0	500.	Cultivos irrigados
.12	.43	.98	5.1	7.0	1.0	.0	.80	1.6	1.0	.0	500.	Pântano, brejo
.20	.36	.96	5.1	6.0	1.0	.0	.80	7.0	1.0	.0	100.	Cerrado (Wooded grassland)
.20	.36	.90	5.1	3.6	1.0	.0	.74	6.0	.8	.0	500.	Urbano, ecossistema construído
.17	.24	.95	4.1	7.0	1.0	.0	.90	32.0	1.5	.0	500	Sempre-verdes de folhas largas de banhado
.16	.24	.96	5.1	2.0	1.5	1.0	.10	20.0	1.5	.0	500	Urbano intenso (desabilitado nesta versão)

Referências do anexo

- FAO 1974. Soil map of the world. Volumes 1-10. Food and Agriculture Organization of the United Nations and UNESCO, Paris. 1:5,000,000.
- SOTERLAC (Soil and Terrain Digital Database for Latin America and the Caribbean). 1993 – 1997. Completion of a 1:5 Million Soil and Terrain Digital Database. Terminal Report.
- Olson, J.S., 1994, Global ecosystem framework-definitions: USGS EROS
- Buckley, R. 2001. Spatial Variation of Soil Type and Soil Moisture in the Regional Atmospheric Modeling System. Technical Report Savannah River Site (US) - US Department of Energy (US)
- Walko R. L., Tremback C. J. 2001. RAMS – Regional Atmospheric Modeling System Version 4.3/4.4 – Guia de Usuário, Fort Collins, USA..
- Zobler, L. 1986. A World Soil File for Global Climate Modelling. NASA Technical Memorandum 87802. NASA Goddard Institute for Space Studies, New York, New York, U.S.A

**Anexo D - Disponibilidade temporal
dos dados hidrológicos**

Tabela D.1. Dados Pluviométricos disponíveis na Bacia do Alto Paraguai entre 1968 e 2003

	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003			
P_1456001																																							
P_1456003																																							
P_1456004																																							
P_1456008																																							
P_1457000																																							
P_1457001																																							
P_1554006																																							
P_1555000																																							
F_1555001																																							
P_1556000																																							
P_1556001																																							
P_1556005																																							
P_1556006																																							
P_1556007																																							
P_1557000																																							
P_1557001																																							
P_1557003																																							
P_1557005																																							
P_1558000																																							
P_1558001																																							
P_1558004																																							
P_1558005																																							
P_1654000																																							
F_1654001																																							
P_1654004																																							
P_1655000																																							
P_1655001																																							
P_1655002																																							
P_1655003																																							
P_1655004																																							
P_1656001																																							
P_1656002																																							
P_1656003																																							
P_1656004																																							
P_1657002																																							
P_1657003																																							
P_1657004																																							
F_1658000																																							
P_1754000																																							
P_1754002																																							
P_1754004																																							
P_1755000																																							
P_1755001																																							
P_1755003																																							
P_1756000																																							
F_1756001																																							
P_1756002																																							
P_1757001																																							
F_1853000																																							
P_1853002																																							
P_1854001																																							
P_1854002																																							
P_1854003																																							
P_1854004																																							
P_1857001																																							
P_1857002																																							
P_1857003																																							
P_1954002																																							
P_1954003																																							
P_1954004																																							
P_1955000																																							
P_1956001																																							
P_1956003																																							
F_1956004																																							
F_1956005																																							
F_1956008																																							
P_1957003																																							
F_1957004																																							
F_1957005																																							

Tabela D.2 Dados Fluviométricos disponíveis na Bacia do Alto Paraguai entre 1968 e 2003

	1968	1969	1970	1971	1972
--	------	------	------	------	------

Anexo E – Verificação das estimativas da área
alagada do Pantanal

1. Introdução

O uso sustentável do ecossistema do Pantanal é associada aos ciclos plurianuais de cheia e seca (Costa, 1997). Portanto, para melhorar o conhecimento do funcionamento do Pantanal é necessário determinar a extensão do alagamento. Os resultados do mapeamento do alagamento teriam influencia em atividades e tão diversas como o gerenciamento do uso do solo, pesca (pela melhora do entendimento da dinâmica da reprodução dos peixes), e previsão do tempo (pela melhora da caracterização da interfase solo-atmosfera). Na hidrologia, a determinação da área alagada permitiria o entendimento da dinâmica do pantanal, ao permitir caracterizar as áreas de armazenamento e transporte de vazões nas planícies.

A estimativa da área alagada tem se mostrado uma tarefa muito difícil, dada a dificuldade de acesso aos diversos locais do Pantanal e a extensão da área (maior a 150.000 Km²). Diversos pesquisadores tentaram mapear parte ou todo ou parte da área alagada com o auxílio de dados obtidos por sensoriamento remoto (Ex, Darsh, 1979 *apud* Silva, 1991; Silva, 1991; Abdon e Silva, 1997; Hamilton, *et al* 1996; Chapman, *et al* 2001a; Liu *et al*, 2002; Geoffrey *et al*, 1997; Krug e Geoffrey, 1995).

Neste anexo serão avaliadas e validadas as estimativas de área alagada de Hamilton *et al*, 1996 e a realizada neste estudo baseada nos dados de Chapman, *et al*, 2001a. A validação será realizada cruzando as informações existentes. Como ambas as estimativas foram realizadas para épocas diferentes, foram extrapoladas as observações estabelecendo uma relação entre área inundada e vazão, semelhante à já existente em Hamilton *et al* (1996)

2. Antecedentes

O trabalho de Hamilton *et al* (1996)

Este estudo é considerado até hoje um dos mais abrangentes e completos estudos da área alagada do Pantanal, servindo de referência para os mais variados estudos da região. Os pesquisadores estimaram a área inundada do Pantanal dividindo-o em 10 regiões ou pantanais (Figura 1) utilizando a diferença de polarização vertical e horizontal em 37 GHz observada nas imagens do Radiômetro de Microondas Multiplexado Escaneado com uma resolução espacial de 27 Km (sensor SMMR a bordo do satélite Nimbus-7). Os pesquisadores escolheram células típicas de áreas não inundadas, permanentemente inundadas (lagos, rios) e áreas com alagamento sazonal em cada região nas quais foi quantificada a polarização. Depois foram utilizados esses valores para calcular a extensão total por tipo em cada

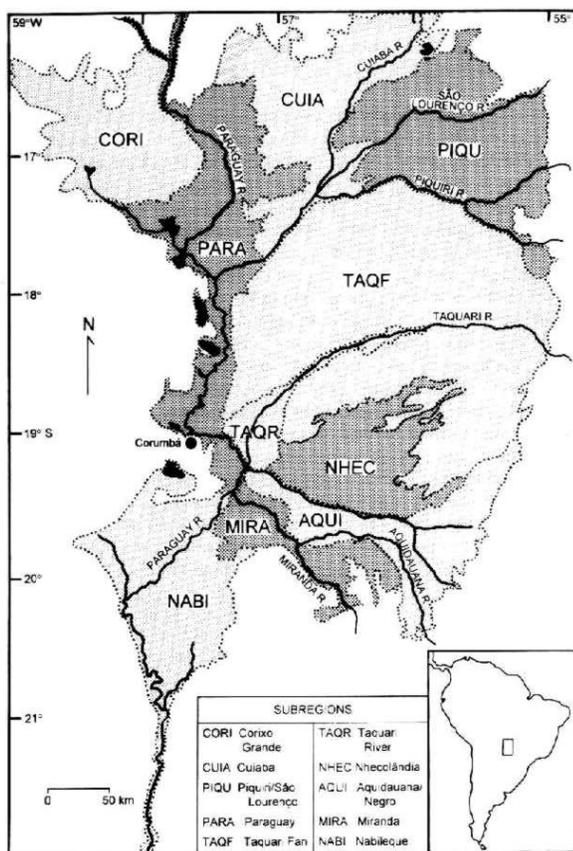


Figura 1. Regiões utilizadas por Hamilton (1996).

região. (as bases teóricas para o uso de imagens radiométricas no estudo de áreas alagadas se encontram em Moraes Novo (2006) e demais referencias nesse texto).

Cabe destacar que os próprios pesquisadores mencionam as diferenças encontradas nos valores entre regiões e, em alguns casos, dentro da própria região, sugerindo que as diferenças podem ser explicadas, em parte, por heterogeneidades na vegetação. Análises de sensibilidade realizados por Hamilton *et al.* (1996) indicam que os parâmetros mais sensíveis na estimativa foram as próprias observações do satélite afetadas por eventos climáticos e a estimativa empírica realizada da polarização típica de para áreas secas e áreas inundadas.

Os resultados obtidos por Hamilton *et al* (1996) mostram a extensão da área alagada média mensal para cada região no período entre 1979 e 1987, no entanto, provavelmente pela pouca disponibilidade de espaço na publicação, o texto não indica a distribuição da área alagada dentro de cada sub-região. O trabalho de Hamilton indica que a área alagada total flutuou entre 11.000 e 110.000 Km² (Tabela 1).

Tabela 1. Áreas alagadas médias mensais obtidas a partir da análise das estimativas de Hamilton *et al.* (1996)

Mês	Corixo Grande	Cuiabá	Parag.	Piquiri	Taq. F.	Taq. R.	Nheco-lândia	Aqui-dauana	Nabileque	Miranda	Total
jan	3.450	16.291	5.874	6.665	18.456	658	3.392	2.654	1.370	934	59.743
fev	4.984	17.272	6.984	7.966	23.901	865	4.069	2.980	1.945	1.204	72.168
mar	6.894	17.157	8.626	9.493	26.434	1.178	4.983	3.328	2.573	1.189	81.854
abr	6.964	17.764	9.966	8.364	22.072	1.429	5.175	3.291	3.318	1.338	79.680
mai	6.554	16.866	11.027	6.493	16.527	1.624	5.036	3.423	4.418	1.678	73.646
jun	5.610	16.170	11.188	4.489	12.719	1.653	4.589	3.536	5.072	1.999	67.024
jul	4.552	15.381	10.322	3.077	9.976	1.488	3.951	3.284	5.164	1.960	59.155
ago	3.516	13.781	9.055	1.737	7.630	1.250	3.257	2.836	4.819	1.696	49.578
set	2.648	13.709	7.571	1.146	5.903	973	3.077	2.476	3.809	1.404	42.716
out	1.981	11.895	5.993	1.350	5.326	680	2.596	2.013	2.274	1.117	35.222
nov	1.924	11.902	5.013	2.006	7.883	501	2.402	1.832	1.250	865	35.577
dez	2.546	14.375	5.109	4.401	13.323	519	2.836	2.113	1.037	877	47.136

Finalmente, o trabalho estabeleceu uma correlação muito boa entre os níveis registrados no rio Paraguai em Ladário (66825000) e a área inundada total do Pantanal estimada por eles.

$$\text{Área inundada total} = 18,520 * \text{COTA LADARIO}_{(t+1,t+2)} - 17,309 \text{ (Eq 1)}$$

onde para estimar a área inundada do mês t em Km^2 se deve utilizar os valores médios de cota no posto de Ladário para os próximos dois meses (em m).

Imagens do Synthetic Aperture Radar (SAR)

Dada a importância ecológica global da quantificação e uso sustentável de ecossistemas tropicais foi lançado Projeto Global de Mapeamento da Floresta Tropical coordenado pela Agencia de Desenvolvimento do Espaço Nacional do Japão (NASDA) (CHAPMAN, et al 2001a). Os resultados do projeto foram condensados em um conjunto com 4 discos contendo imagens do Synthetic Aperture Radar (SAR), que se encontra a bordo do satélite JERS-1, com resolução de 3 arcos de segundos (aprox. 90m), nos quais pode ser encontrada uma imagem do Pantanal durante fevereiro de 1997.

O tipo de imagem obtido é particularmente útil para determinar áreas alagadas, existindo vários exemplos de aplicações de dados SAR ao estudo de áreas alagadas do Brasil. A grande maioria deles se concentra na região Amazônica, mas a abordagem adotada pode ser facilmente aplicada no estudo dos ambientes alagáveis do Pantanal (Moraes Novo, 2006). Dentre os trabalhos realizados cabe destacar os estudos realizados por Costa (2000) e Hess et al.(2003). Costa (2000) utilizou uma serie temporal de imagens JERS -1 e RADARSAT para estimar a produtividade primária de plantas aquáticas do Lago Grande de Monte Alegre- AM. Essas estimativas se basearam em modelos empíricos que permitiram determinar a variação da biomassa da vegetação a partir de dados de retroespalhamento. Hess et al. (2003) mapearam pela primeira vez o limite das áreas alagadas ao longo da calha do rio Amazonas e de seus principais afluentes a partir do uso de mosaicos de imagens do satélite JERS-1. Eles também usaram as imagens para gerar um mapa de estado da cobertura vegetal, identificando várias classes dentre as quais, florestas inundadas, florestas não inundadas, chavascais, campos, entre outras classes.

Uma aplicação do SAR no Pantanal foi realizada por Geoffrey *et al* (1997). Os pesquisadores utilizaram dados SAR obtidos do satélite ERS-1 para diversas datas em 1992-1993 para estimar o índice de lacunaridade da Região de Nhecolândia.

Outras estimativas

Krug e Geoffrey (1995) também analisaram a lacunaridade na fazenda Bodoquena no Sul do Pantanal utilizando o índice NDVI obtido de imagens Landsat TM.

Liu et al (2002) não desenvolveram especificamente um mapeamento do Pantanal. No entanto, são citados porque desenvolveram uma metodologia de previsão sazonal de vazões utilizando dados obtidos por sensoriamento remoto da Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (mais conhecido NDVI) obtidos do Sensor AVHRR do NOAA e precipitação obtida de pluviômetro da Agência Nacional de Águas.

Também são importantes os estudos regionais do alagamento do Pantanal entre os que se destacam os resultados do Projeto MULPAN (INPE/CPAP-EMBRAPA), sobre a variação da área alagada no período de seca e de cheia em parte da sub-região da Nhecolândia. Nesse estudo foram interpretadas imagens de satélite Landsat - TM de 21/10/1990 (período seco) e de 17/05/1991 (período de cheia) com as quais foi determinada a área inundada. (Abdon & Silva, 1995).

3. Metodologia.

Para determinar e avaliar as estimativas de inundação existente foram, por um lado, classificadas as imagens SAR obtidas de Chapman *et al* (2001a). Por outro lado, foram digitalizados os dados apresentados por Hamilton, et al (1996) de forma de obter séries temporais de áreas alagadas para cada mês para cada um das 10 regiões apresentadas no estudo mencionado. Utilizando a técnica de cross-validation foram ajustadas equações de regressão entre vazão média mensal em diferentes locais de área analisada e a área média mensal inundada. A técnica de cross-validation permite que sejam ajustadas diversas regressões aos dados, onde em cada regressão é eliminada alternadamente da série 20% dos dados. De esta forma resultam N regressões com N conjuntos de parâmetros. O valor final dos parâmetros é a média dos N valores, e a qualidade do ajuste pode ser medida pelas estatísticas do ajuste com os parâmetros médios.

Com as regressões estabelecidas foram estendidas as séries de áreas inundadas de forma de obter os valores correspondentes a fevereiro de 1997, para, de esta forma, serem comparadas com os resultados obtidos na classificação das imagens contidas no set do Projeto Global de Mapeamento da Floresta Tropical.

4. Resultados e discussão.

O primeiro passo foi o ajuste de uma regressão entre área alagada estimada por Hamilton *et al* (1996) e valores medidos de vazão. Foram analisados todos os diferentes modelos de regressão possíveis com até 3 preditores utilizando todos e cada um dos postos com dados fluviométricos disponíveis na bacia (Figura 2). Para estabelecer a priori os melhores modelos foram utilizados como estatísticas o

coeficiente de determinação ajustado R^2 ajustado que indica quanto da variação na resposta é explicada pelo modelo, levando em conta os graus de liberdade do modelo; e a estatística C_p de Mallows (Hocking, 1976; Montgomery e Peck, 1982) que é relacionada ao erro médio do valor ajustado.

As equações resultantes da regressão entre a área alagada media mensal e a vazão medida media mensal nos postos fluviométricos selecionados com as estatísticas mencionadas se encontram na Tabela 2. Apresentam-se várias equações para cada região porquanto existem grandes falhas no registro dos dados, e, a utilização de equações com postos alternativos minimiza a possibilidade de não possuir registros para a estimativa da área alagada em um determinado mês. Com as equações resultantes foram estimados as áreas inundadas para todo o período com vazões observadas disponíveis (1978-2003).

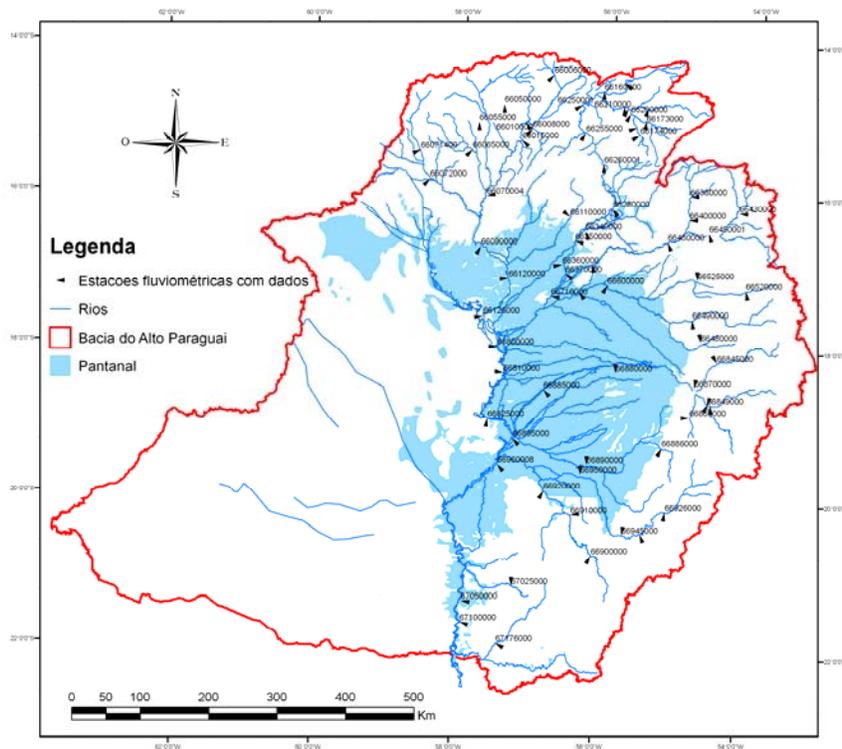


Figura 2. Localização dos postos fluviométricos com dados disponíveis na Bacia do Alto Paraguai.

Se observa que o melhor ajuste da área alagada obtém-se, em geral, com os postos de Amolar (66800000) ou porto Conceição (66120000). Nesta região acredita-se acontecer seções de controle do escoamento (Ponce, 1995; GEF/OEA/ANA/PNUMA, 2006), de forma que constituem um bom local para identificação de tendências. As regiões em que a regressão foi claramente pobre (Ex. Miranda),

indicam regiões em que a disponibilidade de dados é insuficiente para caracterizar os padrões de inundação existente.

Também foi realizado um experimento simples para tentar obter uma distribuição espacial das áreas alagadas baseado na consideração de que a declividade do Pantanal é de aproximadamente 0.4% de norte a Sul. A partir do MNT obtido do projeto Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), foi considerado que em cada região utilizada por Hamilton *et al* (1996) a água se comporta como em um reservatório, ou seja, a linha de água se considera horizontal. Sob esta consideração, se procurou avaliar as áreas que estariam inundadas para que seja reproduzido o valor obtido pelos pesquisadores. A conclusão foi de que a consideração de superfície de água como horizontal, não é adequada para a região (a pesar da baixa declividade regional) e de que o MNT apresenta erros superiores aos necessários para a delimitação das áreas já que os padrões de áreas inundadas obtidos não corresponderam aos observados em campo.

Tabela 2. As equações resultantes da regressão entre a área alagada média e vazões médias mensais.

Região	Equação	R ² ajustado
Corixo Grande	$-3676.34+17.05*Q_{66120000}$	0,87
	$-3590.67+4.559*Q_{66800000}+10.762*Q_{66050000}$	0,88
Cuiabá	$-7131.09+27.00*Q_{66120000}$	0,87
	$-5567.84+5.95*Q_{66800000}+9.716*Q_{66340000}$	0,87
Paraguai	$-1465.27+5.030*Q_{66895000}$	0,83
	$-3377.115+6.239*Q_{66800000}+1.18*Q_{67100000}$	0,89
	$-2589.095+6.647*Q_{66800000}+1.071*Q_{67100000}-8.0*Q_{66945000}$	0,91
Piquiri	$-934.286+17.875*Q_{66340000}$	0,79
	$-3435.022+14.518*Q_{66120000}+64.804*Q_{66110000}$	0,86
	$-3697.715+12.987*Q_{66120000}+55.219*Q_{66110000}+32.9*Q_{66480000}$	0,92
Taquarí F.	$-10816.97+41.25*Q_{66090000}$	0,72
	$-7285.310+4.665*Q_{66895000}+141.57*Q_{66065000}$	0,71
Taquarí R.	$-775.389+ 0.964*Q_{66895000}$	0,85
	$-1058.361+1.181*Q_{66800000}+0.210*Q_{67100000}$	0,86
Nhecolândia	$-1113.704+8.306*Q_{66120000}$	0,58
	$-174.701+2.577*Q_{66800000}+0.957*Q_{66070004}$	0,68
Aquidauana	$-1144.832+9.273*Q_{66120000}$	0,47
	$-2160.120+1.663*Q_{66895000}+5.429*Q_{66870000}$	0,66
Nabileque	$-3694.246+ 2.506*Q_{67100000}$	0,82
	$-4063+2.379*Q_{67100000}-14.014*Q_{67025000}+0.519*Q_{66810000}$	0,85
Miranda	$-611.040+1.060*Q_{66895000}$	0,48
	$-704.286+1.159*Q_{66895000}-1.757*Q_{66340000}+12.163*Q_{66006000}$	0,51

Paralelamente ao ajuste da regressão aos dados de Hamilton *et al* (1996) foi classificada a imagem SAR obtida de Chapman *et al* (2001a) em 5 classes (Floresta/Cerrado, cultivo/pastagem, água, vegetação baixa alagada, e floresta alagada) seguindo as sugestões de Moraes Novo (2000), Chapman *et al.* (2001b) e Freeman (2000) e dados de Imagens Landsat e de visitas de campo.

Basicamente, nas imagens de radar a água aparece escura devido que a água atua como “espelho” refletindo em direção contrária ao satélite os sinais, a floresta alagada aparece brilhante devido a dupla reflexão (ou seja, reflexão na água que se encontra por baixo da floresta e nos próprios troncos). A floresta ou cerrado aparecem com brilho médio devido à dispersão causada pelo dossel. Já áreas urbanas tendem a serem brilhantes devido a refletividade das superfícies, e as áreas de vegetação baixa possuem brilho intermediário entre florestas e água. Estas considerações se encontram resumidas na Figura 3

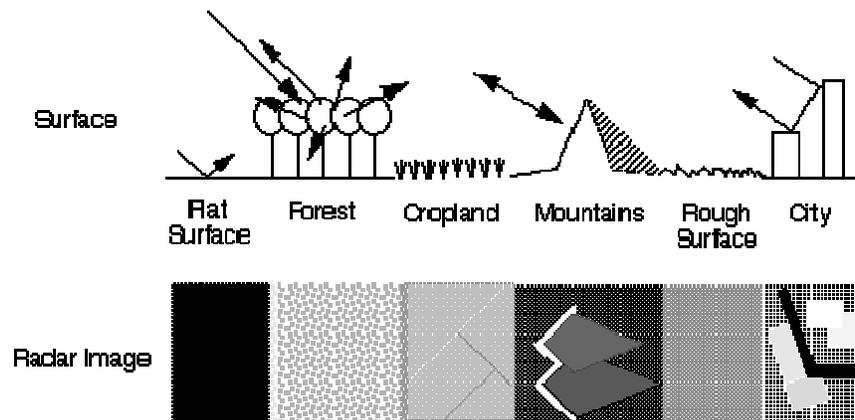


Figura 3. Padrões observados em imagens de radar (Freeman, 2000)

Os resultados da classificação (Figura 4) foram comparados com imagens Landsat de datas próximas a fevereiro de 1997 e com levantamentos de campo efetuados durante o projeto ANA/GEF/PNUMA/OEA, 2006. A imagem classificada mostra que os setores alagados totalmente (água) e as florestas ou cerrado foram corretamente identificados; também que a floresta alagada se localizou basicamente nas margens dos rios, o que resulta compatível com a mata de galeria que se observa no Pantanal. No entanto, na região do leque aluvial do Taquari, muitas regiões aparecem como não estando alagadas (cultivo/pastagem), e, as imagens Landsat não são suficientes para identificar o grau de alagamento existente. Existem evidências nas imagens Landsat que sugerem que a região estaria alagada ou com um teor de umidade muito alto em algum momento, no entanto, na data da imagem SAR, a assinatura espectral não difere significativamente do cultivo irrigado. Problemas semelhantes, na diferenciação de áreas saturadas de áreas alagadas foram discutidas por Hamilton *et al* (1996).

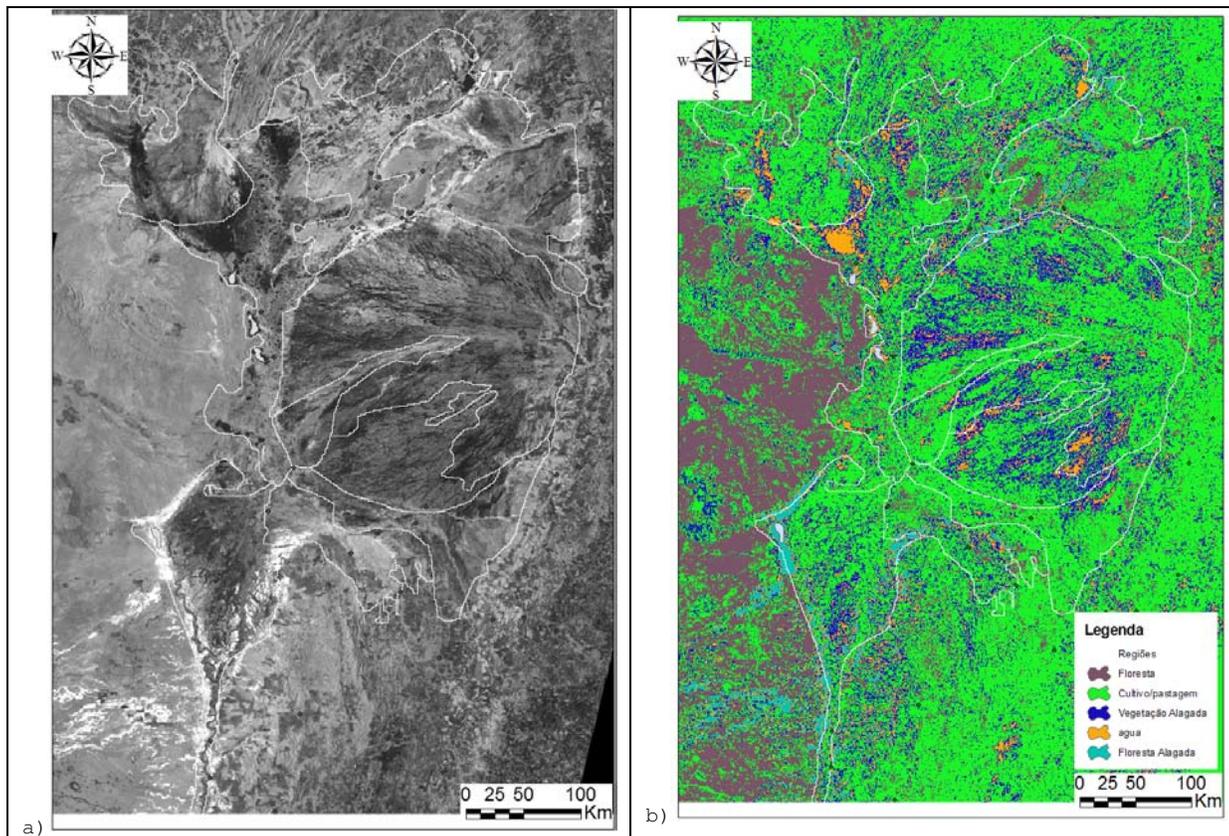


Figura 4. a) Imagem SAR do Pantanal com as regiões sugeridas por Hamilton *et al.* (1996) b) Classificação das imagens SAR realizada neste estudo.

Na Tabela 3 são comparados os alagamentos estimados a partir das informações contidas em Hamilton *et al.* (1996) e nas imagens disponibilizadas por Chapman *et al.* (2001a). Observa-se que a estimativa a partir das imagens SAR é inferior aos valores obtidos a partir da série estendida de Hamilton *et al.* (1996), e que a diferença é aproximadamente o valor da área de cultivo/pastagem discutida acima.

Tabela 3. Áreas alagadas segundo classificação das imagens SAR obtidas de Chapman *et al.* (2001a) e da extensão da série de Hamilton *et al.* (1996). Áreas em Km².

Clase	Corixo Gran.	Cuia	Parag.	Piqui.	Taq. F.	Taq. R.	Nheco	Aqui-	Nabi-	Miran.	Total
Floresta/Cerrado (1)	4.120	6.020	6.536	7.481	10.284	1.433	2.487	3.346	3.852	3.107	48.668
Cultivo/Pastagem(2)	4.019	3.490	4.650	4.479	15.787	1.655	4.727	3.759	5.515	1.509	49.591
Vegetação baixa alagada(3)	2.077	3.383	2.255	3.159	4.790	588	912	1.427	2.125	1.476	22.191
Água(4)	813	360	2.583	258	4.079	194	1.494	388	556	46	10.771
Floresta Alagada(5)	590	1.973	494	1.645	862	90	7	159	2.440	539	8.798
Área inundada da SAR (3+4+5)	3.481	5.715	5.332	5.061	9.731	872	2.414	1.974	5.121	2.060	41.760
Área inundada Hamilton <i>et al.</i> (1996)	6.316	8.939	7.621	8.909	28.190	1.161	4.886	3.410	2.588	1.072	73.090

Dadas a baixa resolução espacial das imagens utilizadas por Hamilton *et al.* (1996) (27 Km), e por outro lado, que os pesquisadores mostraram que a área inundada sazonalmente foi muito sensível a mudanças nas características das regiões, existindo dispersão na estimativa dos valores de polarização de referência pode explicar as diferenças nas estimativas. Por outro lado, a inexistente resolução

temporal das imagens SAR, não permite validar a metodologia por comparação com as mudanças nos níveis. De esta forma, nenhuma das estimativas pode ser aceita sem discussão sem novas informações.

5. Conclusões.

A comparação dos os alagamentos estimados a partir das informações contidas em Hamilton *et al* (1996) e nas imagens disponibilizadas por Chapman *et. al* (2001a) mostrou divergências entre eles, sem que seja possível estimar ou validar qualquer um deles. No entanto, e como consequência da resolução espacial, os resultados obtidos do SAR se mostraram mais próximo das condições observadas nas viagens de campo. Novas pesquisas são necessárias para determinar qual a verdadeira área inundada do Pantanal.

Por outro lado, o experimento envolvendo o MNT derivado do SRTM indicou que uma a modelagem da área inundada do Pantanal deve levar em conta as declividades locais embora estas sejam muito baixas para caracterizar corretamente os fluxos regionais. Nesse sentido, as metodologias apresentadas por Verwey (2001) e Bates e De Roo (2000) se mostraram promissoras.

6. Bibliografia

- GEF/OEA/ANA/PNUMA 2006. Modelo de Gerenciamento dos Recursos Hídricos do Alto Paraguai. Relatório Final. IPH-UFRGS, Porto Alegre.
- ABDON, M. de M. ; SILVA, J. dos S. V. ; GALDINO, S. .1997 Extensao da area alagada no periodo de cheia em parte da sub-regiao da Nhecolândia, no Pantanal, Brasil.. In: VIII SIMPOSIO LATINO AMERICANO DE PERCEPCION REMOTA, 1997, Caracas. Anais do VIII Simposio Latino Americano de Percepcion Remota.
- ABDON, M. M.; SILVA, J. S. V. 1995. Extensão da área alagada no período de cheia em parte da sub-região da Nhecolândia, no Pantanal, avaliada através de dados do Landsat-TM. In: ENCONTRO SOBRE SENSORIAMENTO REMOTO, APLICADO A ESTUDOS NO PANTANAL, 1995, Corumbá. Livro de resumos. São José dos Campos: INPE, 1995.p. 123-124.
- BATES, P. D. E DE RÔO, A.P.J. 2000. A simpler raster-based model for flood inundation simulation. *J. of Hydrology*, 236. p 54-77.
- CHAPMAN, B., A. ROSENQVIST, AND A. WONG. 2001a. JERS-1 SAR Global Rain Forest Mapping Project. [JERS-1 Synthetic Aperture Radar Global Rain Forest Mapping Project]. Vol. AM-1, South America, 1995-1996. CD-ROM. National Space Development Agency of Japan, Earth Observation Research Center; National Aeronautics and Space Administration, Jet Propulsion Laboratory; European Commission Joint Research Centre; Earth Remote Sensing Data Analysis Center of Japan; Remote Sensing Technology Center of Japan; and Alaska SAR Facility. Available from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.
- CHAPMAN, B.; COSTA, M.; ROSENQVIST, A.; TELMER, K. 2001b .JERS-1 SAR Observations of the Pantanal Wetland in South América. American Geophysical Union, Fall Meeting 2001, abstract #H32E-06
- COSTA, M. F. 1999. História de um país inexistente: O Pantanal entre os séculos XVI e XVIII. Kosmos, São Paulo, 277p.

- COSTA, M. P. F. 2000. Net Primary Productivity of Aquatic Vegetation of the Amazon Floodplain: a Multi-SAR Satellite Approach. Tese (Doctor of Philosophy). University of Victoria.
- D.C. MONTGOMERY AND E.A. PECK. 1982. *Introduction to Linear Regression Analysis*. John Wiley & Sons.
- FREEMAN, 2000. What is Imaging Radar ?. *In*: Chapman, B., A. Rosenqvist, and A. Wong. 2001. JERS-1 SAR Global Rain Forest Mapping Project. [JERS-1 Synthetic Aperture Radar Global Rain Forest Mapping Project]. Vol. AM-1, South America, 1995-1996. CD-ROM. National Space Development Agency of Japan, Earth Observation Research Center; National Aeronautics and Space Administration, Jet Propulsion Laboratory; European Commission Joint Research Centre; Earth Remote Sensing Data Analysis Center of Japan; Remote Sensing Technology Center of Japan; and Alaska SAR Facility. Available from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.
- GEOFFREY M. HENEGBRY HERMANN J.H. KUX. 1997. Spatio-temporal analysis of SAR image series from the Brazilian Pantanal. In Anais do 3rd ERS Symposium, 14-21 March 1997
- HAMILTON, S. K.; SIPPEL, S. J.; MELACK, J. M. 1996. Inundation patterns in the Pantanal wetland of South America determined from passive microwave remote sensing. *Archiv. F. Hydrobiologie*. v.137, n.1, p.1-23,
- KRUG T e GEOFFREY M. 1995. Seasonality of reflectance in the southern Pantanal of Brazil: spatio-temporal landscape segmentation using correlation length and lacunarity of NDVI images. In: Anais do Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1995. IGARSS '95. 'Quantitative Remote Sensing for Science and Applications', International. Digital Object Identifier 10.1109/IGARSS.1995.521803.
- LIU, W. T; AYRES, F. M; SALLES, A T. AND PADOVANI, C. 2002. Alto Paraguay river water level prediction using NOAA AVHRR NDVI. 1º International Symposium, Recent Advances In Quantitative Remote Sensing.36p.
- MORAES NOVO, E. M. 2006. Bases teóricas para o uso de imagens SAR no estudo de áreas alagadas. Anais 1º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal, Campo Grande, Brasil, 11-15 novembro 2006, Embrapa Informática Agropecuária/INPE, p.883-894.
- PONCE, V. M. 1995. Hydrologic and Environmental Impact of the Paraná-Paraguay Waterway on the Pantanal of Mato Grosso, Brazil: A Reference Study. San Diego, CA: San Diego State University Report.
- R.R. HOCKING. 1976. A Biometrics Invited Paper: The Analysis and Selection of Variables in Linear Regression, *Biometrics*, 32, 149.
- SILVA, J. S. 1991. Aplicações de técnicas de sensoriamento remoto e sistema de informações geográficas na avaliação da dinâmica de inundação do Pantanal. Dissertação de Mestrado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- SOUZA, J. D. 2004. Estudo Ecológicos da Ariranha *Pteronura brasiliensis* (Zimmermann, 1780), (Carnivora: Mustelidae) no Pantanal Mato-grossense. Teste de Mestrado em Ecologia e Conservação da Biodiversidade. Universidade Federal de Mato Grosso, UFMT, Brasil. Ano de Obtenção: 2004.
- VERWEY, A. 2001. Latest developments in Floodplain modelling – 1D/2D integration. *In*: The Institution of Engineers, Austrália. Conference on Hydraulics in Civil Engineering. Hobart 28-30 November 2001.

**Anexo F. Ajuste do Modelo MGB na Bacia
do Alto Paraguai.**

Como fora indicado no capítulo 3, a BAP se divide em 3 zonas bem diferentes: Chaco, Planalto e Pantanal. A região do Chaco, não gera praticamente escoamento, e, portanto não é considerada nas simulações hidrológicas.

Para facilitar a calibração do modelo matemático da Bacia do Alto Paraguai, a etapa de calibração foi dividida em três partes. A primeira parte compreendeu a calibração das bacias do Planalto da Bacia do Alto Paraguai.. A continuação foi feita a calibração das áreas a serem simuladas hidrologicamente dentro do Pantanal (áreas que contribuem para o escoamento na região da Bolívia e dentro do próprio Pantanal) em conjunto com a calibração do modelo hidrodinâmico dentro do Pantanal (perdas e ganhos para a planície, tipo de conexão entre lagoas e lagoas e canal, rugosidade da planície e canal principal, etc.). A calibração das áreas a serem simuladas hidrologicamente dentro do Pantanal foi realizada em conjunto com a calibração do modelo hidrodinâmico devido as interações envolvidas.

1 Simulação das bacias do Planalto.

O modelo foi calibrado independentemente para cada uma das macrobacias do Planalto da BAP: Alto Paraguai, Cuiabá, São Lourenço, Piquiri/Itiquira, Taquari, Aquidauana e Miranda (Figura 1 e Tabela 1), utilizando sempre o período de tempo com melhor conjunto de dados pluviométricos (Figura 2) e fluviométricos (Figura 3) disponíveis (vide anexo D para a resolução temporal dos dados).

Tabela 1. Bacias em estudo no Planalto

Rio	Bacia (seção de controle)	Área da bacia no Planalto (Km ²)	Estados
Paraguai	Cáceres	32.274	MT
Cuiabá	Cuiabá	22.037	MT
São Lourenço	Acima Córrego Grande	21.800	MT
Itiquira/Correntes	Estrada BR 163 - Itiquira	5.100	MT

Taquari	Coxim	27.040	MS
Aquidauana	Aquidauana	15.200	MS
Miranda	Miranda	15.460	MS

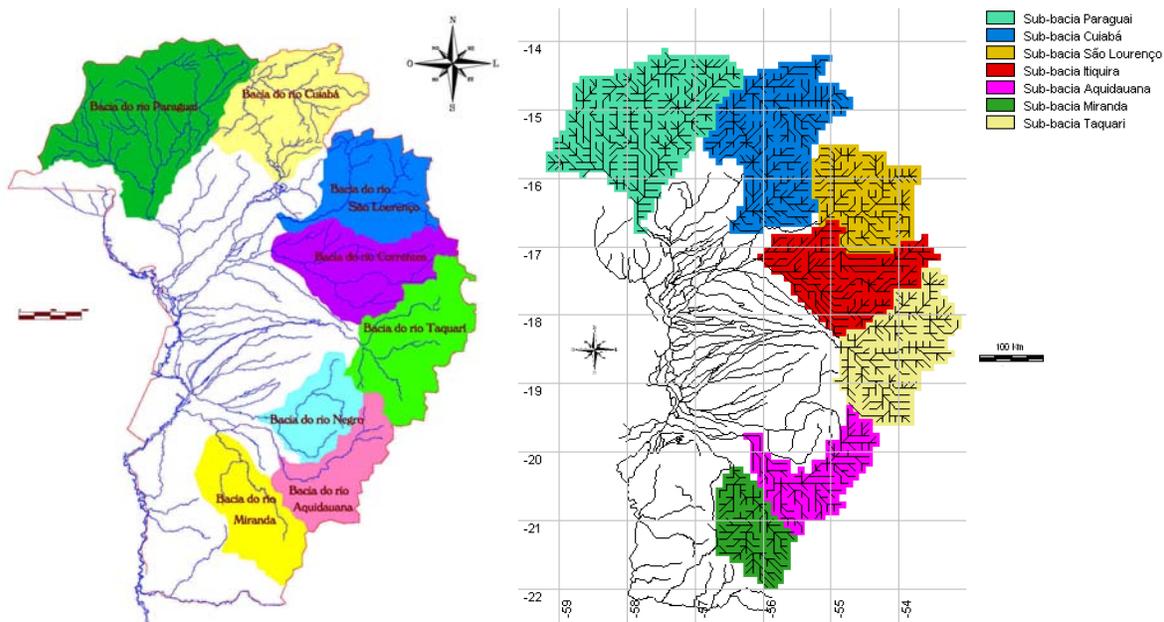


Figura 1. Macrobacias do Planalto da BAP e discretização adotada.

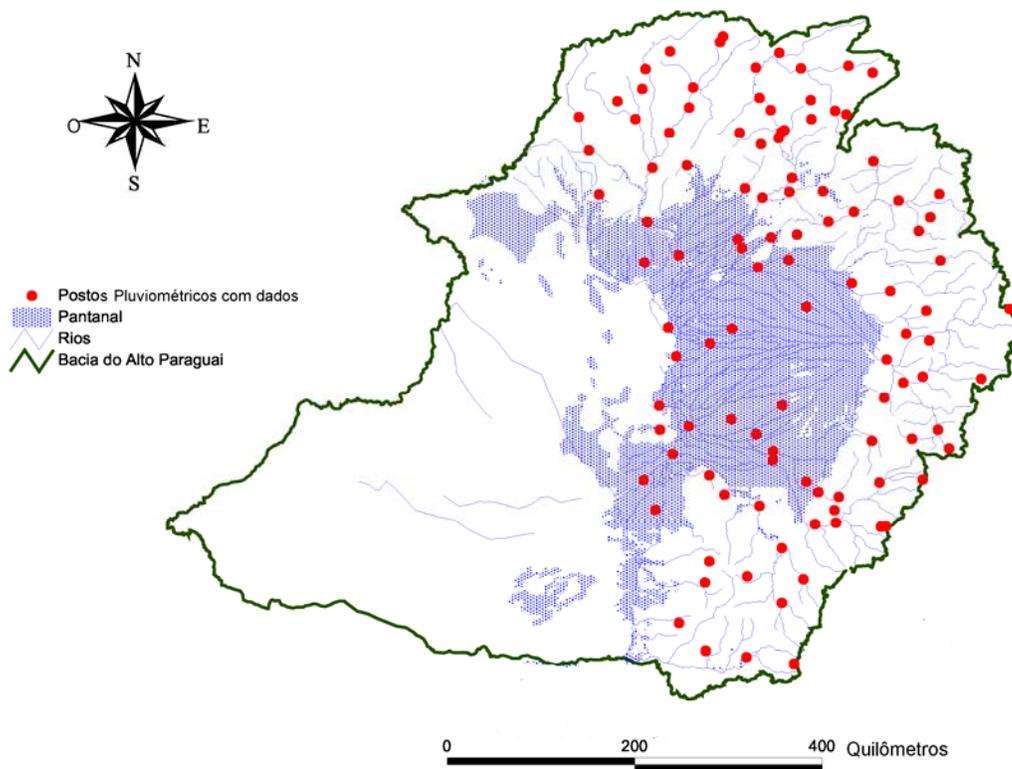


Figura 2. Localização dos postos pluviométricos com dados disponíveis na Bacia do Alto Paraguai.

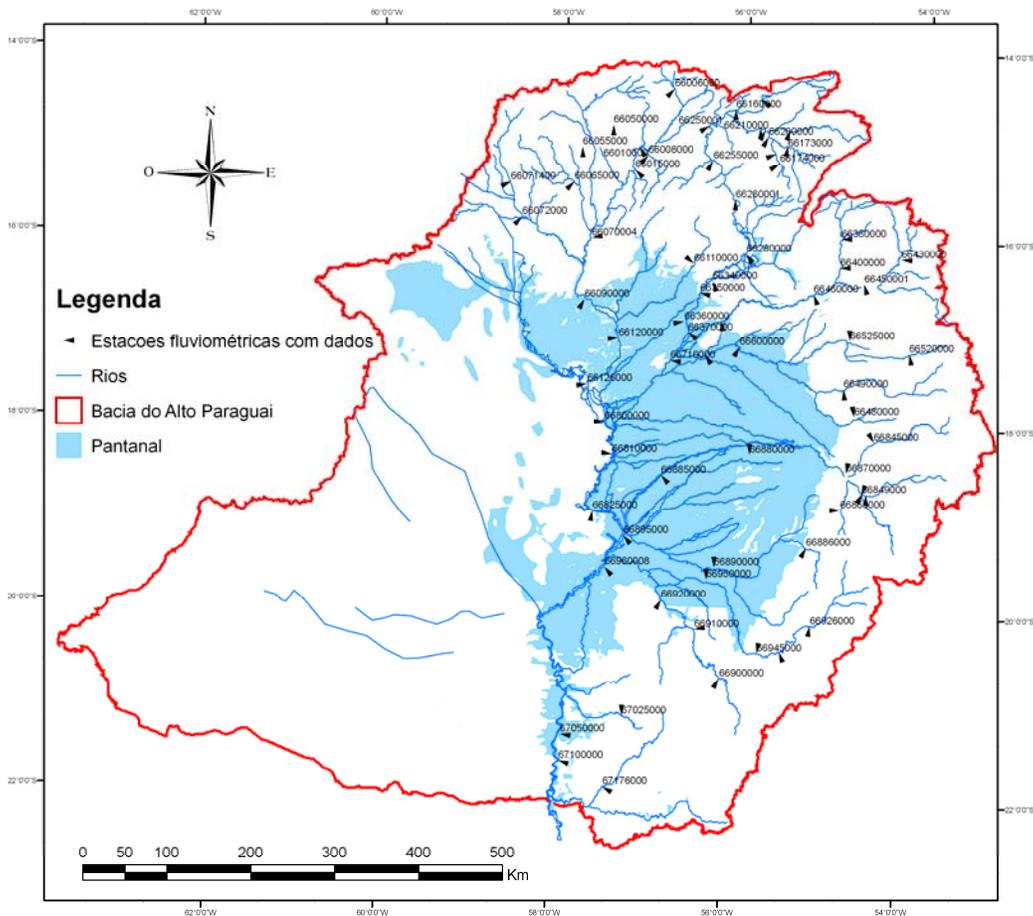


Figura 3. Rede de monitoramento hidrométrico da bacia hidrográfica do Alto Paraguai. (Estações com dados na Hidroweb).

1.1 Bacia do rio Cuiabá

A parte da bacia do rio Cuiabá estudada corresponde a 22.000 km² incluídos dentro do Planalto da bacia Alto Paraguai. Dois postos fluviométricos foram utilizados para o ajuste do modelo na referida bacia (Cuiabá e Rosário Oeste).

A bacia foi discretizada considerando 329 células de 0,1 x 0,1 grau (aproximadamente 11 x 11 Km) e foram utilizados 10 blocos com características homogêneas de solo e uso do solo. A cobertura de postos pluviométricos utilizados é baixa o que limitou parte dos resultados. De qualquer forma os ajustes obtidos podem ser considerados razoáveis (Figura 4 e Figura 5), mostrando que o modelo consegue reproduzir bem o escoamento nos postos de verificação. Os resultados também mostraram que é possível melhorar os resultados de ajuste com a melhoria da cobertura pluviométrica.

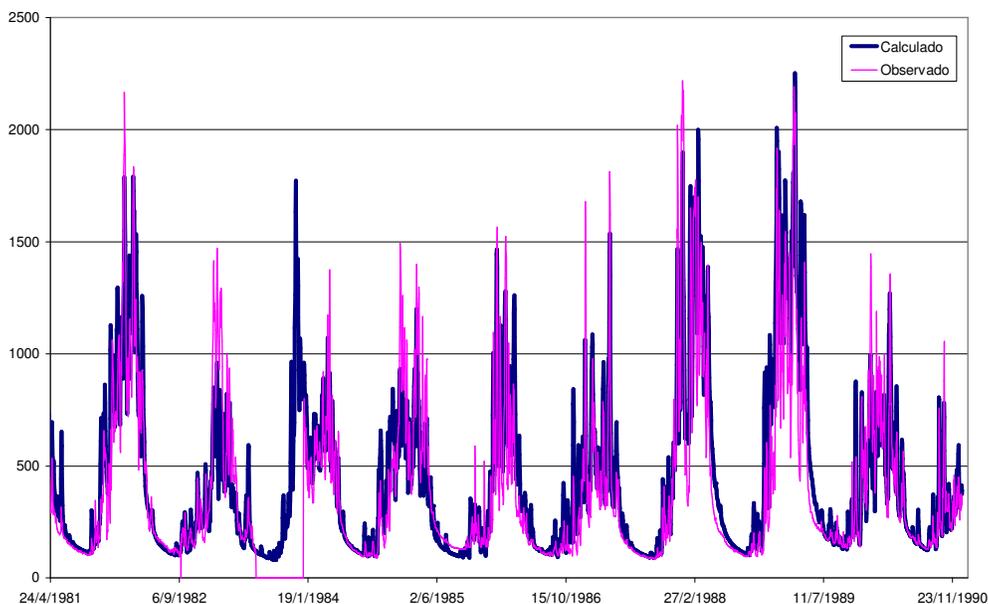


Figura 4. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Cuiabá em Cuiabá, de abril de 1981 a dezembro de 1990.

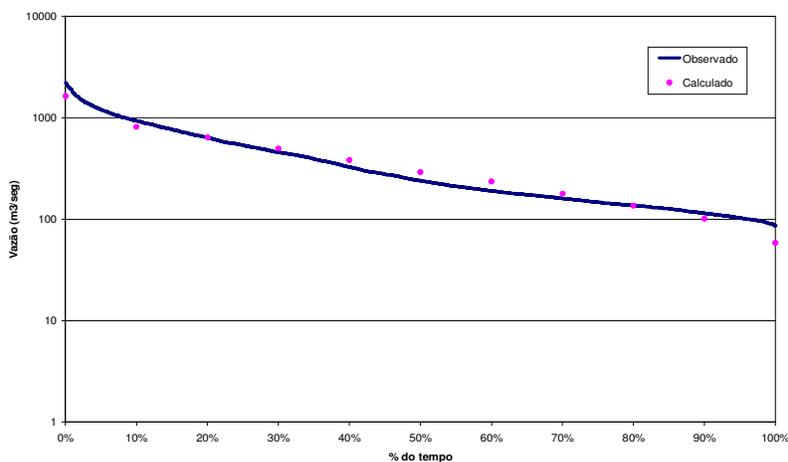


Figura 5. Curva de permanência da vazão diária calculada e observada do rio Cuiabá em Cuiabá, de Abril de 1981 a dezembro de 1990.

1.2 Bacia do Rio Taquari

A bacia do rio Taquari em Coxim tem 27.000 km². O rio Taquari é um afluente da margem esquerda do rio Paraguai, na região do Pantanal Antes de entrar na região baixa e plana do Pantanal, onde as altitudes são sempre inferiores aos 200 m, o rio Taquari drena a região do Planalto, onde as altitudes chegam a mais de 800 m. Entre o Planalto e o Pantanal a transição é brusca, marcada por uma linha de montanhas no sentido norte – sul.

A bacia, originalmente coberta por florestas e cerrado, é hoje utilizada para a agricultura e a pecuária. Conforme a classificação de uso do solo e cobertura vegetal apresentada por Galdino et al. (1999), atualmente as pastagens cobrem a maior parte da área da bacia (Figura 6).

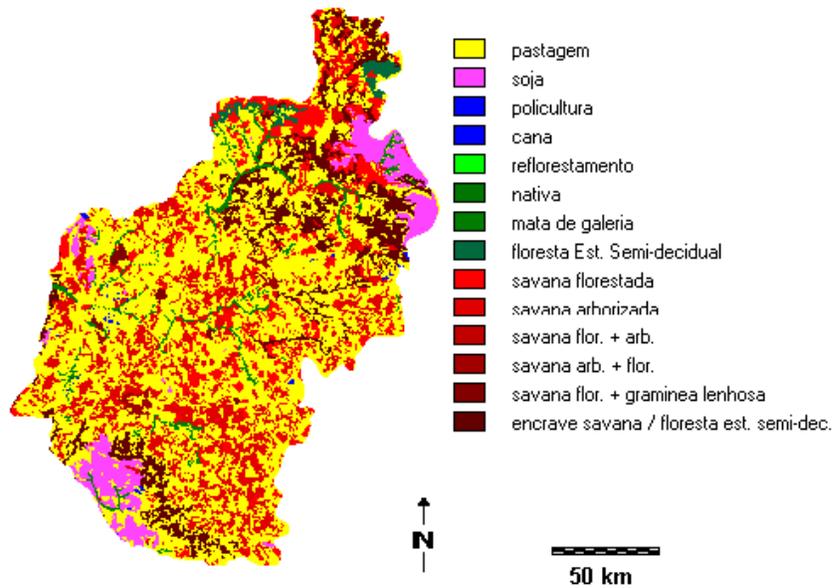


Figura 6. Uso do solo e cobertura vegetal na bacia do rio Taquari, MS (Galdino et al., 1999).

A característica mais marcante da hidrologia da bacia do rio Taquari, no Estado do Mato Grosso do Sul, é, certamente, a alteração das vazões observadas entre o início da década de 70 e a década de 80 (Figura 7)

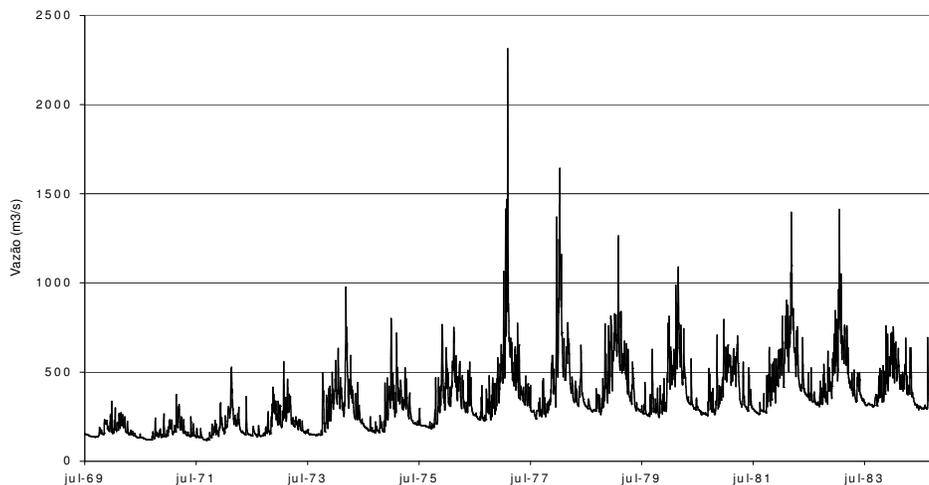


Figura 7. Vazões diárias do rio Taquari MS em Coxim entre 1969 e 1984.

Para a sua simulação, a bacia foi discretizada com 291 quadriculas e 8 blocos com características homogêneas. Os resultados do ajuste foram relativamente bons, considerando as limitações dos dados disponíveis na bacia .

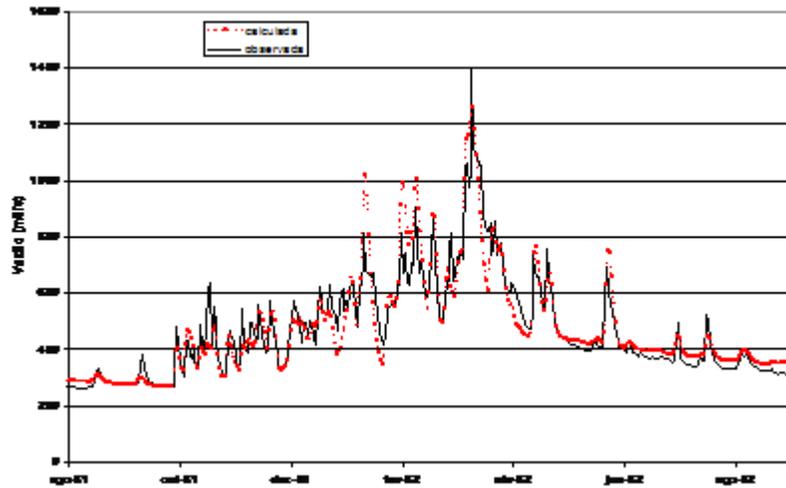


Figura 8. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Taquari em Coxim, de agosto de 1981 a setembro de 1982.

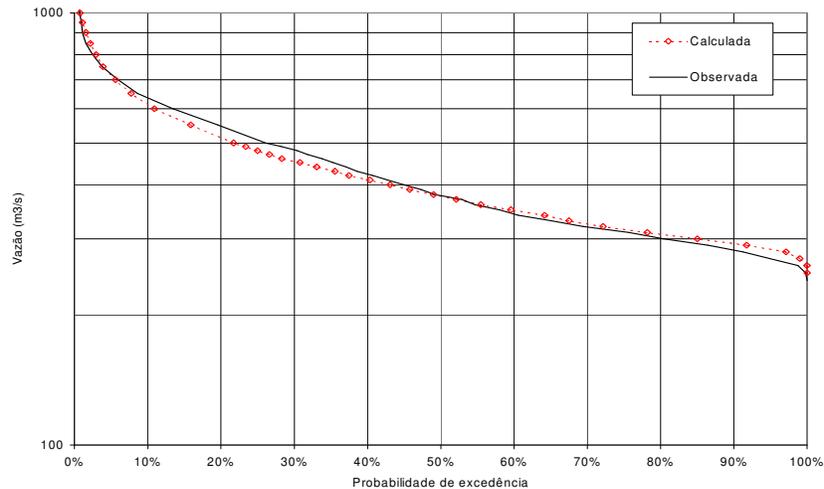


Figura 9. Curvas de permanência da vazão diária calculada e observada do rio Taquari em Coxim, de julho de 1978 a dezembro de 1984.

1.3 Bacia do Rio Paraguai Superior

Neste trabalho, considerou-se o posto fluviométrico de Descalvados (66460000) como ponto limite da simulação do rio Paraguai no Planalto da BAP. A montante do posto a bacia hidrográfica tem uma área de drenagem de cerca de 48.530 km². Para calibração foram utilizados 9 postos fluviométricos, com principal destaque do posto localizado na cidade de Cáceres, com área de drenagem de 33.860 km², dos quais cerca de 11.000 km² situados abaixo da cota 200m. A bacia foi discretizada para simulação em células de 0,1x0,1 graus de lado, completando um total de 395 células.

Em cada célula o uso do solo e a cobertura vegetal foram representados por 10 tipos diferentes de blocos, cada um indicando uma combinação única de tipo de solo e de cobertura vegetal. Da mesma

forma que na bacia do Rio Cuiabá, a cobertura de postos pluviométricos é muito baixa com influência negativa nos resultados. Para o ajuste do modelo foi selecionado o período entre janeiro de 1993 e dezembro de 1999 (7 anos) por apresentar menos falhas nos dados de chuva, curvas-chave mais confiáveis, e por corresponder ao período posterior às grandes mudanças de uso do solo da bacia, ou seja, mais representativo da situação atual.

A calibração do modelo foi realizada enfocando o ajuste dos hidrogramas em três postos fluviométricos na bacia: Cáceres e Barra do Bugres, no próprio rio Paraguai e São José do Sepotuba, no rio Sepotuba. Nestes três locais o ajuste dos hidrogramas durante a calibração foi bom, especialmente no posto fluviométrico de Cáceres (Figura 10 e Figura 11).

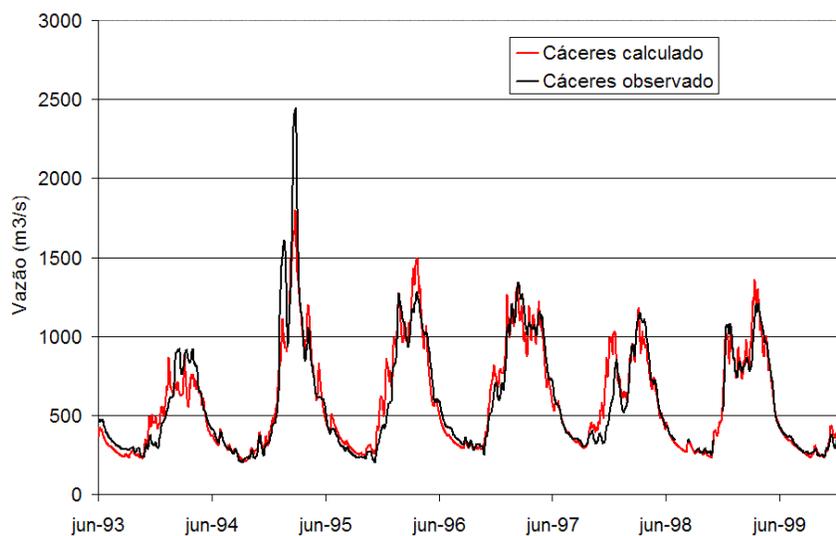


Figura 10. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Paraguai no posto Cáceres, de maio de 1993 a dezembro de 1999.

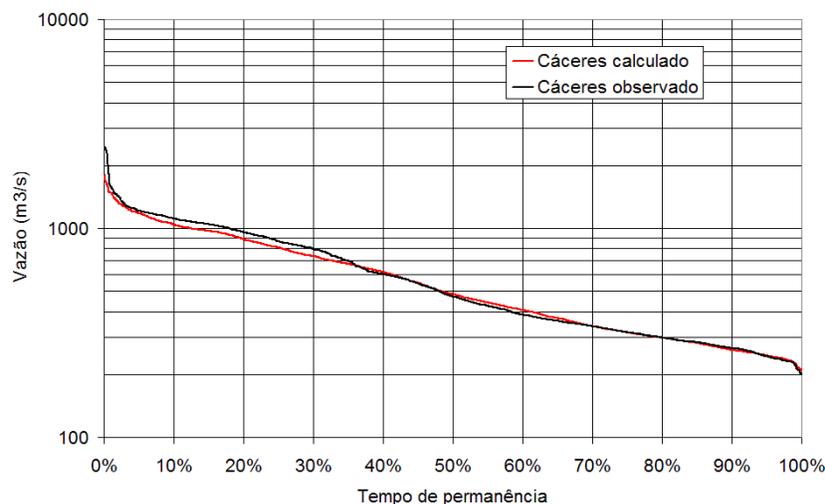


Figura 11. Curvas de permanência da vazão diária calculada e observada do rio Paraguai no posto fluviométrico de Cáceres, de 1993 a 1999.

1.4 Bacia dos rios Itiquira - Correntes

Este rio também é chamado de Piquiri e tem sua origem na confluência dos rios Itiquira e Correntes, este último resultante da confluência dos rios Piquirizinho (ou Alto Piquiri) e Correntes. Neste estudo, considerou-se o posto fluviométrico de São Jerônimo (66950000) foi considerado como o ponto limite da simulação do rio Itiquira. Este posto está localizado na planície pantaneira, 65 Km a jusante da confluência dos rios Itiquira e Correntes, possuindo uma área de drenagem de cerca de 27.150 Km². A bacia foi discretizada para simulação em células de 0,1 x 0,1 graus, completando um total de 231 células até o posto fluviométrico de São Jerônimo .

Os tipos de uso e cobertura do solo foram combinados com os tipos de solo e o resultado da combinação foi reduzido a 10 classes, desconsiderando as variações internas ao tipo de uso (soja e milho) e ao tipo de cobertura (vários tipos de cerrado). A Figura 12 mostra os blocos resultantes.

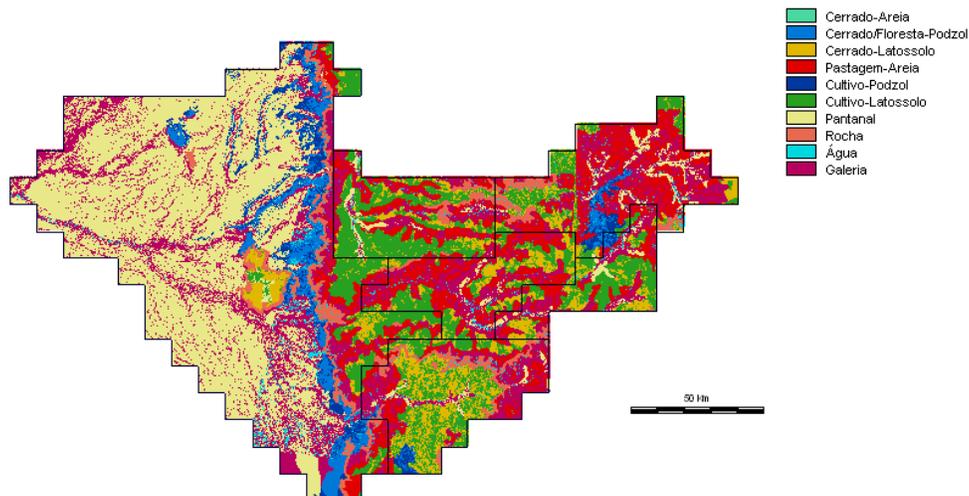


Figura 12. Blocos de comportamento hidrológico internos a cada célula na bacia do Rio Itiquira/Correntes.

Entre todas as bacias do Alto Paraguai a bacia do rio Itiquira mostrou as maiores carências de dados. As séries históricas dos postos fluviométricos são, em geral, curtas e de má qualidade (com muitas falhas). A densidade dos postos pluviométricos é baixa e as séries apresentam muitas falhas. Em função destas carências não foi possível calibrar o modelo nas sub-bacias dos rios Piquiri e Corrente. Os valores dos parâmetros do modelo nesta bacia foram considerados idênticos aos valores dos parâmetros na bacia do rio Itiquira, onde foi realizada a calibração.

Para o ajuste do modelo foi selecionado o período entre 1º de janeiro de 1975 e 31 de dezembro de 1981 (7 anos) por apresentar as séries de dados com menor número de falhas e com curvas chave razoavelmente confiáveis. Entretanto, durante este período ocorreram consideráveis mudanças de uso

do solo na bacia, o que pode exigir uma nova calibração do modelo quando séries de dados de chuva e vazão mais recentes e suficientemente longas estejam disponíveis.

Em função da má qualidade das séries de dados da maior parte dos postos fluviométricos, foram considerados apenas dois postos para o procedimento de calibração de parâmetros do modelo. Os dois postos escolhidos foram: a) posto Itiquira, no rio Itiquira e b) posto BR 163, também no rio Itiquira. O ajuste dos hidrogramas pode ser considerado como razoável. Em geral, os erros são maiores nas vazões máximas do que nas vazões médias e mínimas, indicando que a utilização do modelo para previsão de cheias em tempo real dependerá de um considerável aumento na densidade de postos pluviométricos.

Na Figura 13 são apresentados os hidrogramas calculado e observado no rio Itiquira no posto fluviométrico Itiquira, no período de junho de 1978 a julho de 1980. O comportamento geral do hidrograma é razoavelmente bem ajustado, entretanto os picos são mal representados, com valores calculados ora acima ora abaixo dos observados. Estes resultados relativamente ruins nas vazões máximas devem estar associados à baixa densidade de postos pluviométricos na bacia. Em consequência disso, alguns eventos de chuva intensa podem ocorrer em áreas não monitoradas, resultando em picos de vazão que não podem ser reproduzidos pelo modelo. Infelizmente não é possível reverter este quadro na calibração dos parâmetros do modelo.

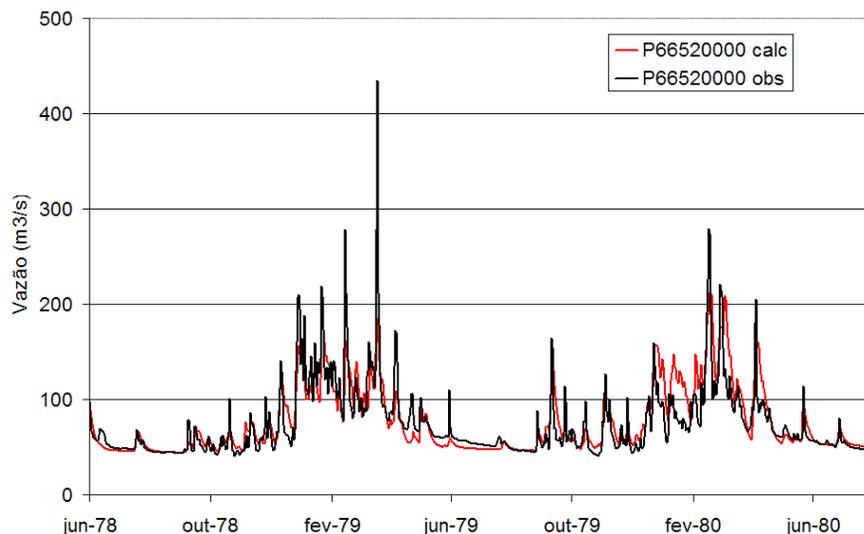


Figura 13. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Itiquira no posto Itiquira, de junho de 1978 a julho de 1980.

Na Figura 14 apresenta-se o período chuvoso de 1979⁻¹1980 e 1980⁻¹1981 no posto do rio Itiquira na BR 163. Embora o ajuste dos hidrogramas seja bastante melhor do que no caso do posto Itiquira, observa-

se que há casos em que os picos de cheia são mal reproduzidos, como é o caso do evento de fevereiro de 1980, o maior do período.

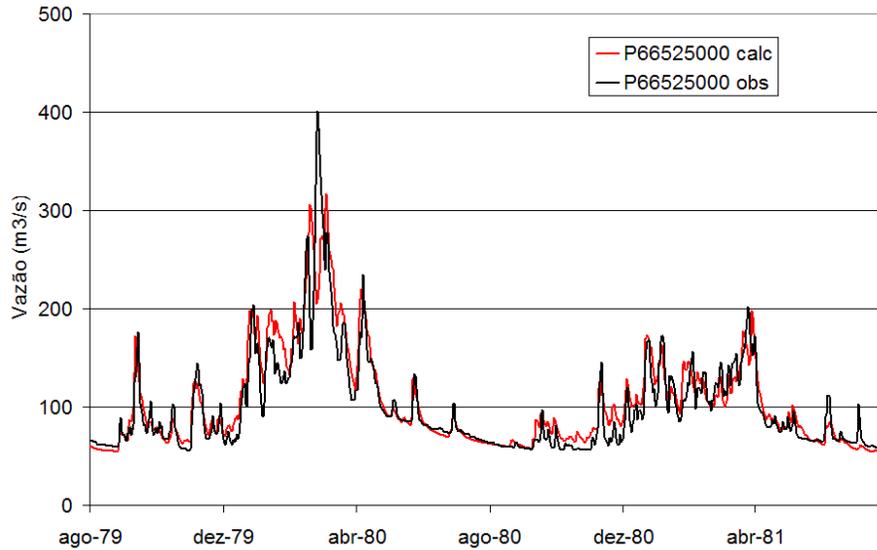


Figura 14. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Itiquira no posto BR 163, de agosto de 1979 a junho de 1981.

A Figura 15 apresenta as curvas de permanência de vazões diárias calculada e observada no posto fluviométrico BR 163, no rio Itiquira. As curvas de permanência mostraram-se bastante próximas, exceto nas vazões mínimas inferiores à Q_{90} . No caso da vazão diária com 90% de probabilidade de ser excedida (Q_{90}), que muitas vezes é utilizada como referência, o valor observado é de $45 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, enquanto o valor calculado é de $52 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

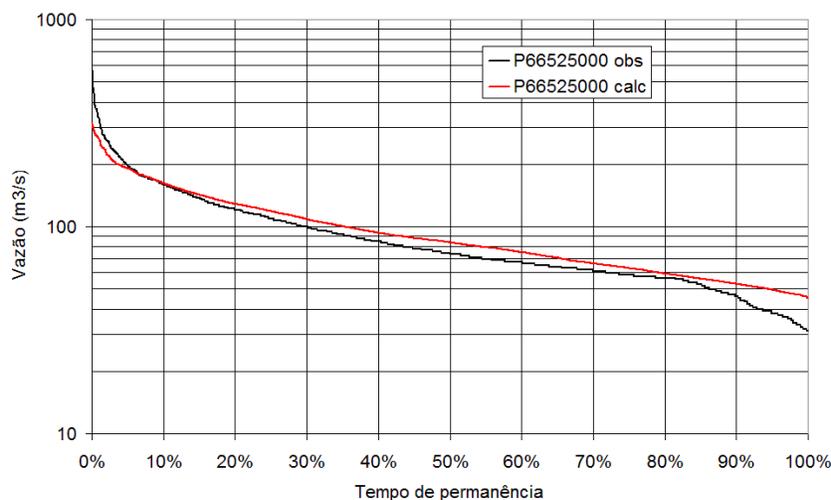


Figura 15. Curvas de permanência da vazão diária calculada e observada do rio Itiquira no posto fluviométrico BR 163, de julho de 1975 a dezembro de 1981.

1.5 Bacia do Rio São Lourenço

Neste estudo, considerou-se o posto fluviométrico de Acima de Córrego Grande (66460000) como ponto limite da simulação do rio São Lourenço no Planalto da BAP. A montante do posto a bacia hidrográfica tem uma área de drenagem de cerca de 21.800 Km². A bacia foi discretizada para simulação em células de 0,1 x 0,1 graus (aproximadamente 11 Km ou de lado), completando um total de 196 células. Os tipos de uso e cobertura do solo foram combinados com os tipos de solo e o resultado da combinação foi reduzido a 10 blocos hidrológicos, reclassificando combinações pouco frequentes, de acordo com o comportamento hidrológico esperado (Figura 16).

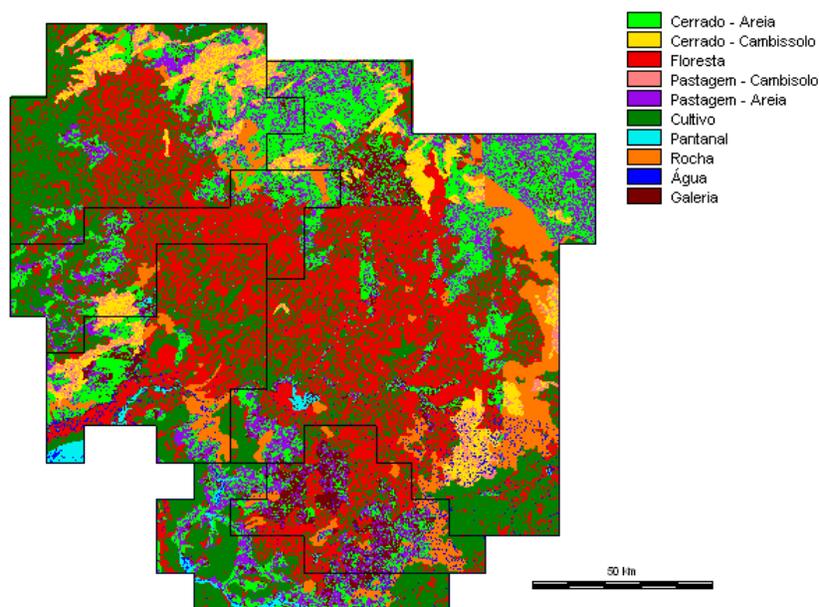


Figura 16. Blocos de comportamento hidrológicos internos a cada célula.

A bacia do rio São Lourenço apresenta falhas importantes nas séries de dados hidrometeorológicos. Durante a década de 1980, por exemplo, não foram realizadas medições de vazão nos postos fluviométricos da região, o que compromete bastante a qualidade das séries de vazões diárias disponíveis para a realização deste trabalho. As medições de vazão são necessárias para definir, verificar e atualizar a curva chave de um posto. Em rios de leito móvel ou de margens arenosas, como é o caso na bacia do São Lourenço, existe a tendência de ocorrerem alterações importantes na curva chave de um período para outro. Alterações deste tipo podem ser observadas no posto fluviométrico Acima de Córrego Grande. Quando ocorre um longo período sem medições de vazão, a incerteza na curva chave aumenta muito e inviabiliza a transformação de dados de cotas, lidos diariamente, em dados de vazão. Assim, o período de dados de vazão da década de 1980 é inadequado para a calibração do modelo hidrológico.

A partir de 1992 as medições de vazão voltaram a ocorrer rotineiramente nos postos fluviométricos da bacia. Entretanto, a partir do início da década de 1990 houve um grande número de falhas nas séries de dados de precipitação. Infelizmente, estas falhas se concentraram bastante nos postos pluviométricos situados na cabeceira da bacia no período 1994-2000, o que dificulta o ajuste do modelo para os postos de fluviométricos localizados mais a montante. No anexo D se encontra descrita em detalhe a disponibilidade temporal dos dados hidrológicos.

Para o ajuste do modelo foi selecionado o período entre maio de 1992 e dezembro de 1999 (6,5 anos) por apresentar as curvas-chave mais confiáveis, conforme comentado antes no texto. Apesar destas dificuldades, derivadas da carência de dados, foi possível realizar o ajuste na calibração do modelo hidrológico no posto fluviométrico denominado Acima do Córrego Grande.

Na Figura 17 são apresentados os hidrogramas calculado e observado no rio São Lourenço, no posto Acima do Córrego Grande, no período de abril de 1992 a dezembro de 1999. O comportamento geral do hidrograma é bem ajustado, embora ocorra superestimativa das vazões máximas. Isto ocorre, em parte, porque a curva chave do posto Acima de Córrego Grande não é bem definida para vazões acima de $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, que correspondem à cota em que inicia o transbordamento da seção.

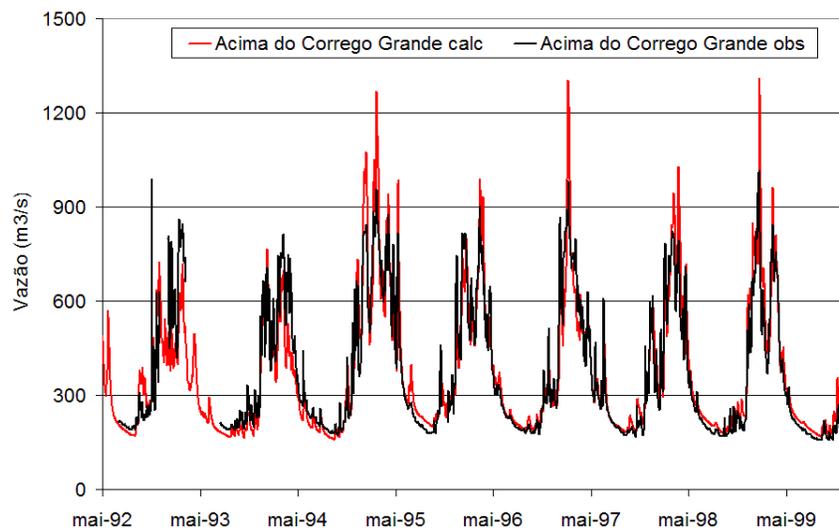


Figura 17. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio São Lourenço no posto Acima do Córrego Grande, de maio de 1992 a dezembro de 1999.

A Figura 18 apresenta as curvas de permanência de vazões diárias calculada e observada no rio São Lourenço. As curvas de permanência mostraram-se bastante próximas, exceto na faixa de vazões máximas, onde a vazão calculada é superior à observada.

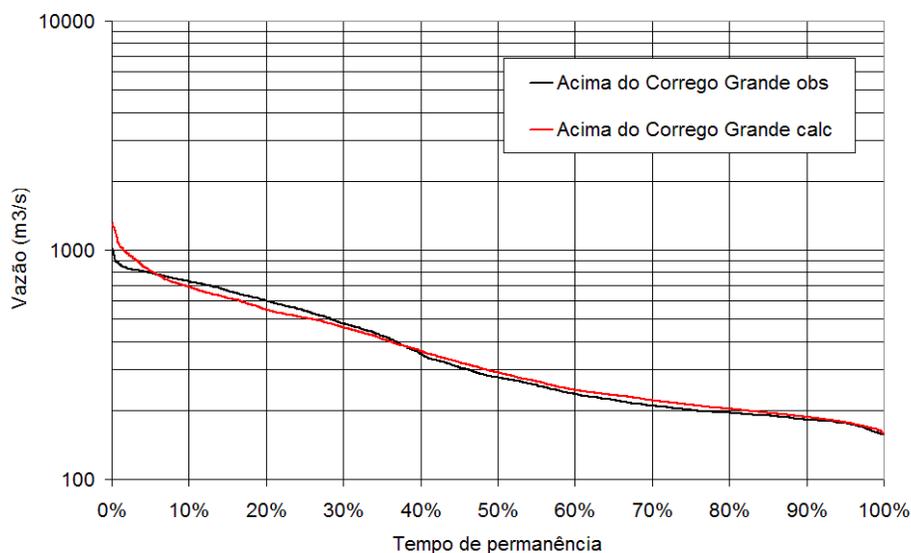


Figura 18. Curvas de permanência da vazão diária calculada e observada do rio São Lourenço no posto Acima do Córrego Grande, de 1992 a 1999.

1.6 Bacia do Rio Aquidauana

O rio Aquidauana tem suas nascentes na Serra do Maracaju, a mais de 700 m de altitude, e no seu trecho superior o rio corre por um vale no sentido nordeste - sudoeste, até a cidade de Aquidauana, cuja altitude média é pouco superior a 150 m. A partir deste ponto o rio entra na região da planície do Pantanal Matogrossense, onde depois encontra o rio Miranda.

Neste estudo, considerou-se o posto fluviométrico de Porto Ciríaco (66950000) como ponto limite da simulação do rio Aquidauana. Este posto está localizado na planície pantaneira, o que dificulta o traçado claro da sua bacia hidrográfica, entretanto estima-se que a área de drenagem seja de, aproximadamente, 19.200 km². No posto fluviométrico de Aquidauana (código 66945000), a área de drenagem é de 15.200 Km², e no posto fluviométrico Ponte do Grego (código 66926000), o rio tem uma área de drenagem de 4.900 km², segundo o inventário atualizado da ANA. Entretanto, antigos dados de inventário indicam uma área de 6.830 Km², o que está em concordância com as estimativas realizadas em ambiente de geoprocessamento durante este trabalho. Esta diferença foi analisada, constatando-se como causa provável que o cálculo atualizado da ANA tenha ignorado um contribuinte de quase 1.700 km² cuja confluência encontra-se poucos quilômetros a montante da seção do posto, o que foi confirmado através da análise de mapas e imagens de satélite. A bacia foi discretizada para simulação em células de 0,1 x 0,1 graus, completando um total de 164 células até o posto fluviométrico Porto Ciríaco.

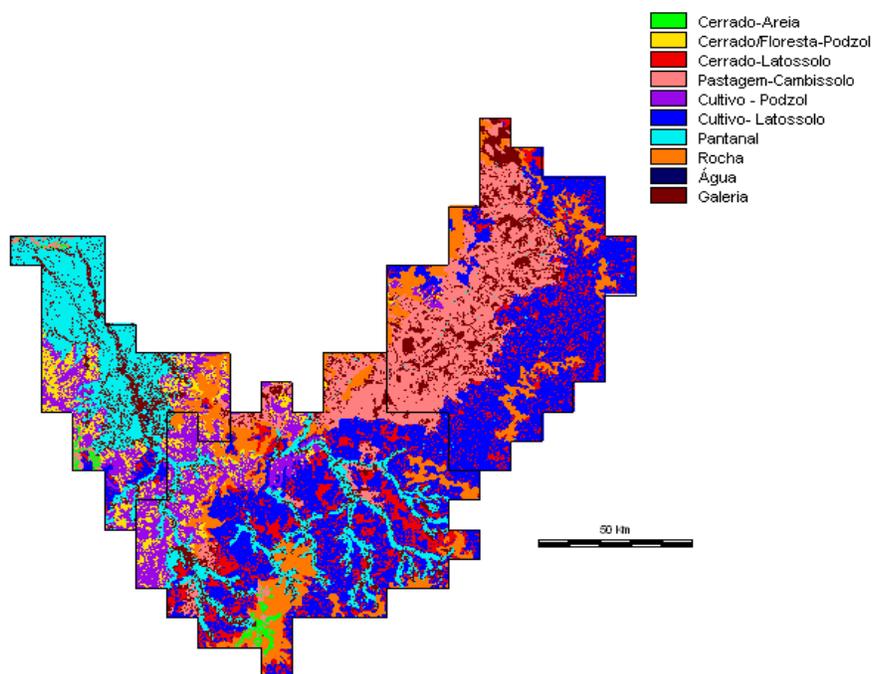


Figura 19. Blocos de comportamento hidrológico interno a cada célula.

A mesma carência de dados hidrometeorológicos existente na bacia do rio Cuiabá é encontrada na bacia do rio Aquidauana. Com relação aos dados pluviométricos, é importante destacar que não foram encontrados registros de chuva dos postos situados na cabeceira da bacia no período 1994-2000, o que dificulta o ajuste do modelo e limita a qualidade dos resultados .

Para o ajuste do modelo foi selecionado o período entre 1º de janeiro de 1992 e 31 de dezembro de 1997 (6 anos), por apresentar as séries de dados com menor número de falhas. Os resultados da aplicação do modelo hidrológico foram analisados considerando as estatísticas e as funções objetivo nos postos fluviométricos Ponte do Grego e Aquidauana, em intervalo de tempo diário. Na Figura 20 são apresentados os hidrogramas calculado e observado no rio Aquidauana, em Aquidauana, no período de janeiro de 1993 a dezembro de 1997. O comportamento geral do hidrograma é razoavelmente bem ajustado. Por exemplo, o maior pico de cheia deste período, ocorrido no dia 5 de dezembro de 1997, foi muito bem reproduzido no hidrograma calculado.

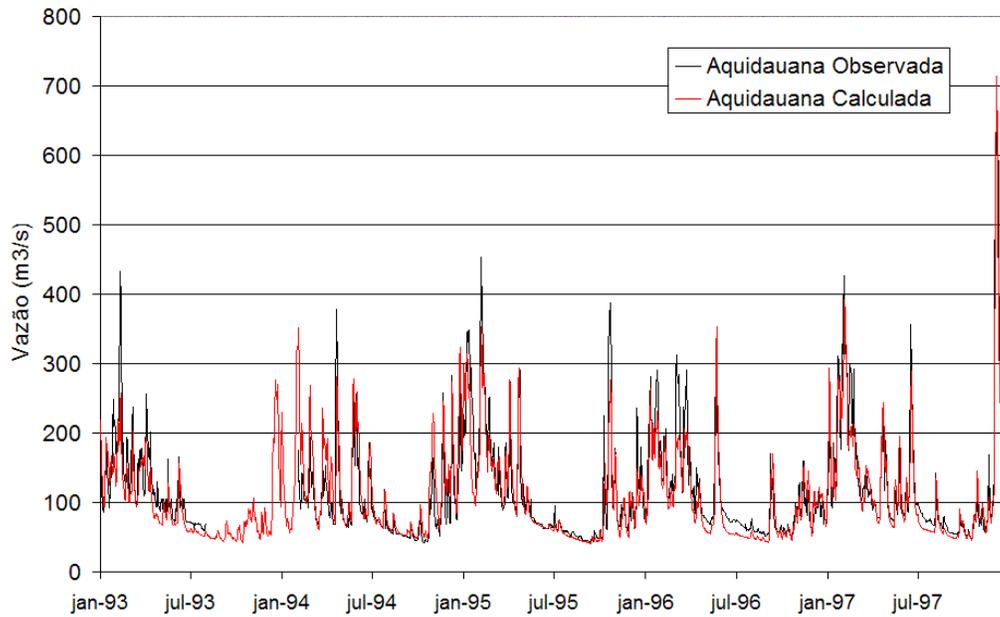


Figura 20. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Aquidauana em Aquidauana, de janeiro de 1993 a dezembro de 1997.

Na Figura 21 apresenta-se o período chuvoso de 1994 e 1995 no posto de Aquidauana onde alguns picos de vazão são subestimados, enquanto outros são superestimados, o que é, provavelmente, uma consequência da baixa densidade de postos pluviométricos na bacia.

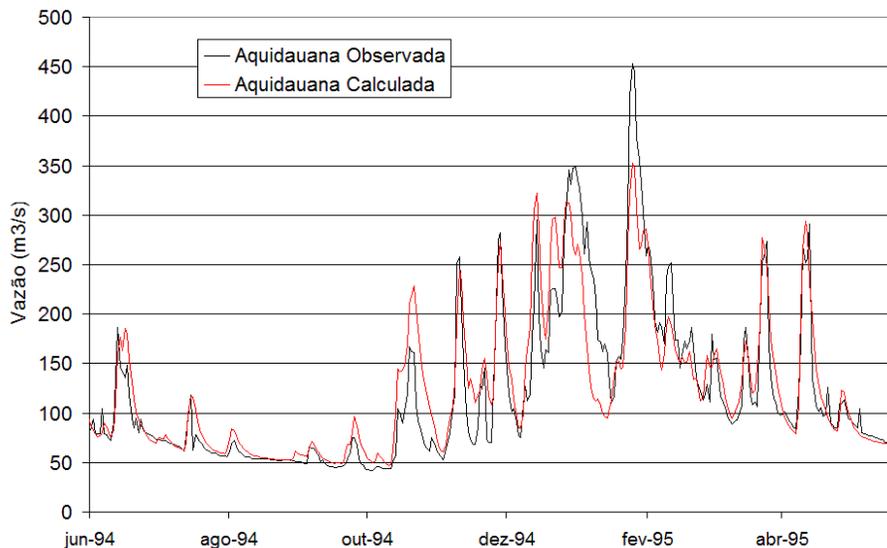


Figura 21. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Aquidauana em Aquidauana, de junho de 1994 a junho de 1995.

A Figura 22 apresenta as curvas de permanência de vazões diárias calculada e observada em Aquidauana, no rio Aquidauana.

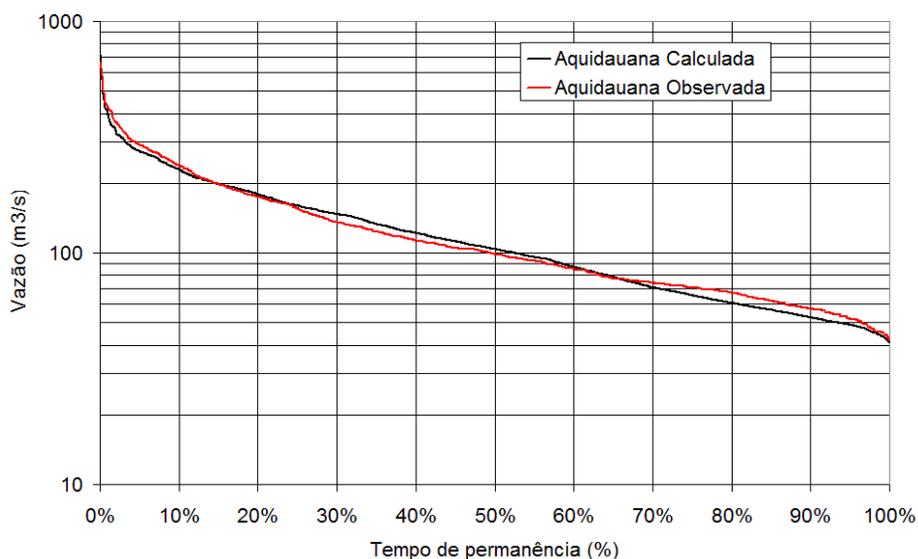


Figura 22. Curvas de permanência da vazão diária calculada e observada do rio Aquidauana em Aquidauana, de junho de 1994 a junho de 1995.

As cheias do rio Aquidauana ocorrem de forma relativamente lenta, isto é, há um período de tempo considerável entre a maior intensidade de precipitação na bacia e os picos de vazão. Isto representa uma vantagem para a previsão de vazão em tempo real com base na precipitação. Por outro lado, a rede de postos pluviométricos é, ainda, muito esparsa, o que deverá limitar a qualidade das previsões. Em alguns afluentes importantes do rio Aquidauana não há nenhum posto pluviométrico, como o ribeirão Taquaruçu, que encontra o rio Aquidauana em Aquidauana e é, portanto, fundamental para a previsão.

1.7 Bacia do Rio Miranda

A bacia do rio Miranda é a bacia localizada mais ao sul, entre as bacias analisadas neste trabalho. No posto fluviométrico denominado MT-738, tem-se uma bacia circular de 11.820 Km² formada por dois principais vales: o Miranda, com 290 Km, e o Nioaque, com cerca de 190 Km de comprimento. Entre o posto fluviométrico da ex-Estrada MT-738 até a cidade de Miranda, o rio serpenteia num vale maior que o anterior e com maior ocorrência de meandros. Embora a bacia incremental de 3.640 Km² seja ainda montanhosa, o comportamento do rio é mais compatível com a região do Pantanal (pouca declividade, pouca velocidade e vale largo).

A bacia do rio Miranda foi discretizada em células de 0,1 x 0,1 graus, o que corresponde a, aproximadamente, 11 x 11 Km nesta região. O posto fluviométrico Miranda foi definido como contorno final da bacia. Um total de 329 células foi utilizado para representar a bacia até este ponto, conforme está apresentado na **!Error! No se encuentra el origen de la referencia..** Cada célula, por

sua vez, foi subdividida em blocos hidrológicos, de acordo com o uso do solo, cobertura vegetal e tipos de solos (**Figura 23**).

A Figura 24 mostra os hidrogramas calculados e observados. Na Figura 24 pode ser observado que alguns picos de vazão são superestimados e outros são subestimados, o que é, possivelmente, consequência da má qualidade dos dados de chuva e da baixa densidade dos postos pluviométricos na bacia. O ajuste do modelo nesta bacia pode ser considerado como simplesmente satisfatório.

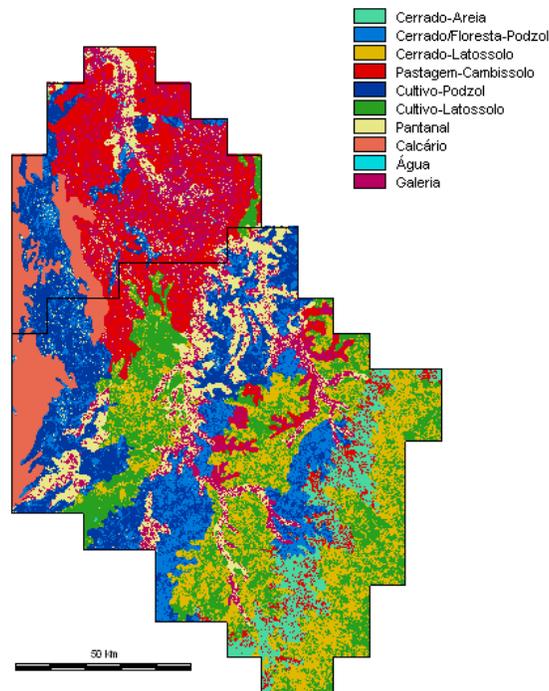


Figura 23. Blocos de comportamento hidrológicos internos a cada célula

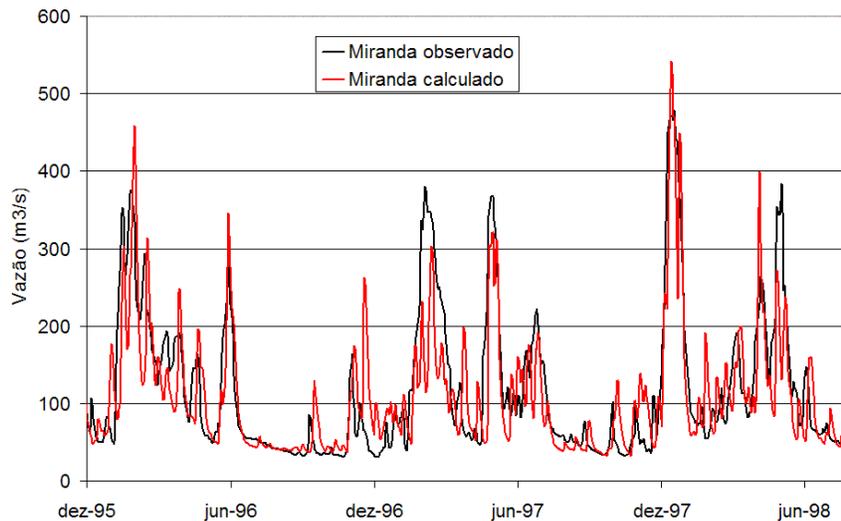


Figura 24. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Miranda em Miranda, de dezembro de 1995 a agosto de 1998.

A Figura 25 apresenta as curvas de permanência de vazões diárias calculada e observada no rio Miranda no posto fluviométrico de estrada MT 738 no período de janeiro de 1994 a dezembro de 1999. Apesar da diferença entre as curvas calculada e observada na faixa de vazões medianas, o ajuste é bastante bom na faixa de vazões mínimas. Observa-se, por exemplo, que a vazão Q_{90} é bem reproduzida pelo modelo. Isto é importante porque a Q_{90} é considerada como referência para critérios de outorga na legislação de alguns Estados brasileiros.

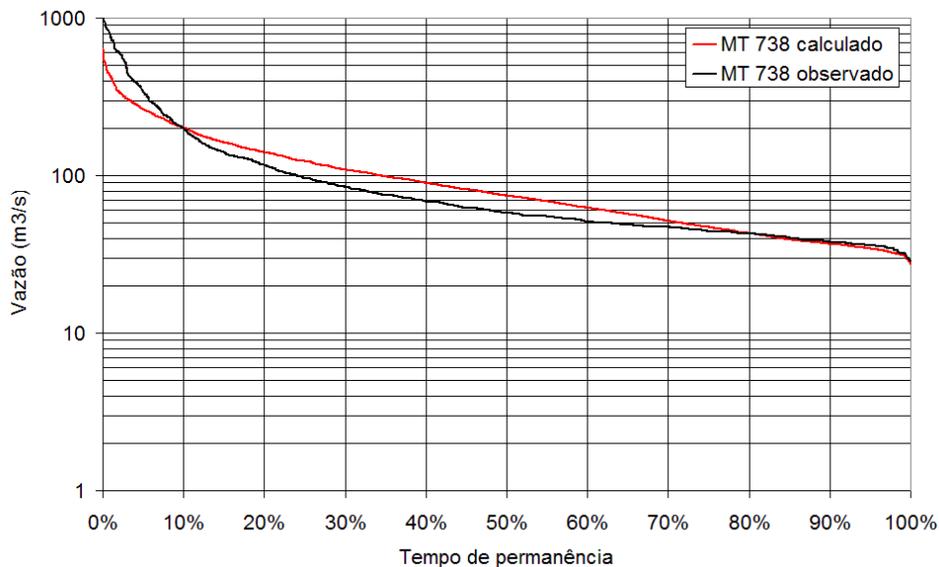


Figura 25. Curvas de permanência da vazão diária calculada e observada do rio Miranda no posto fluviométrico MT 738 de 1994 a 1999.

2 Metodologia e ajuste do modelo no Pantanal

O modelo hidrológico utilizado para no Planalto sofreu alterações na sua formulação para representar os processos no Pantanal devido ao seguinte:

- Os processos hidrológicos ocorrem principalmente ao longo do sistema de drenagem e dependem da capacidade de escoamento e dos volumes de armazenamento da planície;
- A precipitação que cai sobre a bacia fica retida nas depressões ou lagos formados pelo sistema de drenagem e os leques, descritos no capítulo 2;
- O escoamento no sistema de drenagem possui efeitos de jusante sobre os rios principais e afluentes, portanto com comportamento fortemente hidrodinâmico.

O módulo hidrológico do modelo é o mesmo que o descrito no capítulo anterior. O módulo de escoamento na rede de rios, baias, lagoas, corixos e vazantes é representado por uma formulação hidrodinâmica que simula a rede de canais mediante um modelo hidrodinâmico unidimensional e a

planície de inundação por células ou lagoas interconectadas. A continuação é descrita esta componente do modelo e, posteriormente, são analisados cada um dos trechos do Pantanal apresentando os resultados do ajuste do modelo com os dados disponíveis.

Deve-se destacar que a falta de informações sobre a topobatimetria e seus referenciais ao longo do Pantanal limitaram muito os resultados, que necessitam de revisão quando mais informações se tornarem disponíveis.

2.1 Avaliação da perda ou ganho de água lateral nos rios do Pantanal

Conforme a análise da seção de caracterização física, os rios da bacia do Paraguai perdem água à medida que avançam em direção ao Pantanal, alcançando seções com margens mais baixas. A água perdida invade a planície durante as cheias e parte dela retorna ao rio na estiagem, resultando num forte amortecimento e dificultando tentativas de simular matematicamente a hidrologia local. A correta avaliação e quantificação desse mecanismo é necessária para representar coerentemente o balanço hídrico do pantanal.

Devido à falta de uma topografia de alta qualidade no Pantanal, tentou-se resolver o problema abordando-o por um caminho alternativo, estabelecendo relações entre a perda ou ganho lateral de água nos trechos dos rios no Pantanal com as estatísticas das series de vazões médias diárias.

Os resultados dessa análise foram apresentados em Bravo (2005). Em termos gerais, os afluentes principais do Paraguai, como o Taquari e o Aquidauana, apresentam trechos com perda lateral, enquanto que os trechos do próprio rio Paraguai, a jusante do posto São Francisco e até o posto Porto Murtinho, inclusive, apresentam um ganho de volume por aportes laterais.

2.2 Dados disponíveis para simulação do Pantanal

As informações necessárias para a discretização dos rios do Pantanal são:

- batimetria do leito menor do rio Paraguai e os afluentes principais; e
- topografia do leito maior, incluindo os sistemas de lagoas que se formam no leito maior.

Existem seções medidas do leito menor ao longo do rio Paraguai e afluentes nos locais em que existem postos fluviométricos, porém sem amarração a um referencial comum. O que está disponível é uma batimetria longitudinal que permite estimar declividades entre trechos e a amarração topográfica entre

seções. Estas informações estão contidas no PCBAP (BRASIL, 1997); AHIPAR (2000) e DNOS (1974), bem como as seções do banco de dados Hidroweb.

Nos afluentes existem seções medidas no estudo do PCBAP (BRASIL, 1997), mas espaçadas de cerca de 60 km, portanto, com grandes trechos sem medições. Além disso, o fato da informação ser proveniente de várias fontes leva a inconsistências, devido às diferentes referências geodésicas utilizadas em cada uma.

Se for considerado que a região analisada corresponde a uma área extremamente plana, qualquer erro na caracterização da mesma implica em sérias limitações à capacidade de simulação do sistema, levando a um incorreto ajuste do modelo.

Para o leito maior não existe uma topografia definida, apenas alguns pontos que não permitem uma caracterização da planície. As imagens de satélite não possuem precisão vertical adequada para estabelecer os desníveis e principalmente as condições dos canais de interligação que se formam dentro do leito de inundação tão extenso. Também não existem estimativas adequadas de áreas alagadas (vide anexo E).

2.3 Representação dos rios dentro do Pantanal

Na componente hidrodinâmica do modelo os rios e sub-bacias foram discretizados considerando o seguinte:

- Representação explícita dos principais corpos d'água: Cuiabá, o próprio Paraguai e seus afluentes (São Lourenço, Itiquira e Piquiri, Taquari e Miranda);
- os rios citados foram discretizados com base nos dados batimétricos disponíveis, que são limitados (seções a cada 60 km aproximadamente no estudo do PCBAP) e seções batimétricas sem referencial único no Paraguai. Os dados necessários para esta discretização foram as informações sobre a calha do rio, como largura, declividade, profundidade, área molhada e raio hidráulico, que foram obtidos a partir das informações batimétricas disponíveis. Para isso, estão sendo utilizadas as informações levantadas durante o PCBAP, as cartas de navegação do DNIT-AHIPAR e as seções transversais existentes em postos fluviométricos;
- durante o PCBAP foram realizados levantamentos de seções transversais nos rios Taquari, Negro, Cuiabá, São Lourenço, Itiquira, Piquiri e no rio Paraguai, entre Amolar e Cáceres. Para a

caracterização do rio Paraguai a jusante de Amolar até a foz do Apa foram utilizadas as cartas de navegação, bem como as informações de seções transversais dos postos fluviométricos;

- as seções transversais foram interpoladas para que se obtenha precisões numéricas adequadas, utilizando-se trechos de 3 a 10 km (Cunge, 1982). A interpolação foi realizada devido à carência de seções, a qual se contrapõe com as necessidades computacionais. Por exemplo, sobre o rio Paraguai, a jusante da estação de Amolar, estão disponíveis somente três seções transversais (São Francisco, Porto da Manga e Porto Murtinho) em uma distância aproximada de 700 km, quando seriam necessárias, no mínimo, uma seção transversal a cada 10 km para representar o sistema adequadamente;
- a planície foi discretizada por células interligadas onde foi realizado o balanço hídrico vertical e a troca de fluxo entre planícies adjacentes.

O esquema geral do sistema hidrológico do Pantanal é mostrado na Figura 26. No total, foram transformadas as 85 seções transversais observadas mediante interpolação em 900 seções transversais distanciadas a menos de 10 km uma da outra. Para a simulação foram empregados 453 trechos de rios simulados hidrodinamicamente, nos quais convergem as 71 bacias simuladas hidrológicamente. Os pontos em preto na Figura 26 indicam a posição das seções de controle da calibração e que correspondem aos exutórios de cada uma das 71 bacias simuladas hidrológicamente.

2.4 Discretização do sistema de corixos, lagoas e baias.

O modelo desenvolvido incorporou um conjunto de hipóteses sobre o funcionamento hidrológico-hidrodinâmico da região da planície de inundação do Pantanal. As hipóteses se baseiam na análise das informações obtidas no campo, no relatório do Departamento Nacional de Obras de Saneamento (DNOS, 1974), na estimativa da perda ou ganho lateral dos rios no Pantanal e nas imagens de satélites da região analisada.

Essas hipóteses foram feitas por trechos e considerando áreas de alagamento constante mas com volume variável, já que não se tinha informações suficientes (topografia ou estimativas anteriores das áreas alagadas) para caracterizar-lhas corretamente. As hipóteses são brevemente descritas a continuação.

2.4.1 Rio Paraguai

2.4.1.1 De Cáceres até Descalvados:

Nesse trecho do rio Paraguai o rio recebe as águas do rio Jaurú a montante do posto Descalvados (66090000). Esse trecho de rio se caracteriza pela perda de volume do canal principal para o sistema de lagoas e baias, como foi identificada pelas estimativas de perda ou ganho lateral previamente calculadas. A curva de desvio estimada foi incorporada ao modelo considerando como destino da perda de volume as áreas de armazenamento na margem direita do rio. As áreas de armazenamento utilizadas neste trecho de rio possuem uma superfície aproximada de 4200 Km² (a área é variável conforme a época do ano).

2.4.1.2 De Descalvados até Refúgio Três Bocas

Os afluentes a este trecho do rio Paraguai são: o rio Bento Gomes, a montante do posto fluviométrico de Porto Conceição (66120000); o Corixo Grande (conhecido na Bolívia como rio Petas), cuja afluição é difusa nas cercanias do posto de Bela Vista do Norte (66125000); e o rio Cuiabá, um dos principais afluentes do rio Paraguai, cuja foz se encontra uns poucos quilômetros a montante do posto de Refugio Três Bocas (66132000).

Este trecho do rio Paraguai apresenta um comportamento particular pela perda de volume entre os postos de Descalvados (66090000) e Porto Conceição (66120000) para as áreas de armazenamento na margem direita. Ainda, a jusante do posto de Porto Conceição se apresenta perda de volume para as áreas de armazenamento localizadas na margem esquerda. Estas áreas de armazenamento recebem água proveniente da foz do Cuiabá, através da planície. Na margem direita, se apresentam também as lagoas Uberaba e Gaiba, nas cercanias do posto de Bela Vista do Norte. Estas lagoas se encontram comunicadas ao rio Paraguai e entre elas através de três vertedores.

A água perdida escoá pelas áreas de armazenamentos, interconectadas através de vertedores, atingindo novamente o rio nas cercanias do posto de Bela Vista do Norte e na confluência dos rios Paraguai e Cuiabá. As áreas de armazenamento totalizaram uma superfície aproximada de 9.000 km² e foram utilizados vertedores neste trecho para conectar o rio às áreas de armazenamentos.

trecho. Ambos ingressam a jusante do posto de Amolar (66800000). O primeiro, que ingressa mais a montante no trecho, traz água do rio Cuiabá, em conjunto com água do rio Taquari. Sua confluência com o rio Paraguai é um pouco difusa e se dá, em maior parte, através de uma área de armazenamento de aproximadamente 500 km². O segundo, localizado nas cercanias do posto de São Francisco (66810000), incorpora águas do rio Taquari, provenientes do trecho a jusante do posto São Gonçalo (66880000).

Esse ganho foi explicado, em princípio, pelos aportes correspondentes aos dois arrombados descritos anteriormente, mas, fundamentalmente, com o aporte correspondente ao primeiro deles. Nesse trecho se encontram as lagoas Gaiba e Mandioré. As lagoas foram consideradas no sistema interconectado de células, totalizando área de armazenamento de 2.000 km², aproximadamente. As áreas de armazenamentos e lagoas foram conectadas ao rio através de vertedores.

2.4.1.4 De São Francisco até Porto da Manga

Neste trecho o rio Paraguai apresenta um braço secundário, cuja nascente encontra-se, aproximadamente, 10 km a jusante do posto de São Francisco (66810000). Na margem direita do rio Paraguai se encontram três lagoas. De montante para jusante, são: Vermelha, Castelo e Cáceres. Existem também duas baías: Negra e Rabicho.

Esse trecho de rio se caracteriza por apresentar ganho de volume. Pela margem esquerda, o braço recebe, ainda, grande parte das águas do Taquari, através do arrombado Zé da Costa. No extremo mais a jusante desse trecho encontra-se a confluência com os rios Taquari (o segundo afluente mais importante do rio Paraguai, dentro da região do Pantanal) e Negro. Foram utilizadas áreas de armazenamento totalizando uma superfície aproximada de 5.000 km² e sete vertedores para comunicar as áreas de armazenamento e lagoas ao trecho de rio.

2.4.1.5 De Porto da Manga até Porto Esperança

Esse trecho caracteriza-se por apresentar ganho de volume. Considerou-se que esse ganho corresponde, em parte, ao aporte lateral da bacia sobre a margem direita e da água que é transferida desde o rio Negro e o rio Miranda para uma área de armazenamento localizada sobre a margem esquerda do rio Paraguai e conectada ao trecho de rio através de um vertedor. As áreas de armazenamento consideradas possuem uma superfície aproximada de 700 km².

Este trecho recebe, próximo ao posto de Porto Esperança, as águas do rio Miranda, o terceiro afluente mais importante do Paraguai dentro da região do Pantanal.

2.4.1.6 De Porto Esperança até Porto Murtinho

Nesse trecho o rio Paraguai apresenta um braço cuja nascente encontra-se, aproximadamente, 70 km a jusante do posto Porto Esperança, com um comprimento aproximado de 160 km. Este braço é denominado rio Nabileque e dá o nome à região (Pantanal do Nabileque). Assim como nos trechos anteriores, esse trecho apresenta ganho de volume. Nesse caso foram considerados os aportes laterais correspondentes às bacias localizadas à margem esquerda e o afluente rio Negro, em território boliviano (também conhecido como rio Tucabaca), cuja confluência com o rio Paraguai é um pouco difusa, mas se encontra, aproximadamente, 200 km a montante de Porto Murtinho. A calibração do aporte do rio Negro/Tucabaca foi realizada utilizando os parâmetros de geração do escoamento utilizados no Planalto. É importante ressaltar que, devido à inexistência de informações do lado boliviano e sobre a dinâmica dos armazenamentos na região brasileira, essas aproximações podem ser insuficientes para a correta representação do sistema, indicando a necessidade de estudos mais aprimorados.

As áreas de armazenamento consideradas possuem uma superfície aproximada de 8.500 km².

2.4.2 Rio Miranda

2.4.2.1 De Estrada MT-738 até Tição de fogo

Esse trecho apresentou dois sub-trechos com comportamentos diferentes no que se refere aos aportes laterais. O primeiro trecho é entre os postos Estrada MT-738 (66900000) e Miranda (66910000) e o segundo é entre os postos de Miranda (66910000) e Tição de Fogo (66920000).

Entre os postos Estrada MT-738 (66900000) e Miranda (66910000), o rio Miranda apresentou um ganho de volume por aportes laterais, considerados oriundos das bacias à margem esquerda, enquanto que entre os postos Miranda (66910000) e Tição de Fogo (66920000) existe uma perda de volume para as planícies, principalmente, para aquelas localizadas na margem direita, embora exista aporte lateral desde as áreas localizadas na margem esquerda.

A superfície aproximada das áreas de armazenamento utilizadas nesse trecho foi de 2.300 km². Empregaram-se quatro vertedores que comunicaram o trecho de rio às áreas de armazenamento além das curvas de desvio.

2.4.2.2 De Tição de fogo até a foz com o rio Paraguai

Esse trecho recebe os aportes do rio Aquidauana, cuja confluência se localiza, aproximadamente, 20 km a jusante do posto de Tição de Fogo (66920000) e os aportes correspondentes à bacia localizada à margem esquerda do rio.

A superfície aproximada das áreas de armazenamento utilizadas nesse trecho foi de 1.800 km² e foram utilizados dois vertedores que comunicaram o trecho de rio às áreas de armazenamento além das curvas de desvio.

2.4.3 Rio Aquidauana

A estimativa dos aportes laterais entre os postos Aquidauana (66945000) e Porto Ciríaco (66950000) mostrou a perda de volume para vazões médias da cheia maiores a 150 m³.s⁻¹, aproximadamente, e ganho no caso de vazões menores. Nesse sentido foram considerados no modelo os aportes laterais das bacias localizadas sobre a margem esquerda e direita do rio e áreas de armazenamento sobre ambas as margens.

A superfície aproximada das áreas de armazenamento utilizadas nesse rio foi de 2500 km² e ainda foram utilizados quatro vertedores que comunicaram o trecho de rio às áreas de armazenamento.

2.4.4 Rio Negro

Aproximadamente a 40 km de sua foz, o rio Negro começa a compartilhar a sua planície de inundação na margem direita com a planície do rio. A partir da análise de perdas e ganhos de volume, há evidências de que o rio Negro recebe águas transferidas do rio Taquari pela margem direita. Ao mesmo tempo, o rio Negro perde águas para a planície de inundação, na margem esquerda (planície que compartilha em grande parte com o Rio Miranda). Finalmente as áreas de planície compartilhadas entre o rio Negro e Miranda desembocam como um aporte lateral no trecho do rio Paraguai a jusante do posto Porto da Manga (66895000). Como é possível observar nesta descrição, a topologia e forma do funcionamento do sistema Taquari-Negro-Miranda é bastante complexa e, considerando o baixo o nível de informações disponíveis, os resultados da simulação da região surpreendem pela qualidade do ajuste.

A superfície aproximada das áreas de armazenamento utilizadas nesse rio foi de 4500 km².

2.4.5 Rio Taquari

2.4.5.1 De Coxim até São Gonçalo

Esse trecho apresenta perda de volume para a planície, devido à sua topografia particular, onde o rio Taquari se encontra no ponto mais alto da bacia (Figuras 35 e 36). Foram utilizadas áreas de armazenamento com uma superfície aproximada de 2.500 km². Nesse trecho foi considerado, ainda, o arrombado que nasce sobre a margem direita do rio, 60 km a montante do posto de São Gonçalo e leva as águas que, junto com aquelas provenientes do Cuiabá, ingressam no rio Paraguai poucos quilômetros a jusante do posto de Amolar.

2.4.5.2 De São Gonçalo até Porto Rolom

Da mesma forma como no trecho anterior, este trecho apresenta perda de volume. Foram utilizadas áreas de armazenamento com uma superfície aproximada de 2.300 km² e foram utilizados três vertedores que comunicaram o trecho de rio às áreas de armazenamento. Parte do volume perdido para a planície, sobre a margem esquerda, chega à foz do rio Negro através das áreas de armazenamento. Nesse trecho foi incluído, na simulação hidrodinâmica, o arrombado que nasce sobre a margem direita do rio, a jusante do posto de São Gonçalo, e que desemboca no rio Paraguai em forma difusa, perdendo água para áreas de armazenamento localizadas sobre a margem esquerda do rio Paraguai e ingressando nas proximidades do posto de São Francisco.

2.4.5.3 De Porto Rolon até a foz com o Paraguai

Considerou-se a existência de perda de volume nesse trecho através das áreas de armazenamento localizadas às margens esquerda e direita do rio, totalizando uma superfície aproximada de 3.000 km².

Nesse trecho foi considerado o arrombado Zé da Costa, que nasce sobre a margem direita do rio, 64 km a jusante do posto de Porto Rolom e que leva as águas ao braço do rio Paraguai, entre os postos de São Francisco e Porto da Manga.

2.4.6 Rio Cuiabá

2.4.6.1 De Cuiabá até confluência com o rio São Lourenço

Esse trecho apresenta perda de volume para a planície. Foram consideradas áreas de armazenamento localizadas principalmente na margem esquerda do rio, totalizando uma superfície aproximada de

8.100 km². As áreas de armazenamento foram interligadas ao trecho de rio mediante uma curva de desvio e três vertedores, considerando como destino da perda de volume as áreas de armazenamento na margem esquerda do rio.

Neste trecho ainda se encontram três lagoas que, de montante para jusante, são: Landi, localizada aproximadamente 50 km a jusante do posto Cuiabá (sobre a margem direita do rio e interligada ao mesmo através de um vertedor), Chacororé e Sinhá Mariana, localizadas sobre a margem esquerda do rio, nas proximidades do posto Barão de Melgaço. Estas duas lagoas se comunicam entre si e ao rio Cuiabá através de vertedores. A superfície total aproximada definida para estas três lagoas foi de 850 km².

2.4.6.2 Da confluência com o rio São Lourenço até a confluência com o rio Paraguai

Nesse trecho o rio Cuiabá recebe, sobre sua margem esquerda, água do rio São Lourenço pela planície, através de uma área de armazenamento localizada a jusante da confluência de ambos os rios. A área de armazenamento modelada possui uma superfície aproximada de 450 km² e se encontra interligada a ambos os rios por vertedores (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).

Esse trecho também recebe as águas do rio Piquiri, a aproximadamente 32 km a jusante da confluência com o São Lourenço, além de um arrombado que drena as águas das bacias localizadas à margem esquerda do rio. A confluência com este arrombado encontra-se 27 km a montante do posto Porto Alegre.

A jusante da confluência com esse arrombado ocorre perda de volume para a planície. Para representar a perda de volume foram utilizadas as áreas de armazenamentos já descritas no trecho do rio Paraguai entre Descalvados e Refúgio Três Bocas. A conexão entre essas áreas de armazenamento e o rio Cuiabá foi realizada através de uma curva de desvio localizada a montante do posto Porto Alegre e considerando como destino da perda de volume as áreas de armazenamento na margem direita do rio.

A superfície total das áreas de armazenamento correspondente a esse trecho completo do rio Cuiabá alcança 2.000 km².

A jusante do posto de Porto Alegre e sobre a margem esquerda nasce o arrombado que desvia água do rio Cuiabá que, junto com as águas provenientes do Taquari, ingressam no rio Paraguai, a jusante do posto de Amolar. Além disso, a jusante do posto de Porto Alegre há um aporte lateral correspondente à bacia situada na margem esquerda do mesmo.

2.4.7 Rio São Lourenço

Entre os postos de Rondonópolis e Acima de Córrego Grande o rio São Lourenço recebe um aporte lateral correspondente à bacia do rio Vermelho, na sua margem direita .

O trecho a jusante do posto de Acima de Córrego Grande (66460000) apresenta perda de volume para a planície. Para considerar estas perdas foram utilizadas áreas de armazenamento com uma superfície aproximada de 7.500 km² e interligadas ao rio através de uma combinação de curva de desvio e vertedores.

Parte do volume perdido para a planície, na margem esquerda do rio São Lourenço, a jusante do posto de Acima de Córrego Grande, ingressa ao rio Piquiri entre os postos São Jerônimo (66600000) e São José do Piquiri (66650000) através de um vertedor conectado às áreas de armazenamento e ao referido trecho de rio. Outra parte do volume escoava para a planície pela margem esquerda, a jusante do posto de São José do Boriréu, voltando a ingressar no rio Cuiabá a jusante da confluência com o rio São Lourenço. Esta área de armazenamento possui uma superfície aproximada de 450 km² e se encontra interligada ao rio São Lourenço através de um vertedor.

2.4.8 Rio Piquiri

Esse rio apresentou ganho de vazão na análise das estimativas do aporte lateral. A princípio, esse ganho foi explicado através de aporte lateral correspondente a uma bacia localizada na margem direita do rio Itiquira, um dos afluentes do rio Piquiri. A confluência do Itiquira com o Piquiri se localiza 75 km a montante do posto São Jerônimo. A jusante do posto de São Jerônimo se verifica ganho de volume, uma vez que a água originalmente transportada pelo rio São Francisco ingressa no rio Piquiri pela planície situada à margem direita deste último.

As áreas de armazenamento consideradas neste rio alcançaram uma superfície aprox. de 4.000 km².

2.4.9 Definição de períodos de calibração e verificação

Para calibração do modelo hidrológico no Planalto foram utilizadas diferentes datas entre 1980 e 2000, indicadas em detalhe no capítulo 4, para cada sub-bacia, em função da disponibilidade de dados. Para a calibração do Pantanal foi utilizado o período 1978⁻¹979 por ser um dos períodos com menores falhas nos dados fluviométricos e pluviométricos disponíveis (vide Figura 2 no Anexo 3). Para verificação, pelos mesmos motivos, foi utilizado o período 1979⁻¹980.

Para simulação e análise do sistema foi escolhido aleatoriamente o período 1995-2000. Em alguns locais do Planalto foi simulado o período 1968-2000, pela maior simplicidade de aplicação do modelo nesta parte da bacia. No entanto, deve ser notado que no período 1968-2000 tem acontecido mudanças climáticas e de uso do solo na bacia (vide capítulo 7), e alguns resultados podem estar superestimados ou subestimados. Os dados disponíveis no período de verificação podem ser observados nas Figuras 1 e 2 do anexo D.

2.5 Calibração hidrológica-hidrodinâmica do Pantanal

A calibração hidrológica do Pantanal consiste no ajuste da componente hidrológica do modelo matemático da BAP nas regiões do Pantanal. Durante a calibração foram utilizadas duas condições de contorno:

- a) Condição de contorno observada, ou seja, o modelo hidrodinâmico é alimentado com os dados medidos nos postos hidrológicos existentes na fronteira entre o Pantanal e Planalto.
- b) Condição de contorno fornecida pela simulação chuva-vazão no contorno do Pantanal. Esta situação já incorpora na calibração erros que possam estar sendo cometidos na simulação do Planalto, no entanto, serve como amostra da qualidade de ajuste do modelo hidrológico-hidrodinâmico como um todo.

Como algumas regiões dentro do Pantanal também contribuem hidrológicamente, e não existem dados hidrológicos para caracterizar estas contribuições devem ser simuladas pela componente hidrológica para serem introduzidas como condições de contorno na componente hidrodinâmica do modelo.

A seguir são analisados os resultados da calibração e verificação do modelo nos diversos rios simulados.

2.5.1 Rio São Lourenço

A Figura 27 apresenta a condição de contorno para a simulação ao longo do rio São Lourenço. O posto Acima do Córrego Grande assinala o fim da simulação hidrológica da bacia deste rio e o início da simulação pela componente hidrodinâmica. Observa-se um bom ajuste, a não ser pela primeira recessão, que não é acompanhada pelo modelo, o qual apresenta um forte pico. Isso se deve, provavelmente, a um desequilíbrio na distribuição espacial dos registros de chuva. Esse desajuste, no entanto, veio a ter conseqüências no ajuste dos postos a jusante, como será demonstrado mais adiante.

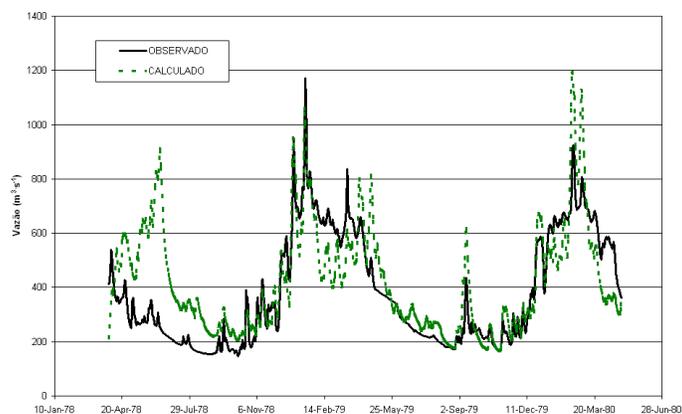


Figura 27. Hidrogramas observado e calculado pela componente hidrológica em Acima de Córrego Grande (66460000), condição de contorno para a simulação hidrodinâmica a jusante, no período de 31/03/1978 a 29/04/1980.

A Figura 28 mostra o ajuste no posto de Colônia Santa Izabel, no rio São Lourenço, usando-se dados medidos como condição de contorno. O ajuste pode ser considerado bastante bom, onde apenas as recessões apresentam ligeira discrepância.

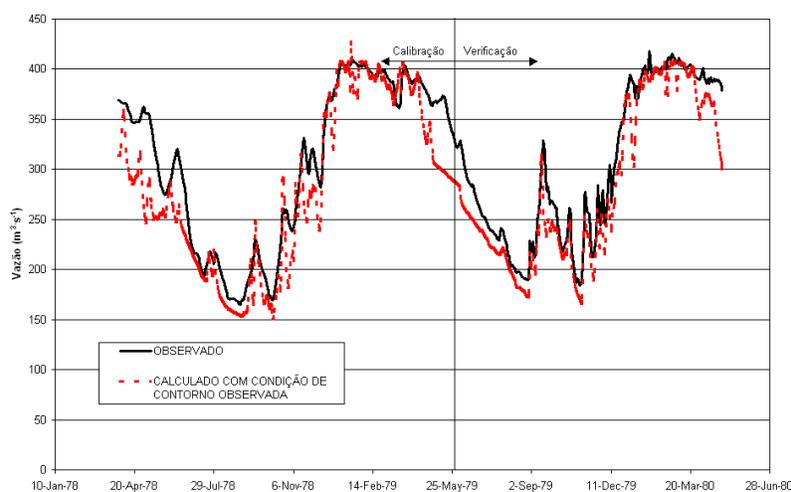


Figura 28. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em Colônia Santa Izabel (66465000), usando os hidrogramas observados como condição de contorno.

A Figura 29 apresenta os resultados da integração das componentes hidrológica e hidrodinâmica do modelo. Aqui se pode observar o efeito da discrepância verificada na condição de contorno (Figura 27). O pico observado na primeira recessão daquele posto se manifesta novamente aqui, propagado em alguns dias. Entretanto, a partir da comparação com o hidrograma de entrada, se percebe que a maior parte do amortecimento natural causado pelo pantanal foi bem representada, pois há uma diminuição da vazão de pico de quase $1200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ para apenas $400 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, a qual é bastante bem acompanhada pelo modelo. Este é um ponto bastante positivo e atesta que o modelo é robusto.

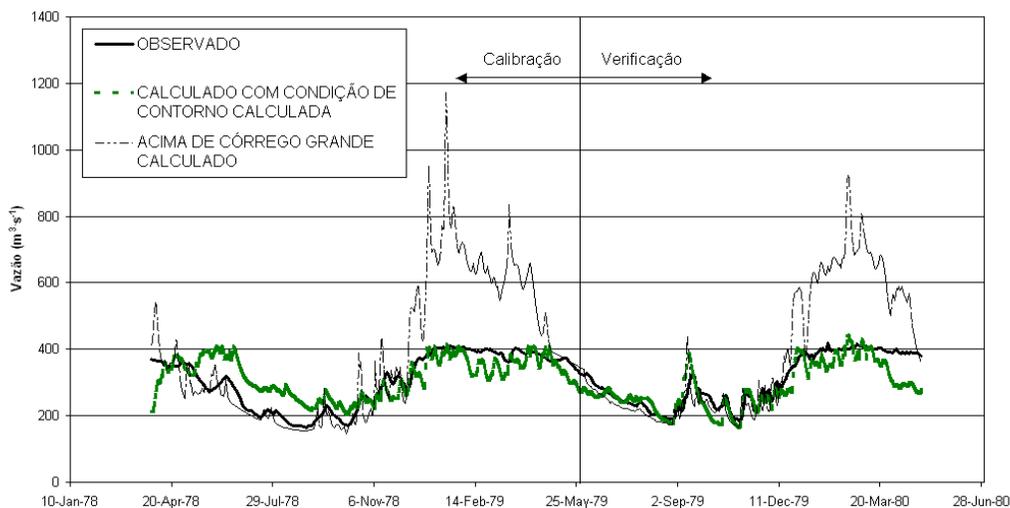


Figura 29. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em Colônia Santa Isabel (66465000), usando os hidrogramas calculados pela componente hidrológica do modelo como condição de contorno.

Na Figura 30 é mostrado o ajuste do modelo hidrológico-hidrodinâmico em São José do Boriréu, último posto no rio São Lourenço antes da confluência definitiva com o Piquiri. Mais uma vez, o desajuste verificado na condição de contorno em Acima de Córrego Grande (Figura 27) tem um efeito negativo no resultado. O hidrograma calculado apresenta um pico durante a primeira recessão, o qual destoa fortemente do hidrograma observado. Os demais aspectos do ajuste são satisfatórios e existe uma concordância razoável entre vazões medidas e calculadas.

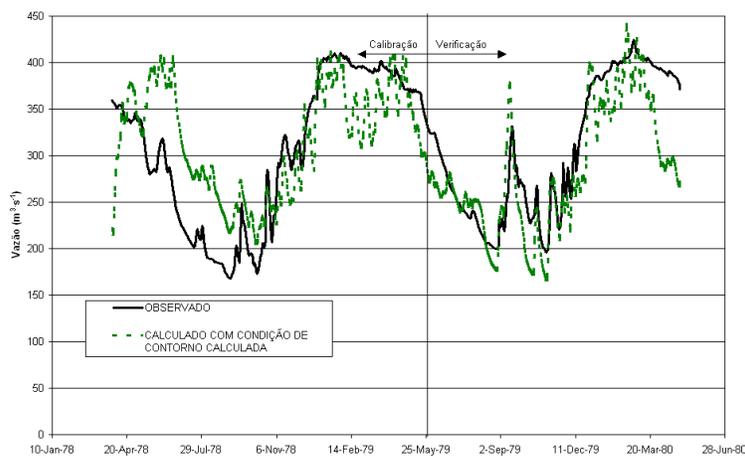


Figura 30. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em São José do Boriréu (6647000), usando os hidrogramas calculados pela componente hidrológica do modelo como condição de contorno.

2.5.2 Rio Piquiri

A simulação hidrodinâmica ao longo do rio Piquiri teve três condições de contorno principais, dadas pelos hidrogramas nos pontos de controle dos três principais rios formadores do mesmo: o rio Piquiri, o Correntes e o alto Itiquira. A Figura 31 mostra o ajuste da componente hidrológica na primeira delas, o posto BR⁻¹63 no rio Piquiri.

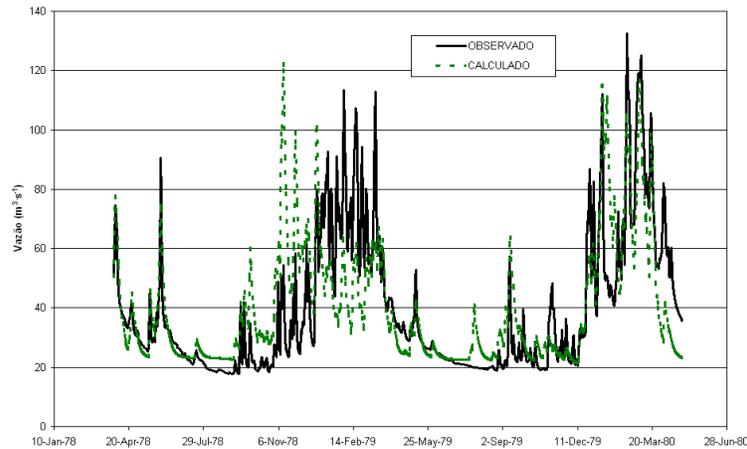


Figura 31. Hidrogramas observado e calculado pela componente hidrológica no rio Piquiri junto à BR-163 (66480000), condição de contorno para a simulação hidrodinâmica a jusante, no período de 31/03/1978 a 29/04/1980.

A Figura 32 mostra a segunda condição de contorno da simulação hidrodinâmica no rio Piquiri. É mostrado o ajuste da componente hidrológica na seção do rio Correntes, junto à BR163.

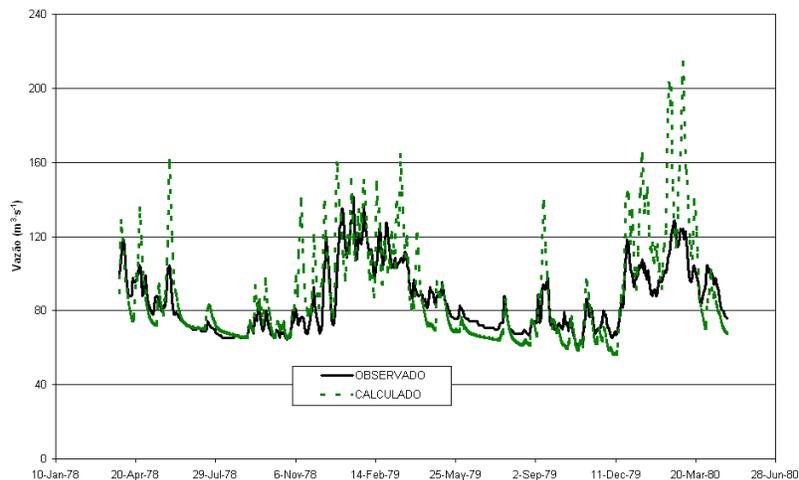


Figura 32. Hidrogramas observado e calculado pela componente hidrológica no rio Correntes junto à BR163 (66490000), condição de contorno para a simulação hidrodinâmica a jusante, no período de 31/03/1978 a 29/04/1980.

A Figura 33 mostra o ajuste da componente hidrológica na seção do rio Itiquira, junto à BR163. Nesse

ponto se verificou um problema na consistência dos dados (vide detalhe). O hidrograma calculado apresenta uma cheia enquanto o observado tem uma brusca redução de vazões. Esta redução não é coerente, uma vez que os hidrogramas das bacias vizinhas (Figura 31 e Figura 32) não têm o mesmo comportamento, apresentando um pequeno pico de cheia no período. Esse indica que neste ponto os dados de cota foram rebatidos durante a medição ou digitalização. Com o intuito de melhorar a adequação do modelo aos dados medidos, esse problema foi corrigido, rebatendo-se os dados de cota e convertendo-os para vazão através da curva-chave. O hidrograma medido consistido é apresentado na Figura 34.

Ao avaliar o ajuste da componente hidrológica nos três postos de controle da sub-bacia do Itiquira, observa-se que o mesmo é razoável. Conforme avaliação feita durante a primeira etapa do projeto, esta é a sub-bacia com maior carência de dados, com grande número de falhas nas séries pluviométricas, razão pela qual uma melhor adequação do modelo não é possível.

Uma quarta condição de contorno foi introduzida na componente hidrodinâmica. Trata-se do rio Peixe de Couro, que não é controlado por nenhum posto fluviométrico, porém representa um aporte significativo a montante de São Jerônimo. Como não havia dados disponíveis neste rio, o mesmo foi simulado com a componente hidrológica do modelo, introduzindo-se a série gerada como condição de contorno para a simulação hidrodinâmica até São Jerônimo.

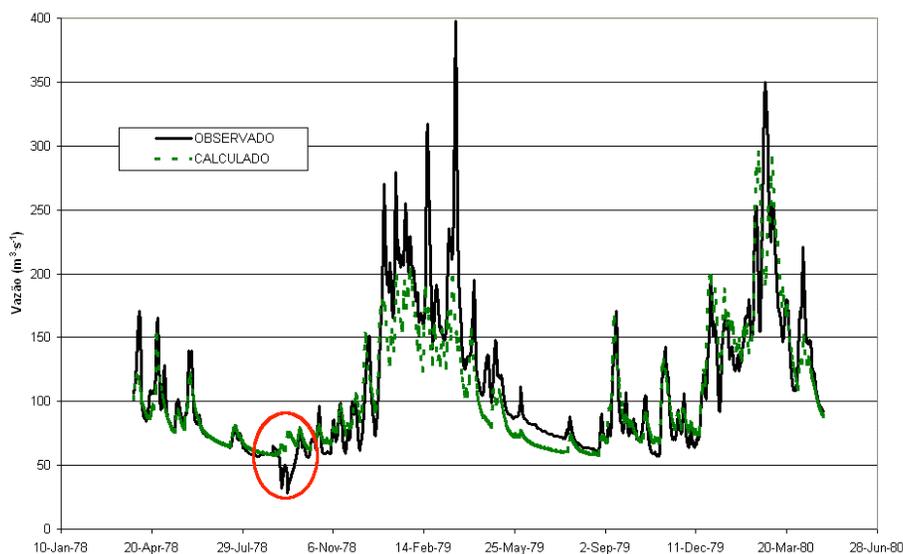


Figura 33. Hidrogramas observado e calculado pela componente hidrológica no rio Itiquira junto à BR-163 (665250000), condição de contorno para a simulação hidrodinâmica a jusante, no período de 31/03/1978 a 29/04/1980, com detalhe da inconsistência dos dados medidos.

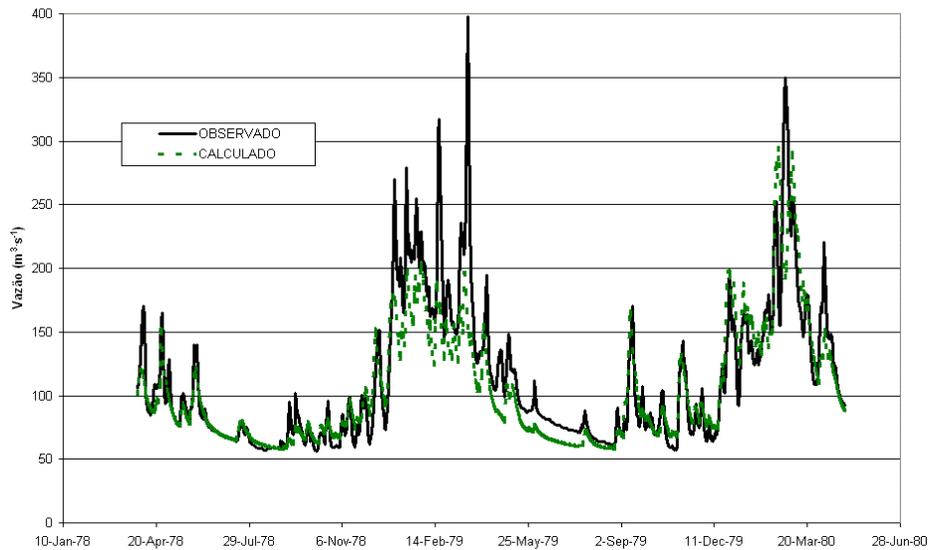


Figura 34. Hidrograma observado corrigido e hidrograma calculado pela componente hidrológica no rio Itiquira junto à BR-163 (665250000), condição de contorno para a simulação hidrodinâmica a jusante, no período de 31/03/1978 a 29/04/1980.

Na Figura 35 podem ser observados os hidrogramas medido e calculado pelo modelo integrado hidrológico-hidrodinâmico em São Jerônimo. As diferenças encontradas nas condições de contorno novamente se manifestam aqui. Por outro lado, a magnitude das cheias pode ser considerada satisfatória e as estiagens parecem estar bem reproduzidas.

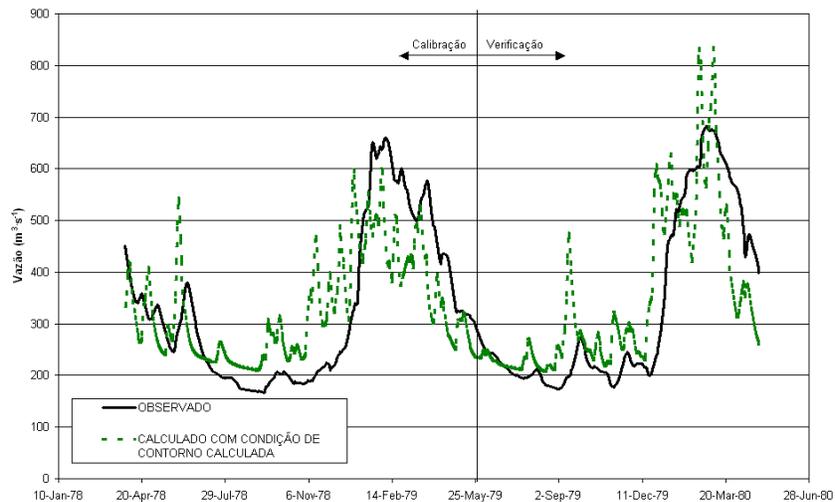


Figura 35. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo no rio Piquiri em São Jerônimo (66600000), usando os hidrogramas calculados pela componente hidrológica do modelo como condição de contorno.

A Figura 36 mostra o ajuste da componente hidrodinâmica em São José do Piquiri, último posto de controle do rio Piquiri. Apesar da seção se encontrar a montante da confluência com o rio São

Lourenço, a mesma pode receber águas deste rio durante a cheia, devido ao fato de existirem áreas de armazenamento (planícies inundáveis) que são comuns a ambos os rios. Estas áreas de armazenamento foram introduzidas na simulação hidrodinâmica, para melhor representar o sistema. O resultado é que a calibração apresentou resultado bastante bom, mostrando boa adequação tanto na cheia quanto na estiagem.

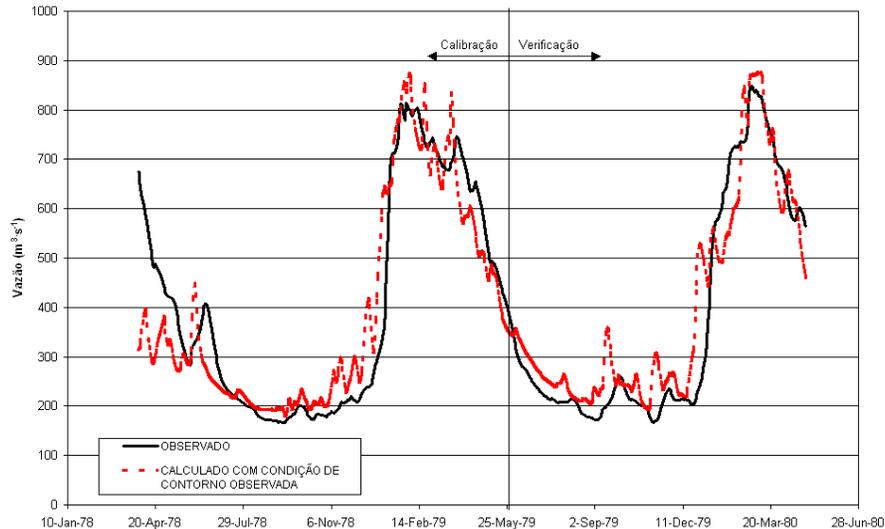


Figura 36. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em São José do Piquiri (66650000), usando os hidrogramas observados como condição de contorno.

A Figura 37 mostra o ajuste do modelo integrado hidrológico-hidrodinâmico em São José do Piquiri. Este posto se encontra no rio Piquiri, porém pode receber aportes do rio São Lourenço durante as cheias, devido à existência de planícies de inundação comuns aos dois rios. Este fato influenciou decisivamente a qualidade do ajuste nesse posto, uma vez que o hidrograma calculado apresenta um forte pico no início do período de calibração, o qual não é observado no hidrograma medido. Este pico não existe nos postos de montante do Piquiri (ver Figura 35), porém aparece no posto Acima do Córrego Grande, no rio São Lourenço (Figura 27), e é transitado através da área de armazenamento, sofrendo amortecimento. Novamente, a má qualidade dos dados de chuva, assimilados pela componente hidrológica, perturba todo o ajuste a jusante, mesmo dentro do pantanal.

O restante do ajuste pode ser considerado razoável, com os picos relativamente bem representados e as recessões um pouco superestimadas. O comportamento geral do hidrograma pôde ser devidamente representado.

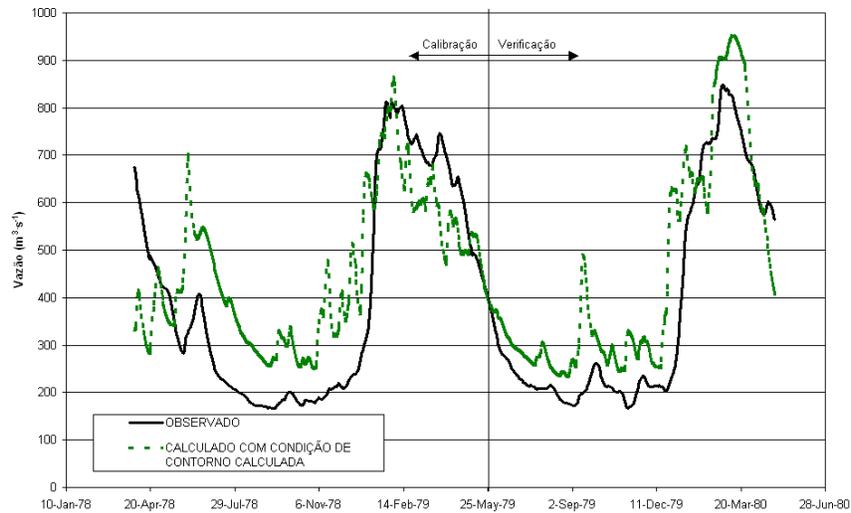


Figura 37. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em São José do Piquiri (66650000), usando os hidrogramas calculados pela componente hidrológica do modelo como condição de contorno.

2.5.3 Rios Aquidauana e Miranda

A Figura 38 mostra o ajuste do modelo integrado em Porto Ciríaco, no rio Aquidauana. Já a Figura 39 e a Figura 40 mostram os ajustes ao longo do rio Miranda, em Miranda e Tição de Fogo, respectivamente. Nestes rios, o ajuste não foi muito satisfatório, em boa parte devido ao fato que a cobertura de pluviômetros nessa região é a mais esparsa dentre todas as sub-bacias. As estiagens não foram bem acertadas, mostrando que o uso do modelo como ferramenta para gestão ainda deve ser aprimorado. Mesmo assim, percebe-se que em Porto Ciríaco e Tição de Fogo a vazão de cheia foi bem reproduzida, o que qualifica o modelo para previsão de enchentes.

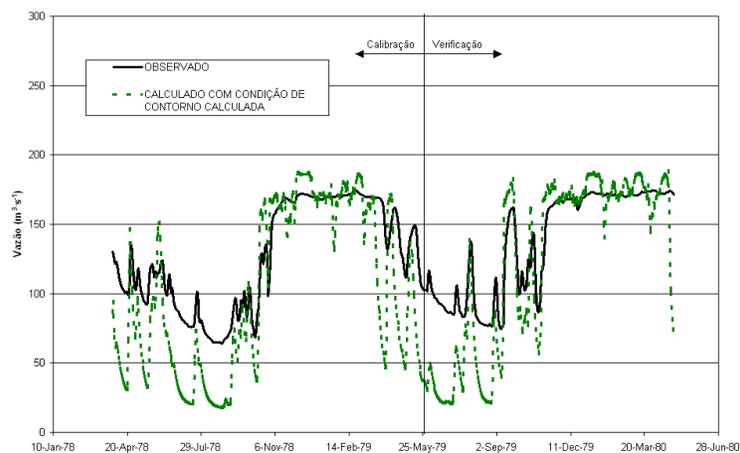


Figura 38. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em Porto Ciríaco (66950000), usando os hidrogramas calculados pela componente hidrológica do modelo como condição de contorno.

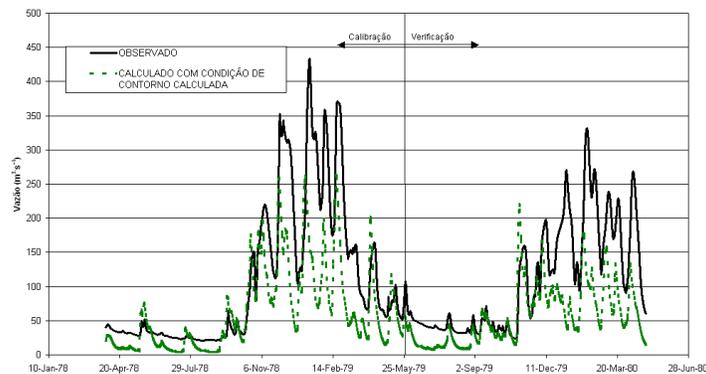


Figura 39. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em Miranda (66910000), usando os hidrogramas calculados pela componente hidrológica do modelo como condição de contorno.

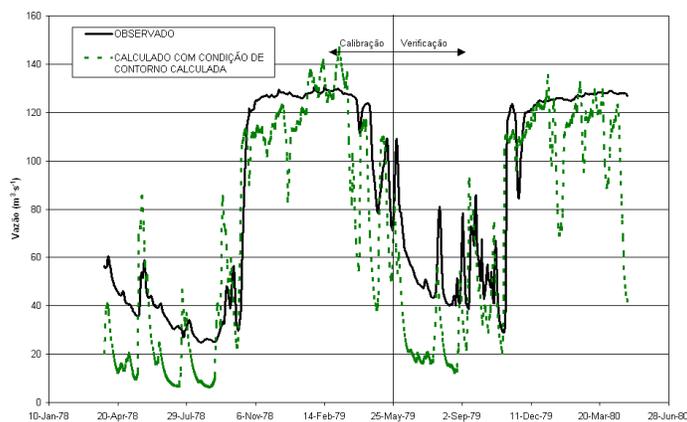


Figura 40. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em Tição de Fogo (66920000), usando os hidrogramas calculados pela componente hidrológica do modelo como condição de contorno.

2.5.4 Rio Cuiabá

A Figura 41 mostra os resultados da calibração e verificação do modelo integrado hidrológico-hidrodinâmico em Barão de Melgaço. Sem dúvida, o modelo se adequou bem aos dados medidos. Apenas as cheias de menor volume no início do período úmido ainda são superestimadas pelo modelo, o que é um reflexo da superestimativa das mesmas na condição de contorno. É de se esperar que uma melhor cobertura de dados de chuva na bacia aportante à seção, em Cuiabá, melhore ainda mais os resultados.

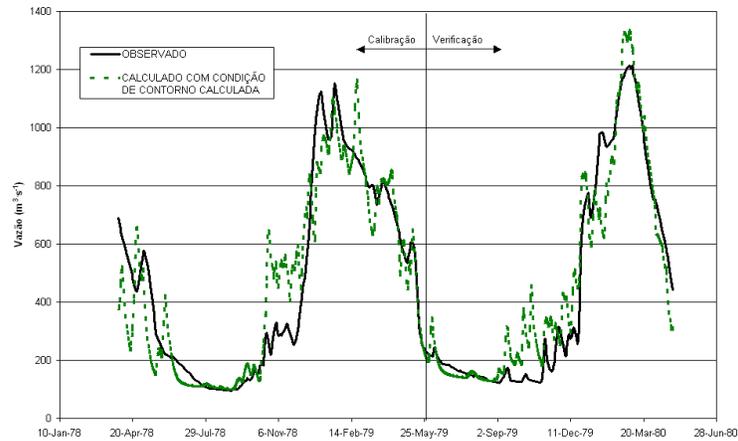


Figura 41. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em Barão de Melgaço (66280000), usando os hidrogramas calculados pela componente hidrológica como condição de contorno.

A Figura 42 mostra os resultados do modelo no posto São Roque, o segundo ponto de controle do rio Cuiabá. Novamente, a concordância entre os hidrogramas medido e calculado é satisfatória. A primeira recessão não é bem representada, o que, no entanto, pode ser atribuído aos valores das condições iniciais do modelo. Essa primeira recessão serve como período de aquecimento do modelo e tem um peso menor na avaliação da qualidade do ajuste.

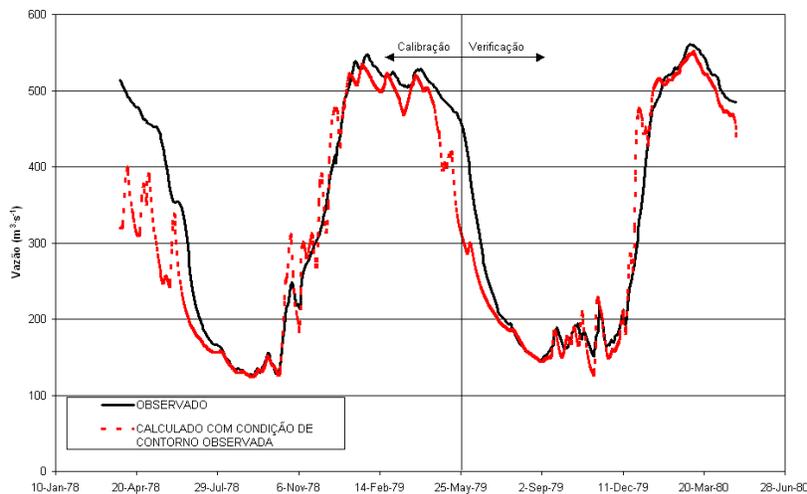


Figura 42. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em São Roque (66350000), usando os hidrogramas observados como condição de contorno.

Na Figura 43 são apresentados os resultados do modelo completo em São Roque. Verificam-se novamente, alguns erros de volume nas primeiras cheias da estação úmida, como já visto em Barão de Melgaço (Figura 41). Estes erros são derivados dos erros na condição de contorno calculada pela componente hidrológica. A diferença na primeira recessão se deve às incertezas nas condições iniciais,

conforme observado também na Figura 41. Considerando a complexidade da bacia neste ponto, o ajuste é bastante bom.

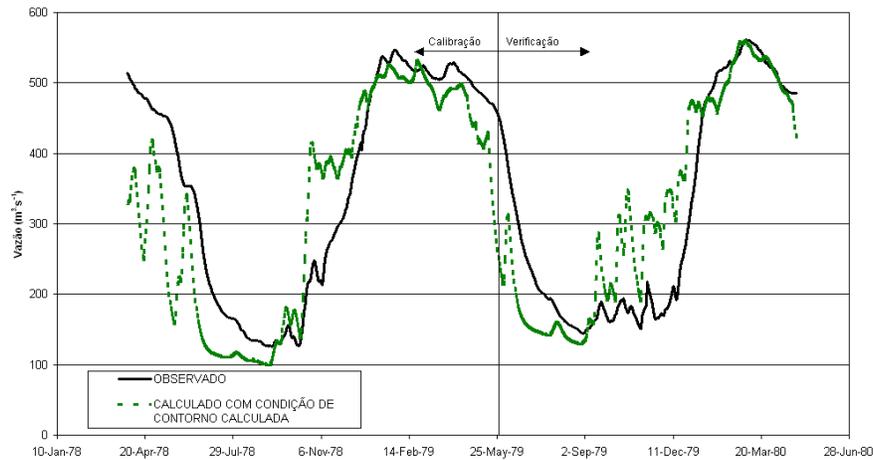


Figura 43. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em São Roque (66350000), usando os hidrogramas calculados pela componente hidrológica como condição de contorno.

A Figura 44 mostra o ajuste da componente hidrodinâmica do modelo em São João, no rio Cuiabá, considerando vazões medidas como condição de contorno. Nota-se um bom ajuste, apenas os picos estão levemente deslocados no tempo.

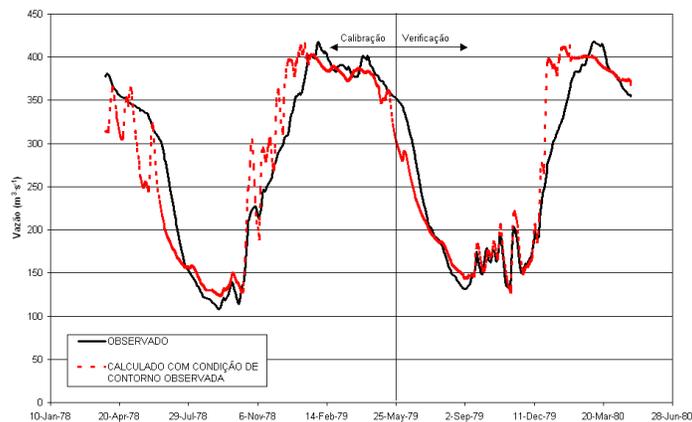


Figura 44. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em São João (66360000), usando os hidrogramas observados como condição de contorno.

A Figura 45 mostra os resultados do ajuste do modelo integrado hidrológico-hidrodinâmico em Porto Alegre. Esta seção encontra-se no interior da região do pantanal, sendo que o rio Cuiabá já recebeu grande parte dos aportes dos rios São Lourenço e Piquiri. O bom ajuste nesse posto é fundamental para validar o modelo integrado. Percebem-se erros nas estiagens, os quais se devem à superestimativa do volume verificada na Figura 27, em Acima do Córrego Grande, a qual já provocou erros em outros

ajustes nesse trabalho. Esse erro se propaga e se antecipa à cheia do Cuiabá, alterando significativamente as estiagens neste rio. Mesmo assim, o ajuste pode ser considerado bom, considerando a complexidade do sistema e a relativa escassez de dados.

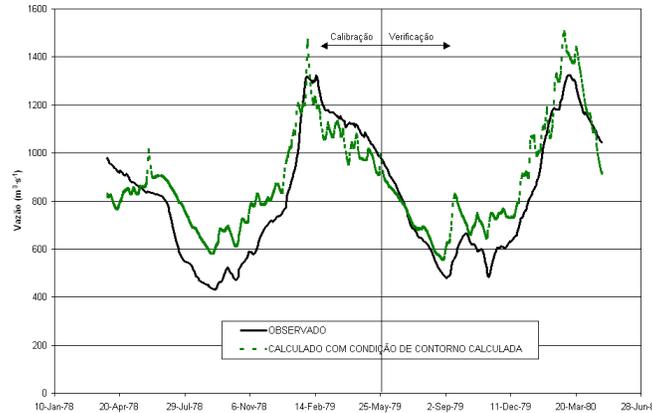


Figura 45. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em Porto Alegre (66350000), usando os hidrogramas calculados pela componente hidrológica como condição de contorno.

2.5.5 Rio Paraguai

A Figura 46 mostra o ajuste no posto de Porto Esperidião, no rio Jauru, a outra condição de contorno do rio Paraguai. Neste posto, o ajuste não é tão satisfatório, pois, apesar do segundo pico ser bem representado, o primeiro pico é fortemente superestimado. Esta diferença pode ser atribuída à proximidade entre a sub-bacia controlada por esse posto e a fronteira com a Bolívia, região que possui uma baixa densidade de postos de chuva. Entretanto, essa condição de contorno possui menor peso na simulação hidrodinâmica, uma vez que a magnitude das vazões é bem inferior à de Cáceres.

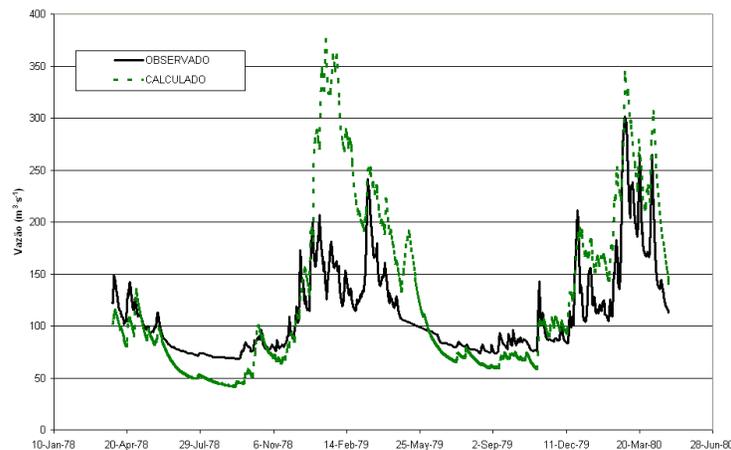


Figura 46. Hidrogramas observado e calculado pela componente hidrológica em Porto Esperidião (66072000), condição de contorno para a simulação hidrodinâmica a jusante, no período de 31/03/1978 a 29/04/1980.

A Figura 47 mostra os resultados do modelo em Descalvados, usando como condição de contorno os hidrogramas observados em Cáceres e Porto Esperidião. O resultado é excelente. Tanto as estiagens como as cheias são muito bem ajustadas. Este resultado valida o ajuste da componente hidrodinâmica, bem como a representação das trocas de água entre o rio e a planície no trecho considerado.

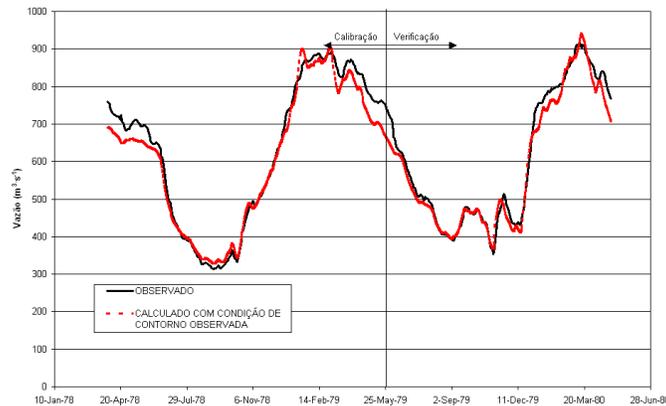


Figura 47. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em Descalvados (66090000), usando os hidrogramas observados como condição de contorno.

A Figura 48 mostra o ajuste em Descalvados tomando-se como condição de contorno os hidrogramas calculados pela componente hidrológica em Porto Esperidião e Cáceres. Este resultado é mais importante, pois representa a integração das componentes hidrológica, hidrodinâmica e da representação das trocas de água com a planície dentro do modelo.

Percebe-se que o ajuste é bastante bom. De uma forma geral o hidrograma calculado coincide com o observado, porém nas estiagens o modelo está subestimando a vazão. Isto se deve ao fato de que, tanto em Cáceres quanto em Porto Esperidião, as estiagens são subestimadas pela componente hidrológica (Figura 46) e esta subestimativa é propagada pela componente hidrodinâmica. Mesmo assim, os resultados são promissores, em especial quando se considera a complexidade da hidrologia no trecho, o qual apresenta perda de água de montante para jusante, conforme descrito em Bravo (2005).

Na Figura 49 são apresentados os hidrogramas observado e calculado pelo modelo integrado em Porto Conceição. A qualidade do ajuste é visivelmente boa, com os picos e a segunda recessão bem ajustados. A primeira recessão não teve um ajuste tão bom, o que se deve às condições iniciais do modelo.

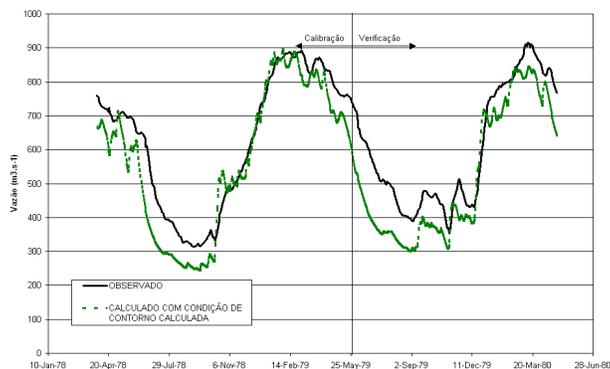


Figura 48. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em Descalvados (66090000), usando os hidrogramas calculados pela componente hidrológica como condição de contorno.

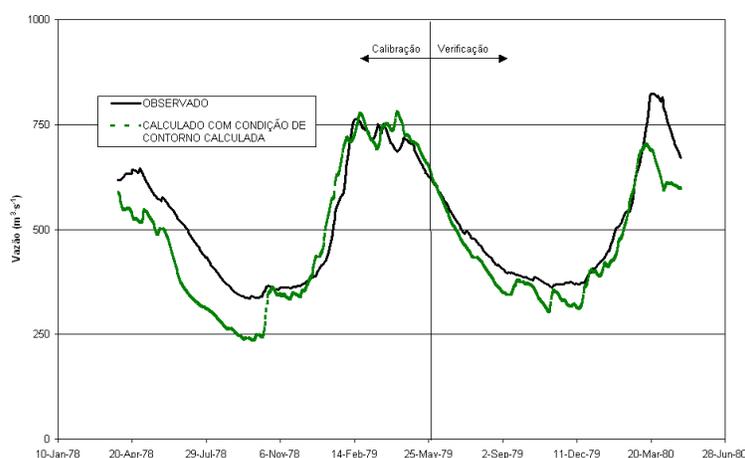


Figura 49. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em Porto Conceição (66120000), usando os hidrogramas calculados pela componente hidrológica como condição de contorno.

Na Figura 50 são mostrados os hidrogramas no posto de Amolar, no centro do Pantanal. Nesse ajuste são considerados hidrogramas calculados pela componente hidrológica como condição de contorno para a componente hidrodinâmica, representando o modelo integrado. Percebe-se uma semelhança muito grande com a condição de contorno observada. Isto ocorre porque, à medida que se avança para jusante, as diferenças nas condições de contorno vão se diluindo no Pantanal, que é um sistema com muita inércia.

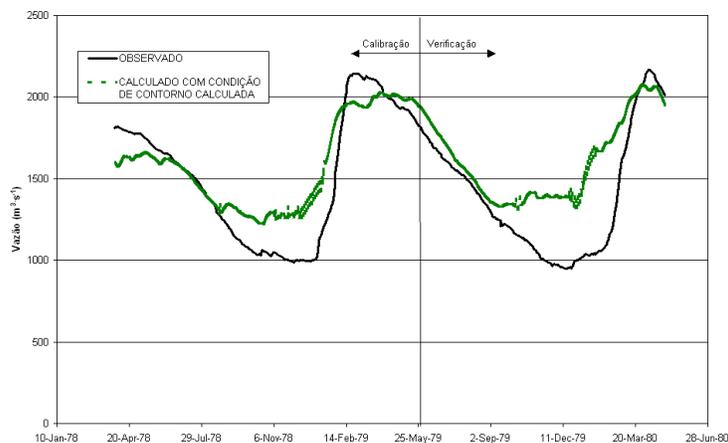


Figura 50. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em Amolar (66800000), usando os hidrogramas calculados pela componente hidrológica como condição de contorno.

A Figura 51 mostra o ajuste obtido em Ladário. Esse ajuste foi feito em relação às cotas, uma vez que não havia dados de vazão disponíveis no posto. O posto de Ladário é um dos focos principais desse trabalho, por sua importância para a navegação. O ajuste mostrado é muito bom. As magnitudes dos picos e das estiagens são bem reproduzidas. Salienta-se que um bom ajuste das cotas não necessariamente implica em um acerto das vazões, devido às incertezas relativas à geometria.

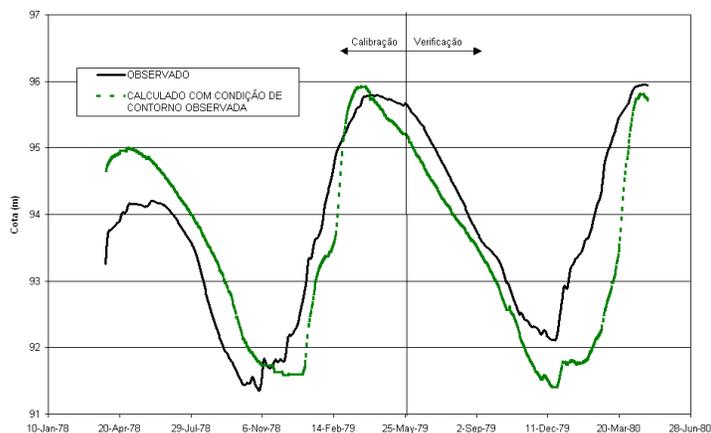


Figura 51. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrodinâmica do modelo em Ladário (668250000), usando os hidrogramas calculados pela componente hidrológica como condição de contorno.

Por fim, a Figura 52 mostra o ajuste em Porto Murtinho, o último ponto de interesse da bacia. O resultado mostra definitivamente que o modelo integrado hidrológico-hidrodinâmico é uma ferramenta confiável, pois mesmo a despeito da falta crônica de dados de campo, repetida diversas vezes ao longo desse trabalho, as simulações ao longo de um complexo sistema de 8.000 km, com zonas de acumulação e planícies de inundação representadas, chegaram a um bom resultado no exutório da

bacia. O ajuste em Porto Murtinho é bom e a cheia é muito bem representada. Já a primeira recessão apresenta problemas, os quais entretanto, se devem às condições iniciais.

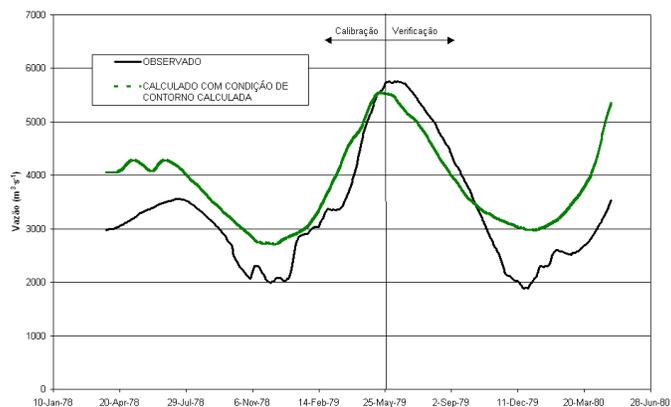


Figura 52. Calibração (31/03/1978 a 30/05/1979) e verificação (31/05/1979 a 29/04/1980) da componente hidrológica do modelo em Porto Murtinho (67100000), usando os hidrogramas calculados pela componente hidrológica como condição de contorno.

Anexo G.
Comportamento mensal da água precipitável em
condições anômalas de ENSO, SAMI, NÃO e PDO.

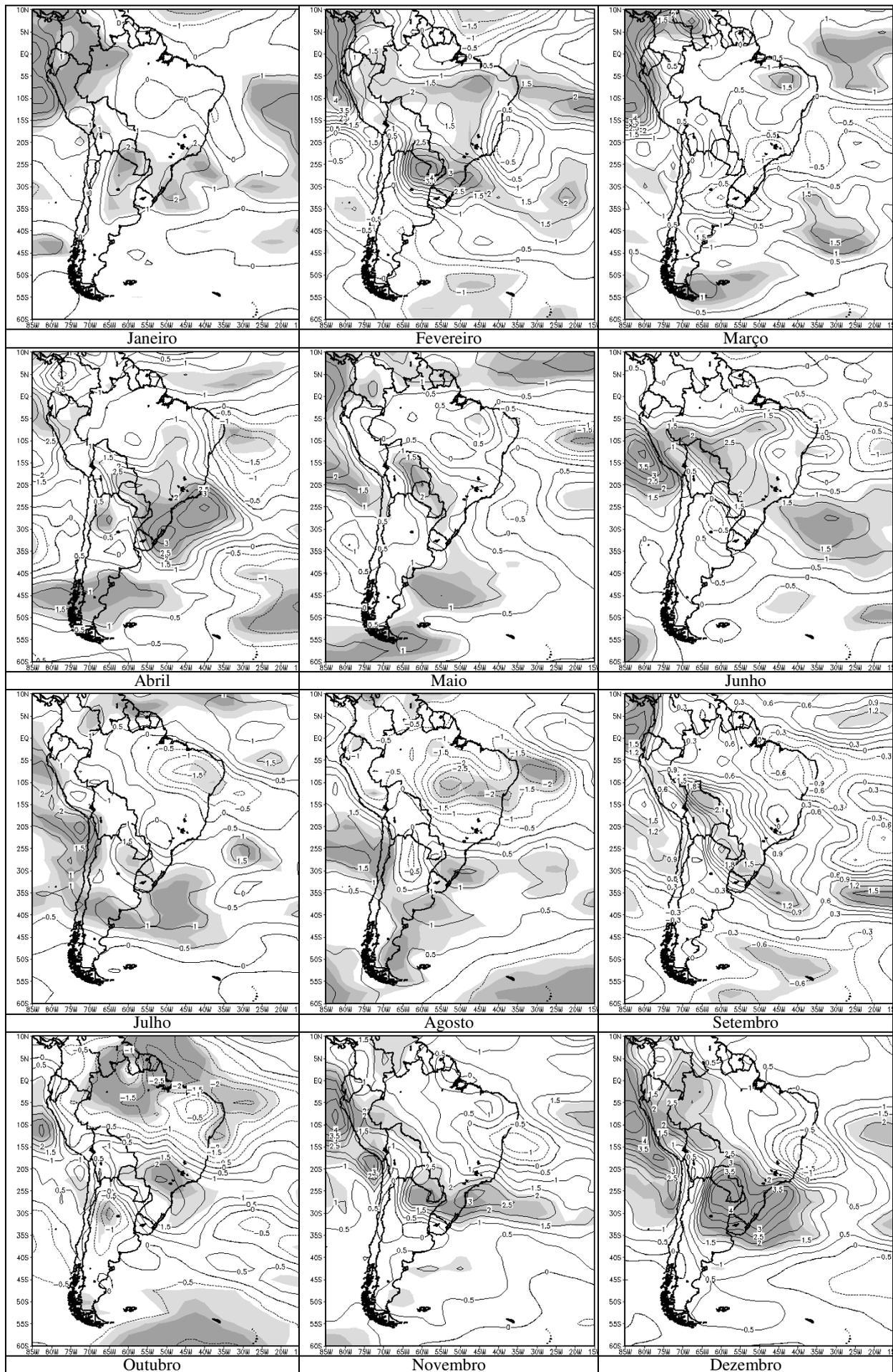


Figura 1. Anomalias da água precipitável para eventos de ENSO alto (El Niño)

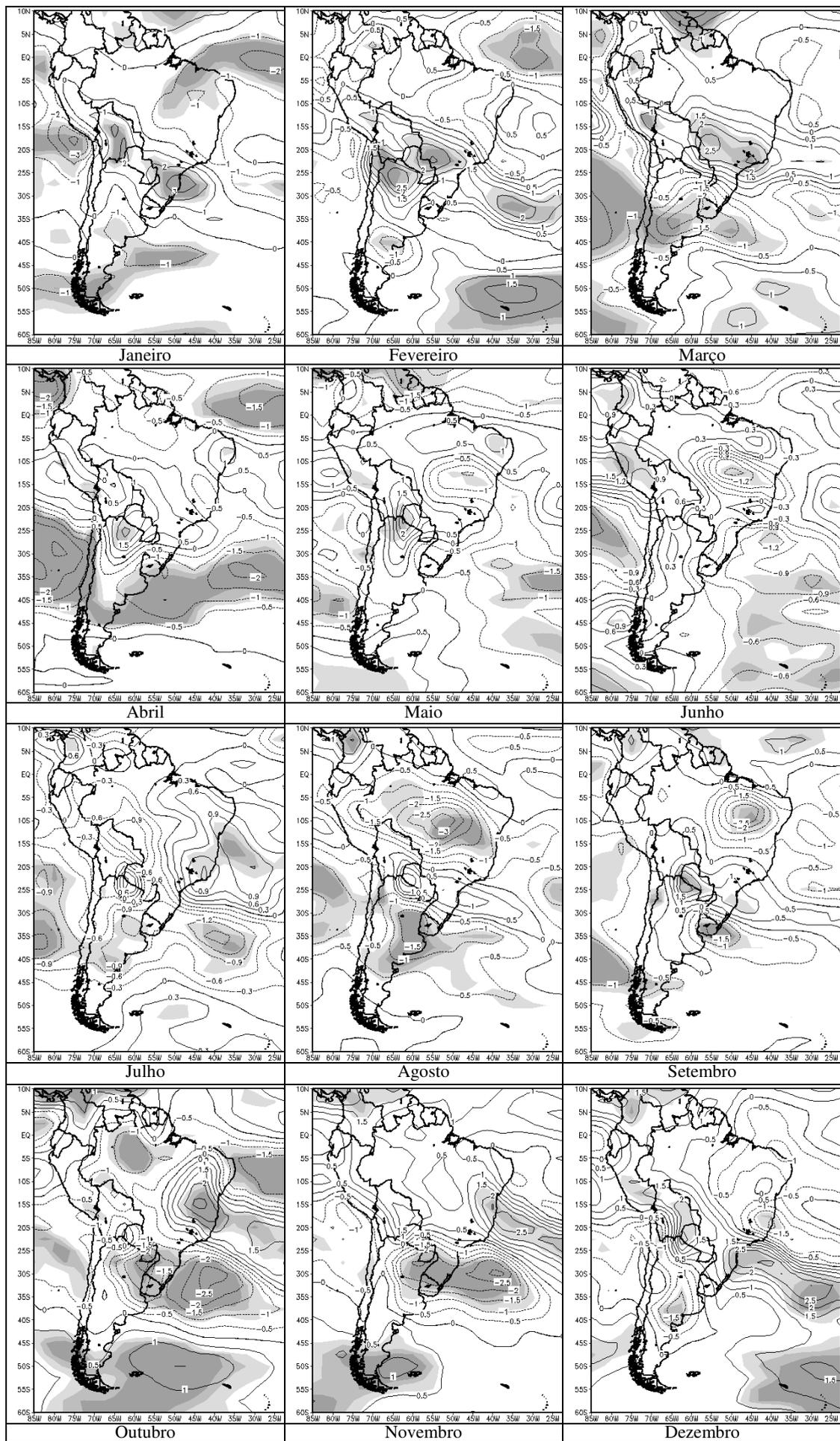


Figura.2. Anomalias da água precipitável para eventos de ENSO baixo (La Niña)

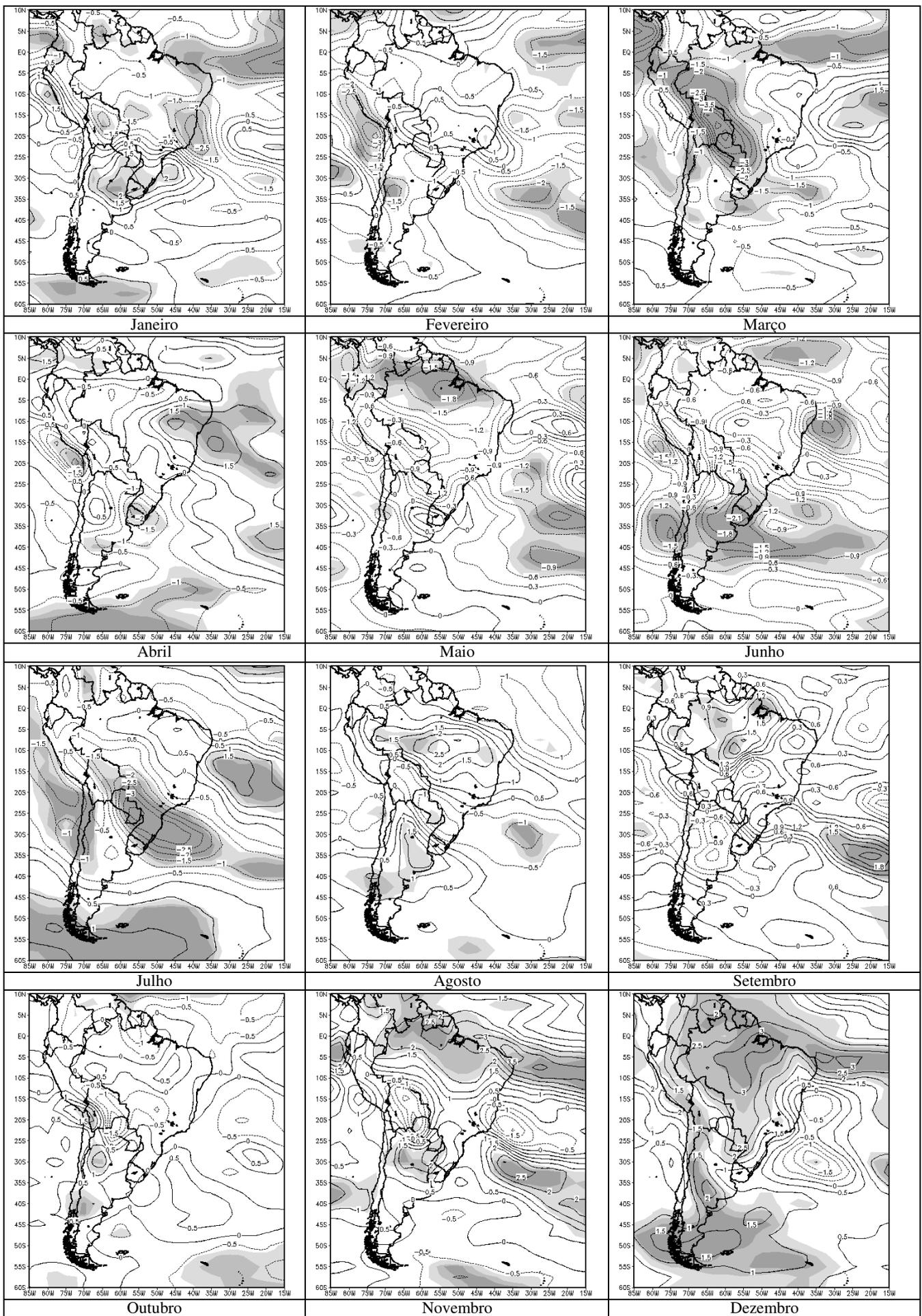


Figura.3. Anomalias da água precipitável para eventos de NAO alto.

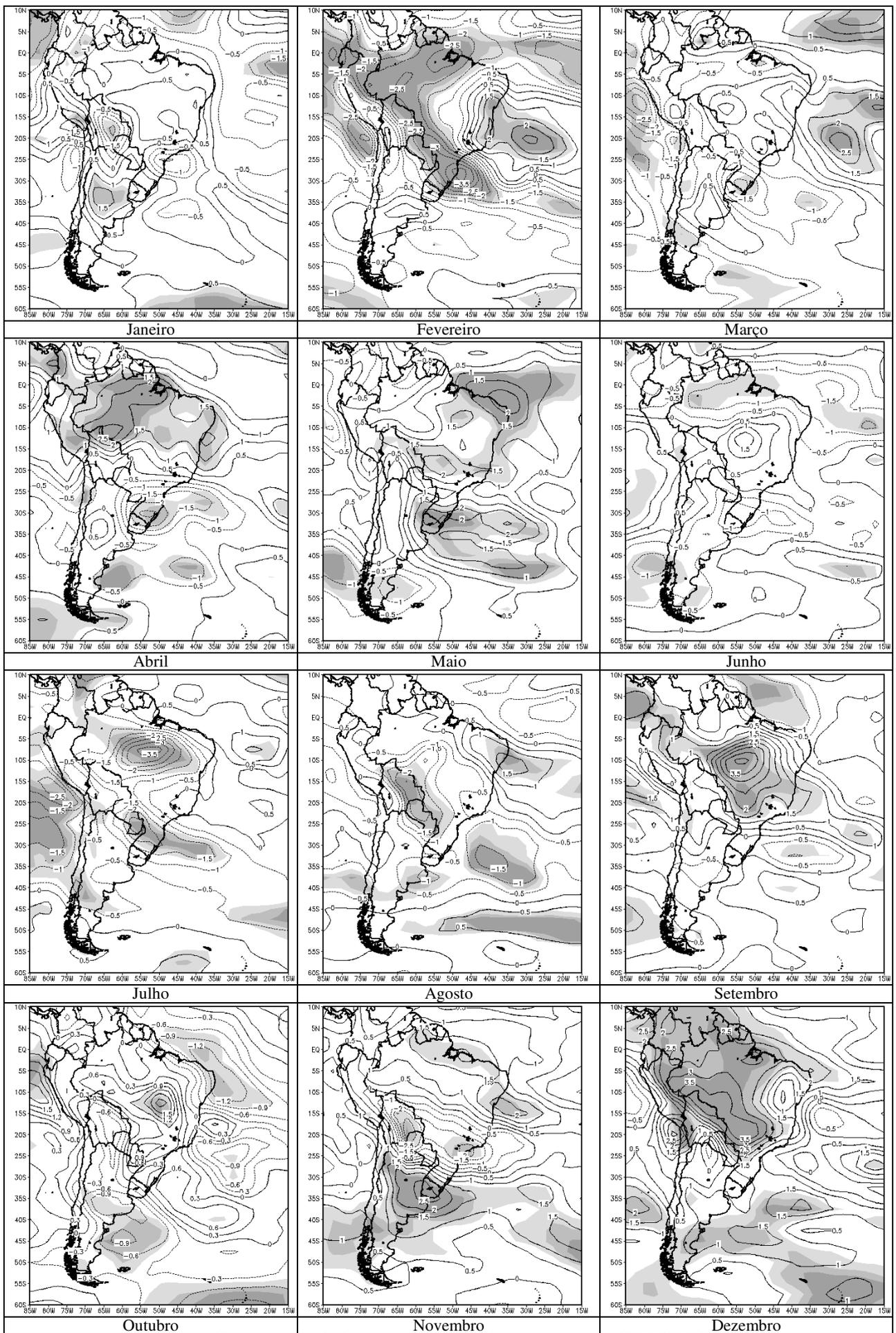


Figura 4. Anomalias da água precipitável para eventos de NAO baixo

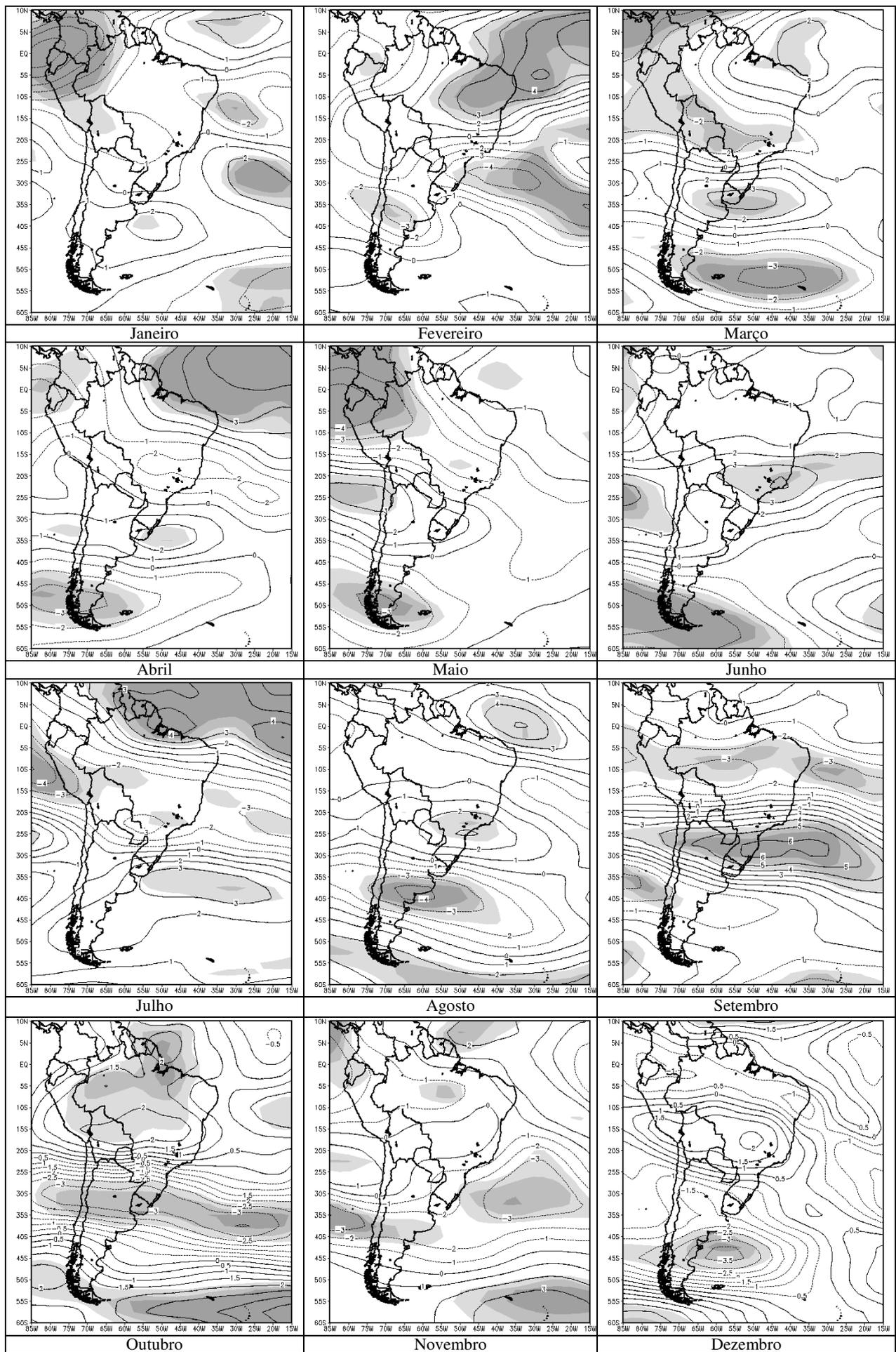


Figura 5. Anomalias da água precipitável para eventos de PDO alto.

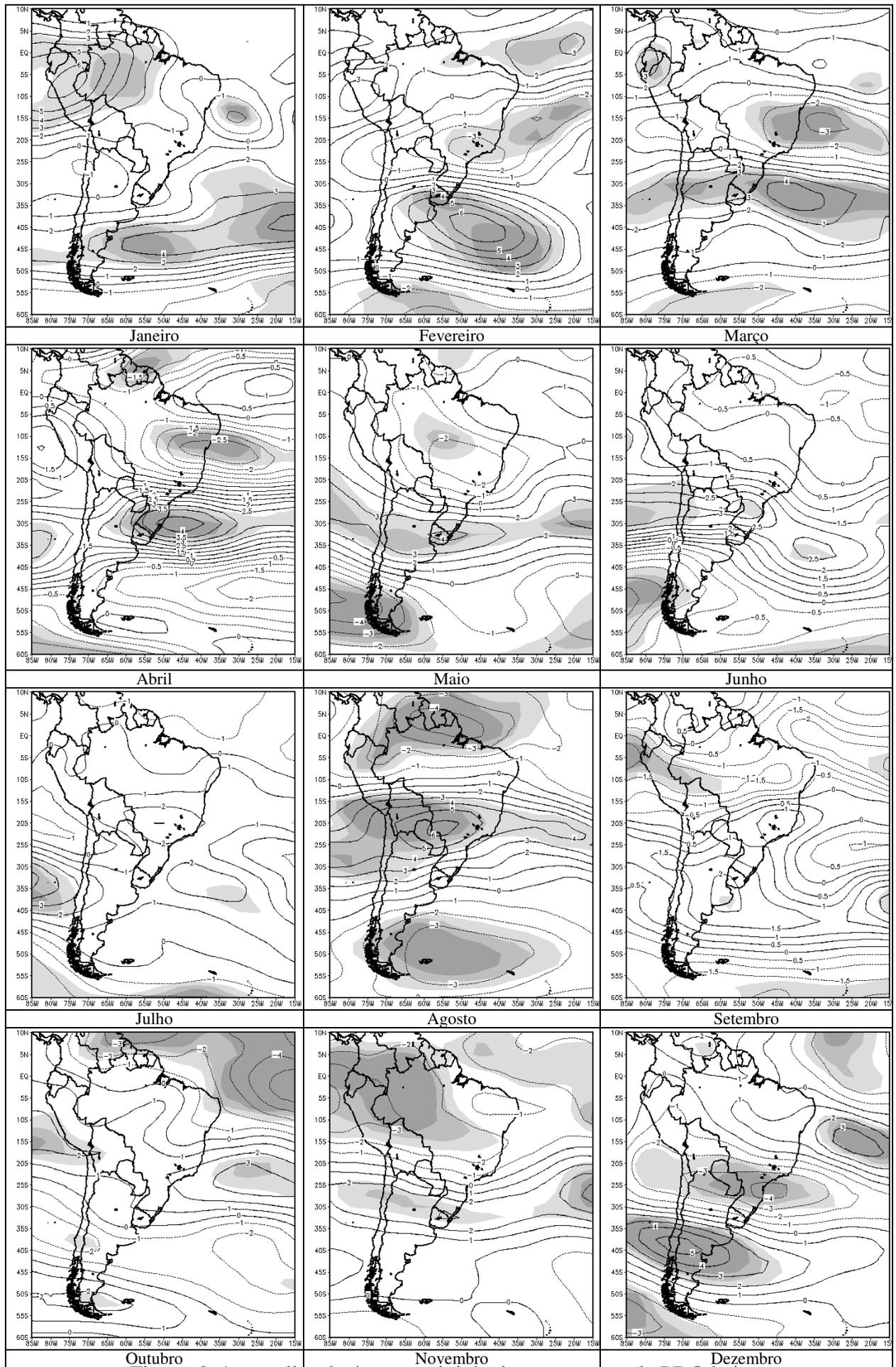


Figura 6. Anomalias da água precipitável para eventos de PDO baixo.

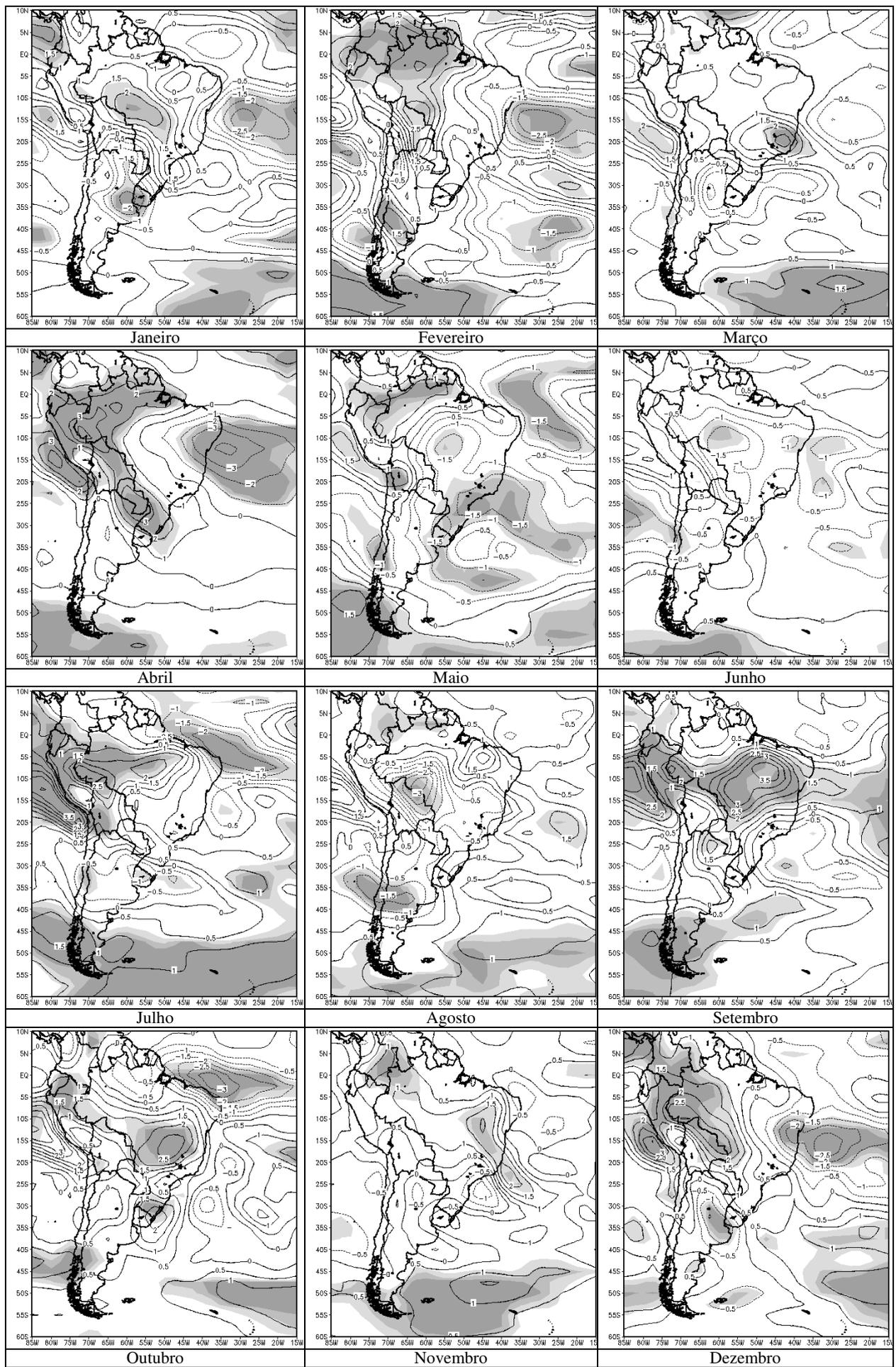


Figura 7. Anomalias da água precipitável para eventos de SAM alto.

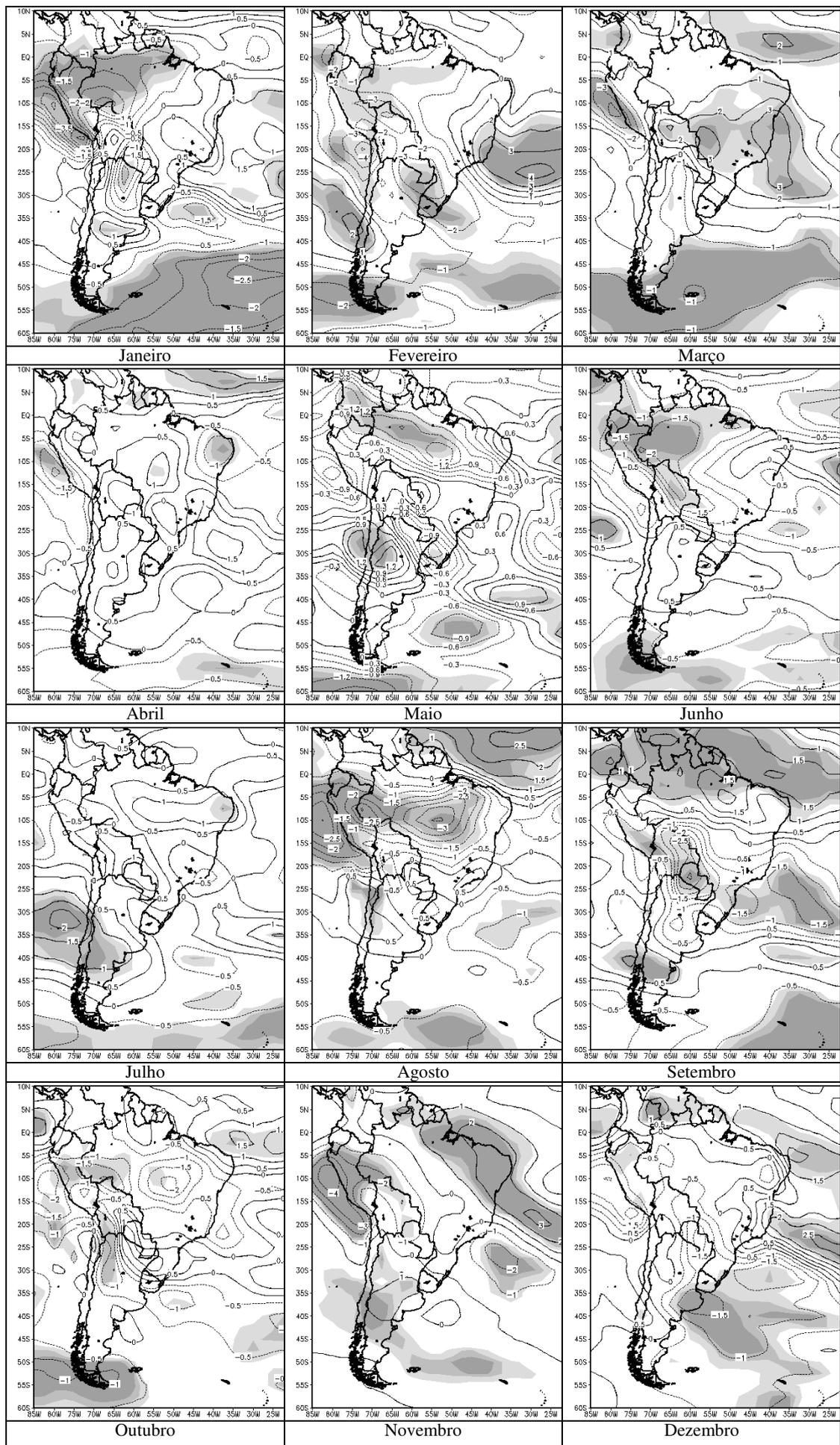


Figura 8. Anomalias da água precipitável para eventos de SAM baixo

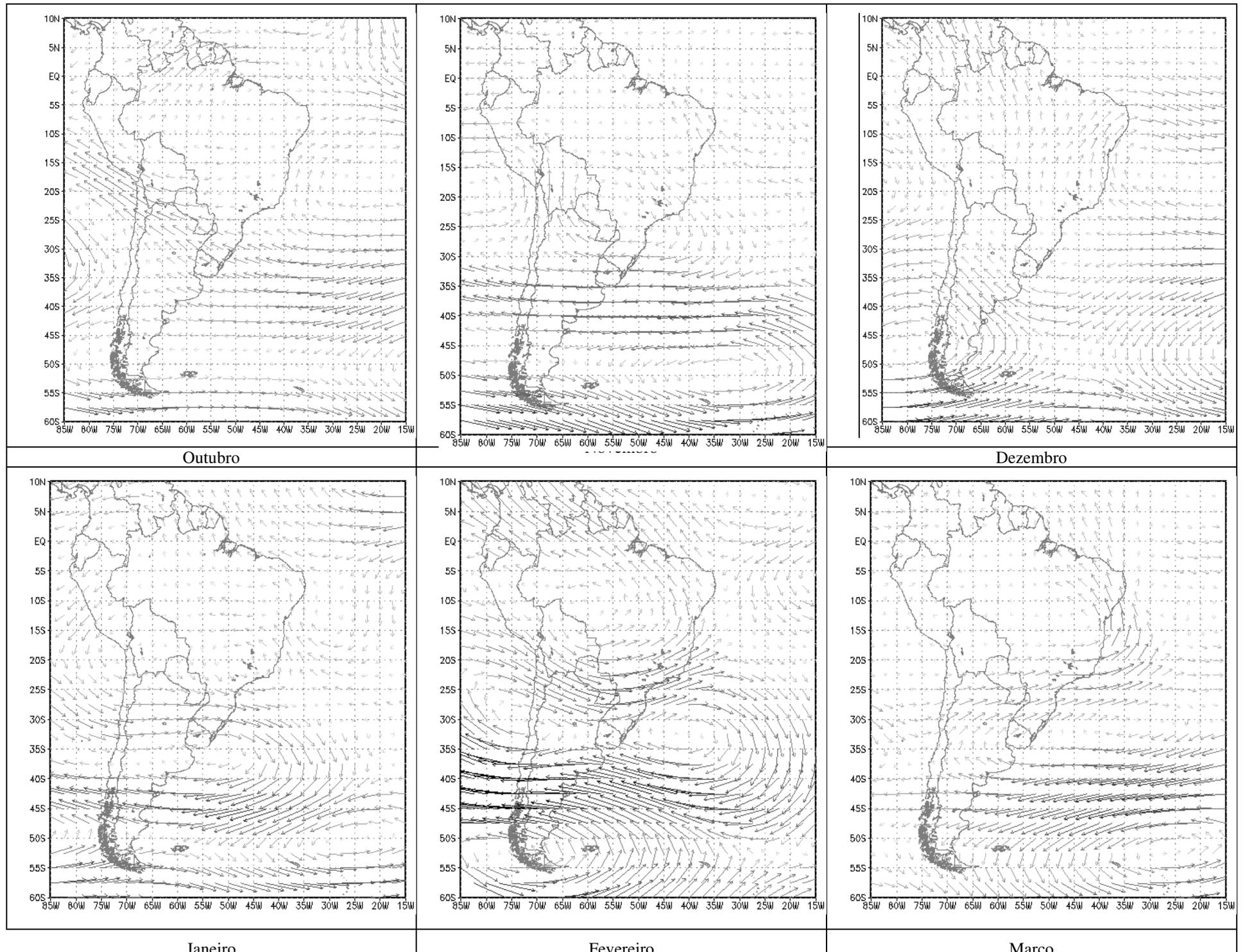
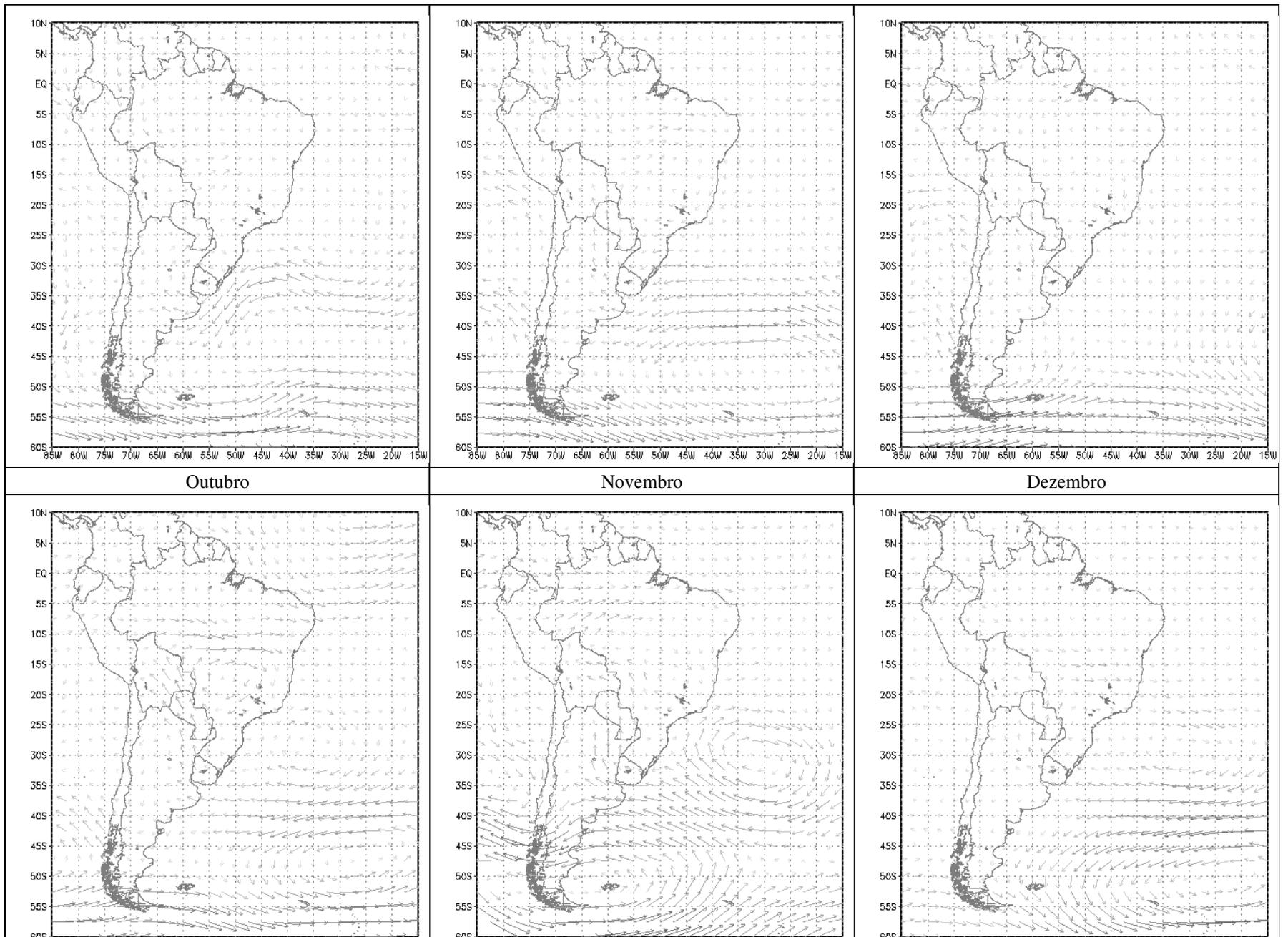


Figura 9 Anomalias mensais do vento em 200hPa para SAMI alto



Monthly anomalies of Precipitable Water and Winds at 200 and 850hPa during the South American monsoon (Março)

Figura 10 Anomalias mensais do vento em 850m e para SAM alto.

Figura 11. Comportamento médio mensal da do vento de altos níveis (200hPa) em meses com comportamento anômalo do SAM.



Vel. Vento (m.s-1)

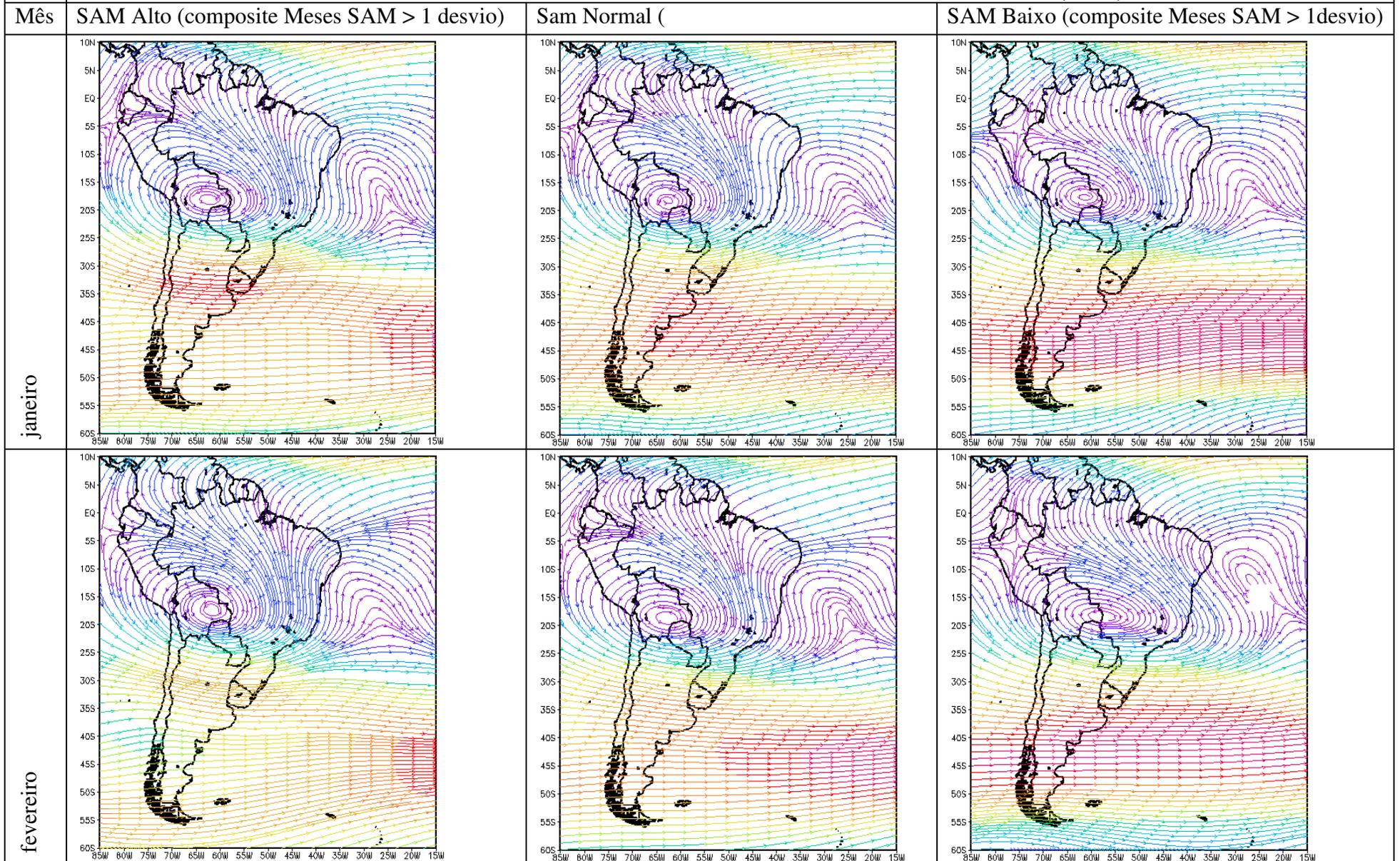
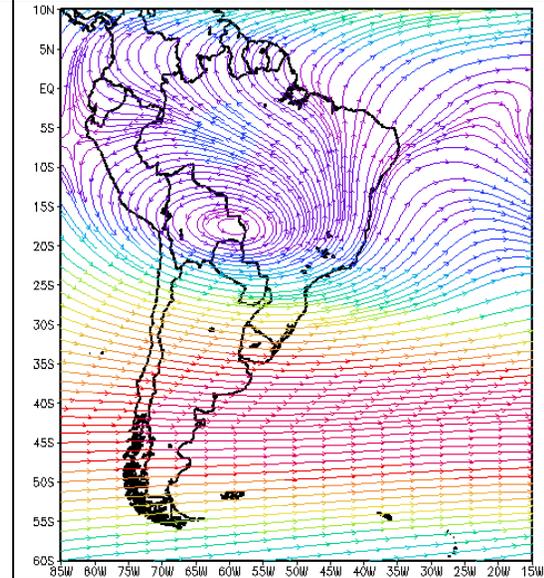
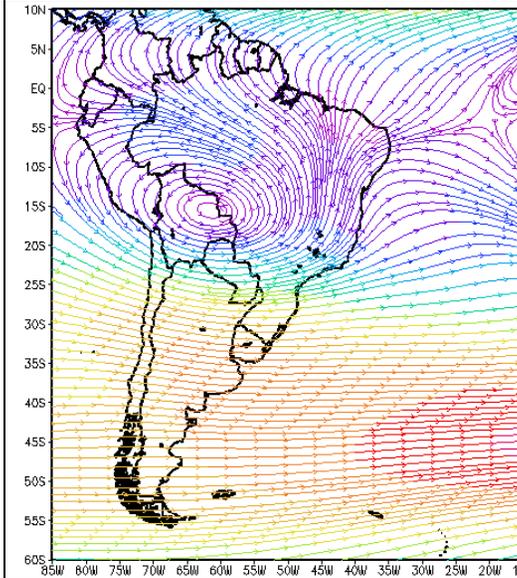
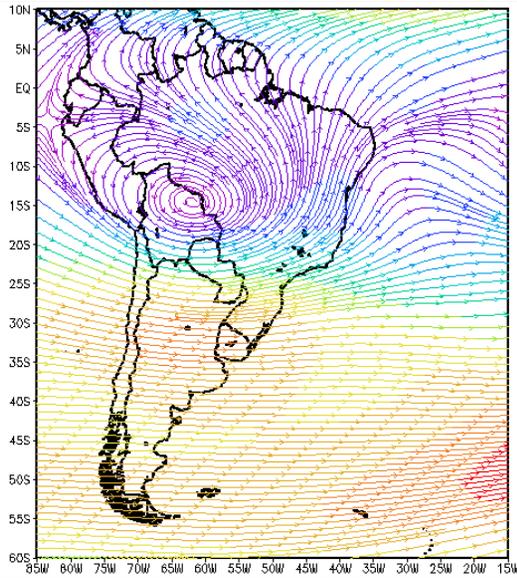


Figura 11. Comportamento médio mensal da do vento de altos níveis (200hPa) em meses com comportamento anômalo do SAM.



Março



Abril

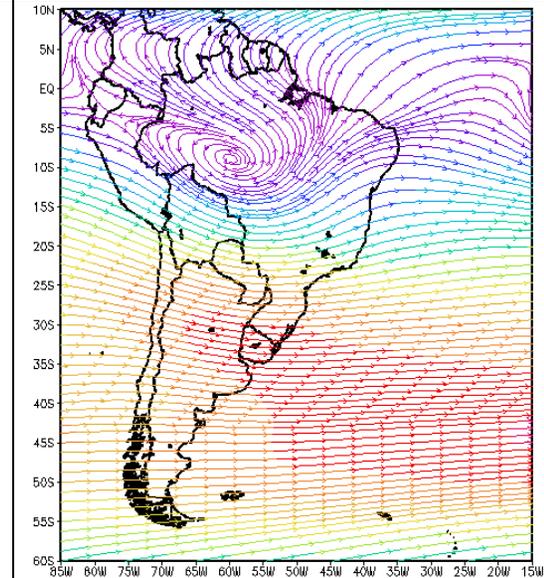
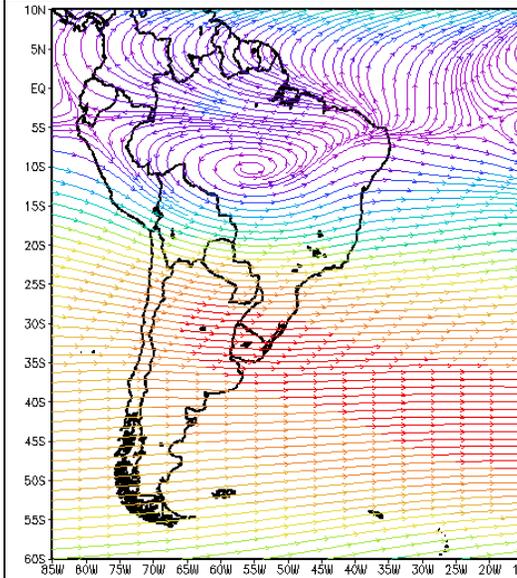
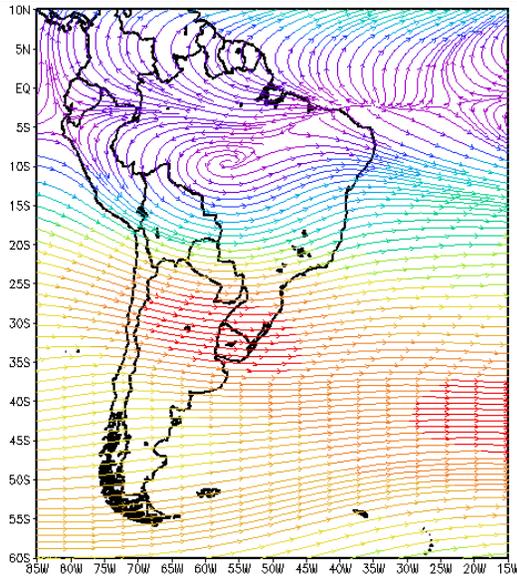
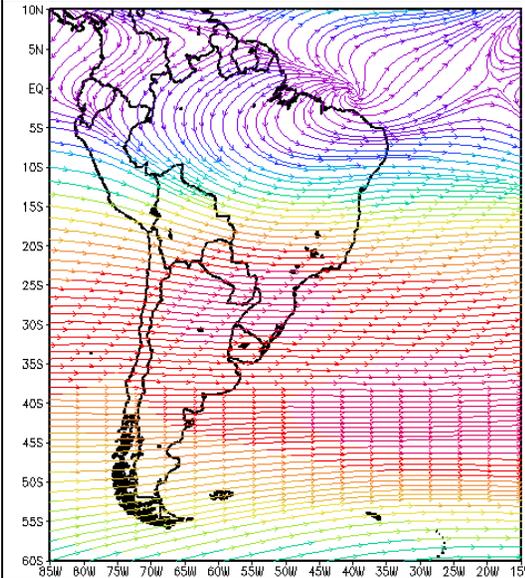
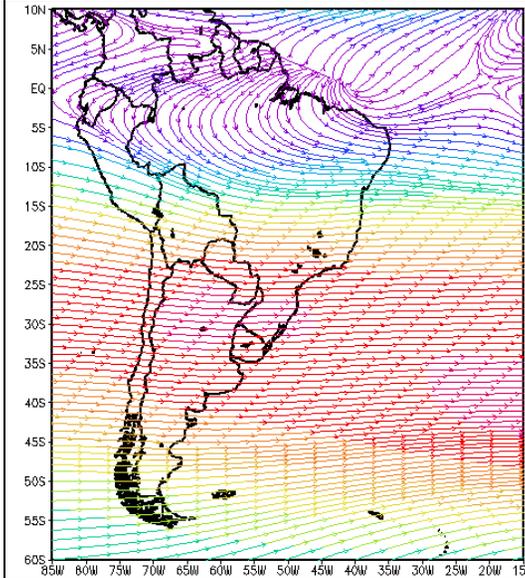
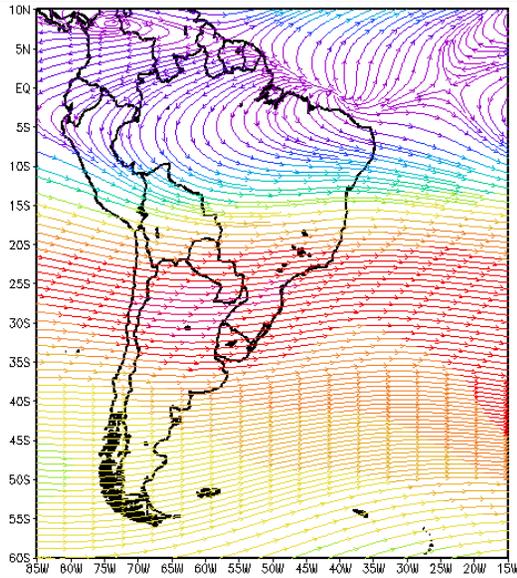


Figura 11. Comportamento médio mensal da do vento de altos níveis (200hPa) em meses com comportamento anômalo do SAM.



Maio



Junho

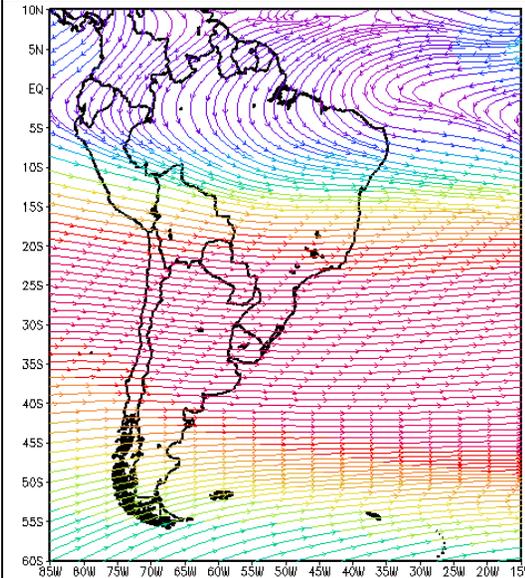
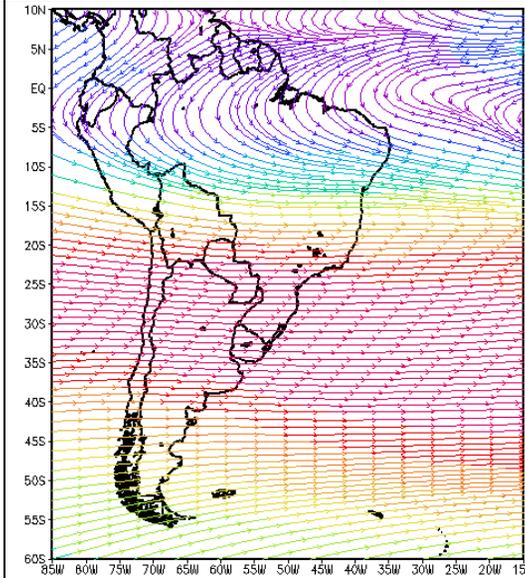
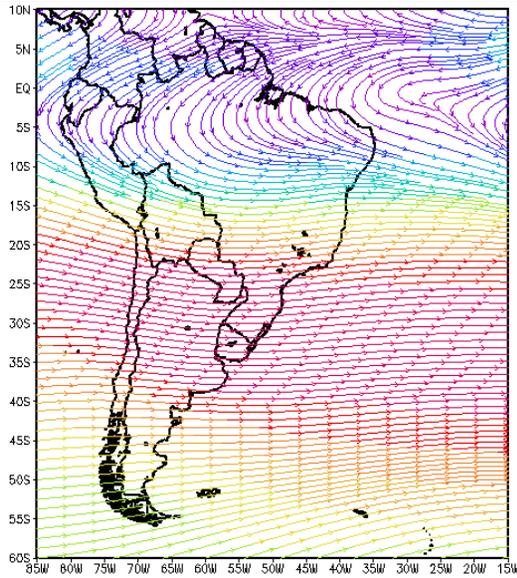
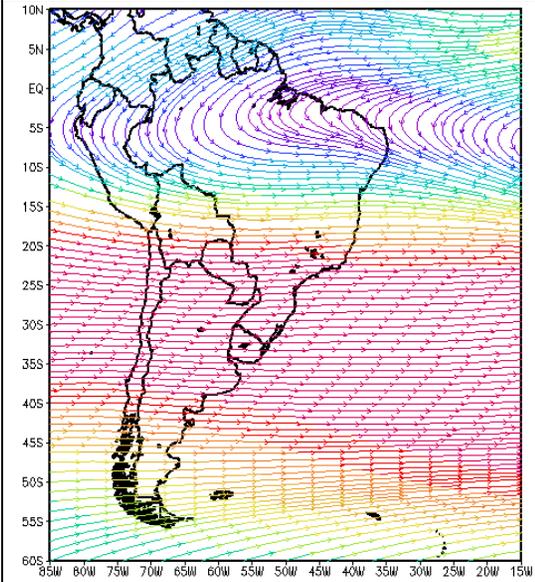
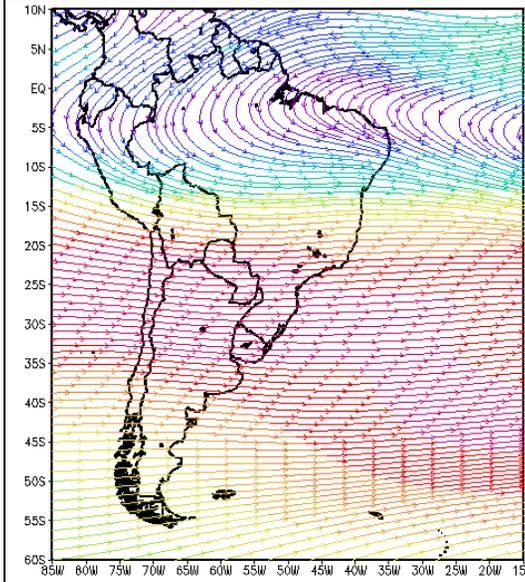
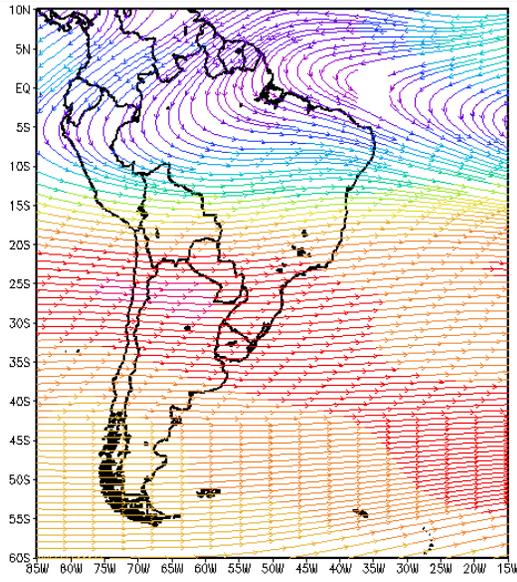


Figura 11. Comportamento médio mensal da do vento de altos níveis (200hPa) em meses com comportamento anômalo do SAM.



Julio



Agosto

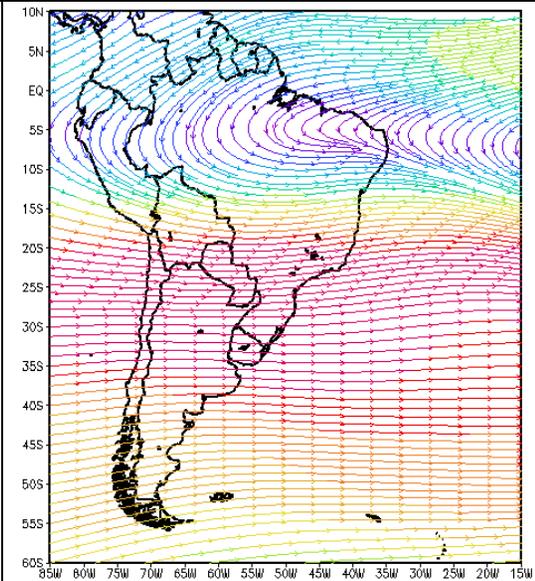
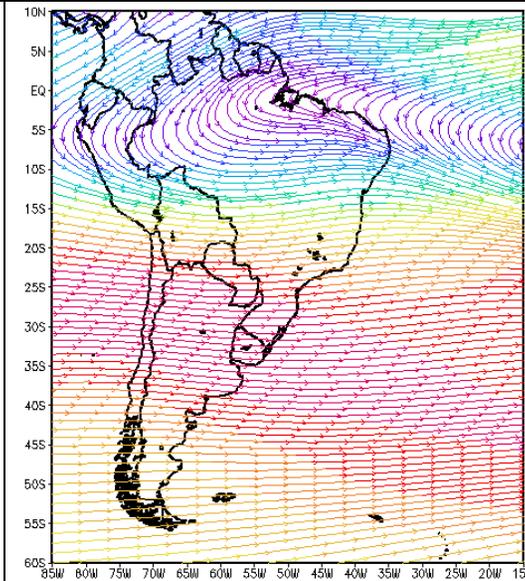
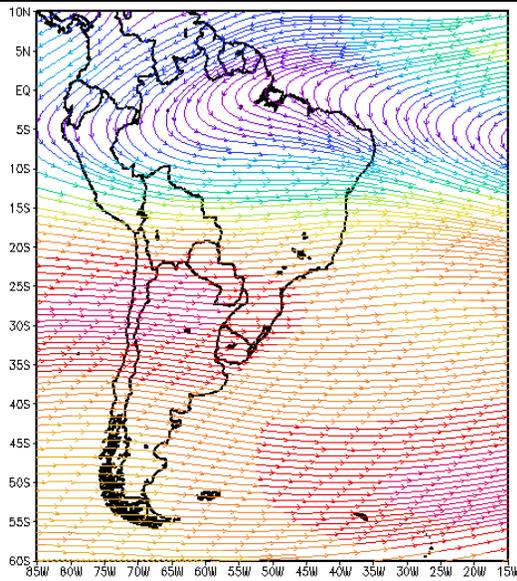
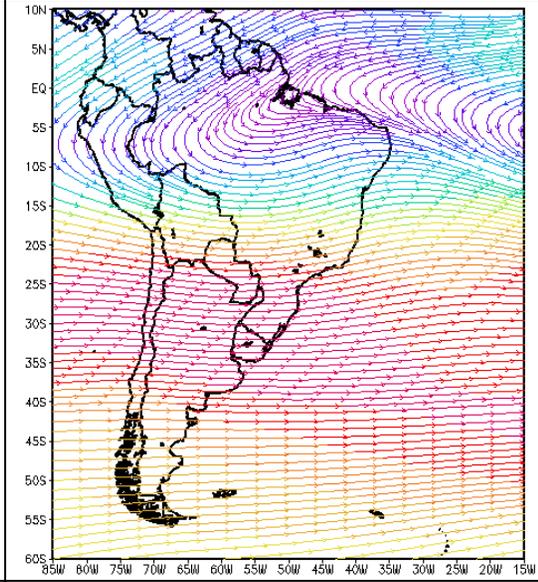
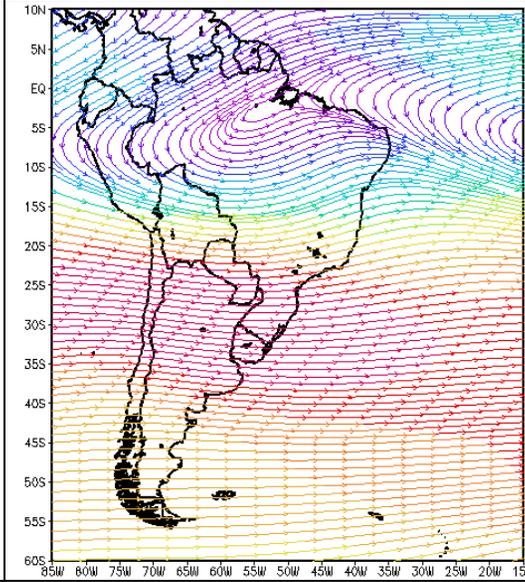
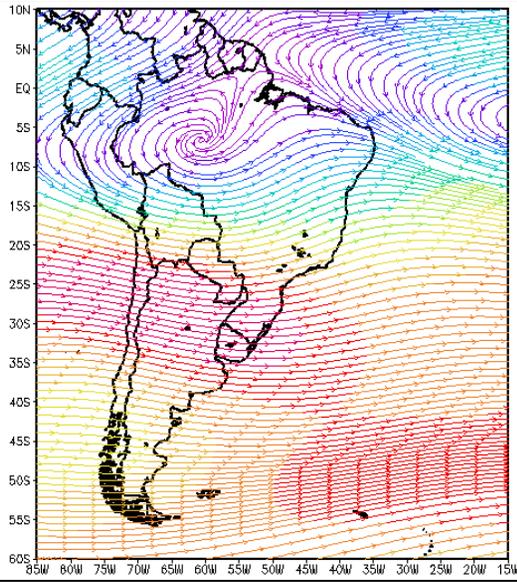


Figura 11. Comportamento médio mensal da do vento de altos níveis (200hPa) em meses com comportamento anômalo do SAM.



Setembro



Outubro

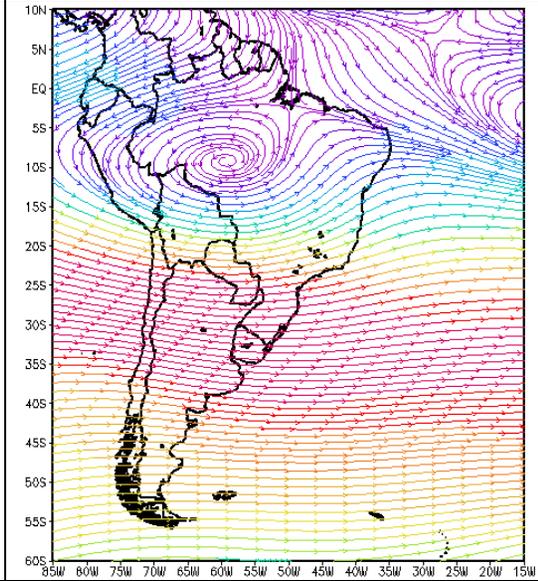
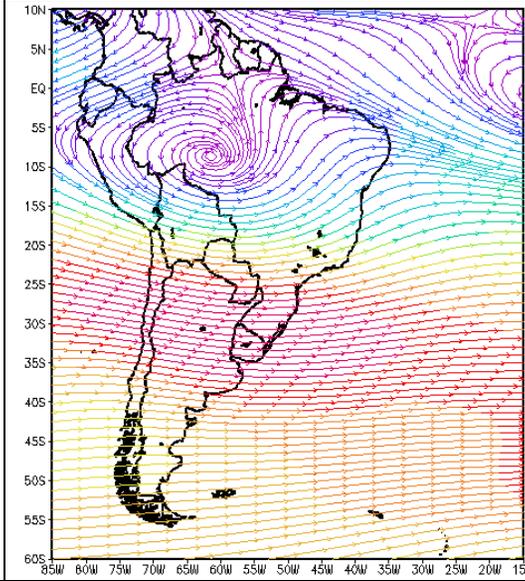
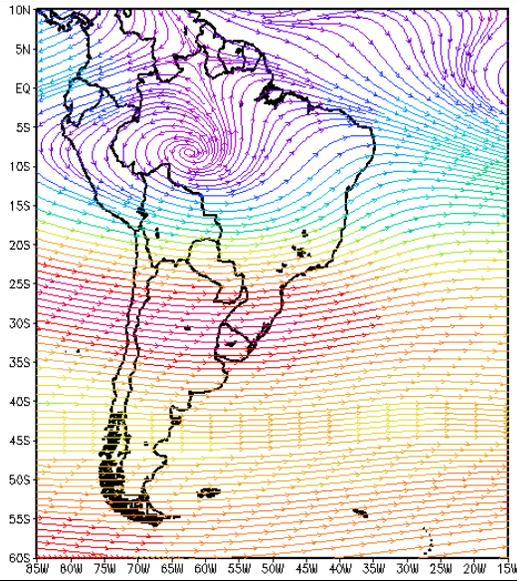
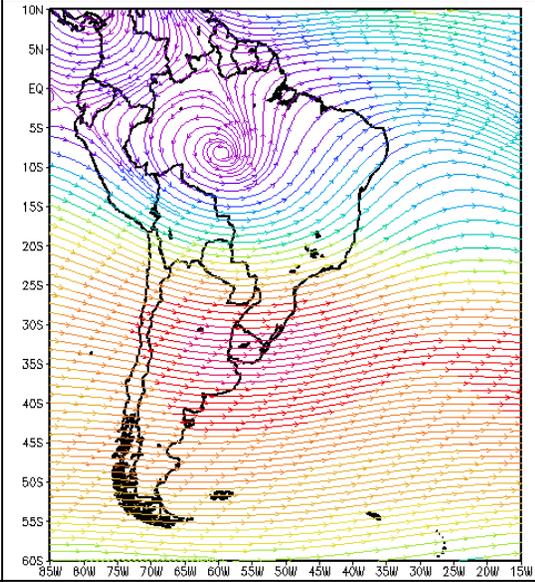
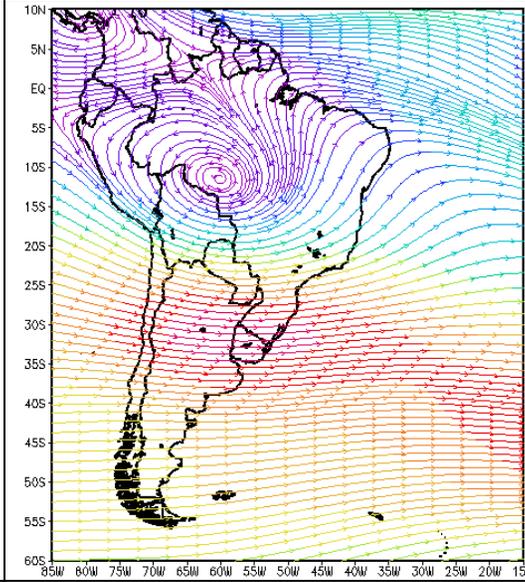
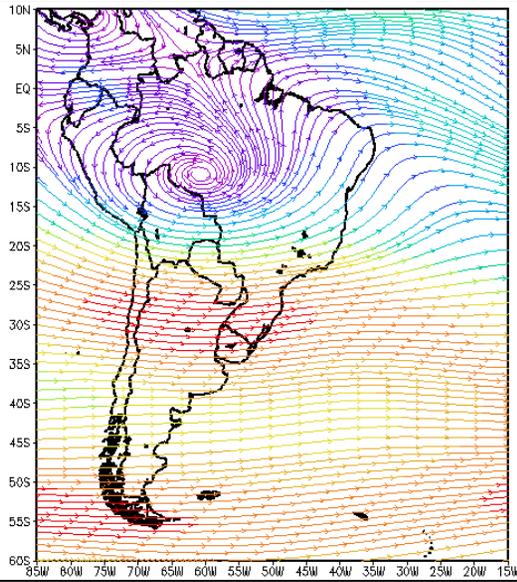


Figura 11. Comportamento médio mensal da do vento de altos níveis (200hPa) em meses com comportamento anômalo do SAM.



Novembro



Dezembro

