UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas

Departamento de Geografia

Programa de Pós Graduação em Geografia Física

Carlos Batista da Silva

Variabilidade Climática nos oceanos e a vazão fluvial no
Pantanal brasileiro

São Paulo

2012

(versão corrigida)

CARLOS BATISTA DA SILVA

Variabilidade climática nos oceanos e a vazão fluvial no
Pantanal Brasileiro

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física da Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade para obtenção do título de Mestre em Geografia Física.

Área de Concentração: Climatologia.

Orientação: Profa. Dra. Maria Elisa Siqueira Silva.

(versão corrigida)

(O exemplar original se encontra disponível no CAPH da FFLCH (Centro de Apoio à Pesquisa Histórica))

Correção dos professores doutores: Dr. Tércio Ambrizzi (IAG/USP), Dr. João Lima Sant'Anna Neto (UNESP/PP) e Dra. Maria Elisa Siqueira Silva (FFLCH/USP) nas seguintes páginas: 35, 52, 83, 96, 97, 99, 103, 104, 106, 112, 115, 125, 127, 133 e 147.

São Paulo
2012

Folha de Aprovação

SILVA, Carlos Batista (2012). **Variabilidade climática nos oceanos e a vazão fluvial no Pantanal Brasileiro**. Dissertação apresentada à Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo (*campus* São Paulo) para obtenção do título de Mestre em Climatologia.

Aprovado em: ____/____/____.

Banca Examinadora

Profa. Dra. Maria Elisa Siqueira Silva (*Orientadora*)

Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas (FFLCH/USP)
Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Tércio Ambrizzi

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG/USP)
Universidade de São Paulo

Prof. Dr. João Lima Sant'Anna Neto

Faculdade de Ciência e Tecnologia de Presidente Prudente (FCT/UNESP)
Universidade Estadual Paulista

Ao meu amado e saudoso pai Sr. Anfilofio Batista (*in memória*);

À minha amada mãe D. Cleonice Batista; e

Aos meus amados irmãos Marcos Batista, Lailton Batista e Suzete Batista,
e agora ao meu sobrinho Felipe

À amiga e mestre meteorologista da Universidade de São Paulo: Profa. Maria Elisa Siqueira Silva;

Ao amigo e mestre geógrafo da UNESP de Presidente Prudente: Prof. João Lima Sant'Anna Neto; e

Ao amigo e mestre Engenheiro Cartógrafo da UNESP de Presidente Prudente: Prof. José Tadeu Garcia Tommaselli

AGRADECIMENTOS

Agradeço a DEUS por todos os momentos de força, luta e por ter proporcionado a oportunidade (com saúde e força de vontade) de realizar este trabalho;

Agradeço a meu eterno pai por ter ensinado que a vida é feita de desafios, conquistas, derrotas e principalmente de sonhos. Lembro-me de suas palavras sempre “Estude meu filho!” seguido de seu sorriso. Este trabalho é p’ro senhor PAI (saudades eternas)!!!;

Agradeço a minha mãe e aos meus irmãos Marcos (gordo), Ito, Suzy (Fofinha e seu *baby* – saímos da primeira geração, kkkk) pelos momentos de carinho, alegria, compreensão e ajuda em todos os momentos de dificuldades. Agradeço ao Dickson (cão) por todas as bermudas e camisetas rasgadas!!! Kkkk. Agradeço aos meus cunhados Fábio (vamos treinando p’ra próxima São Silvestre) e Gê (cozinheira que só Deus pra ter dado um dom tão especial)... Adoro vcs!!!

Agradeço a Fabi por todos os momentos de carinho e amizade ao longo de nossas trajetórias!!! Agradeço, também, aos gentis: sr. Carlos, D. Branda, Vanessa, Nathy, André e Ricardo (coto)

Agradeço, eternamente, a PROFESSORA Maria Elisa Siqueira Silva por toda a paciência do mundo e aos ensinamentos de novas ferramentas (GRADS, FORTRAN, R e um montueiro de técnicas estatísticas). Sou muito grato por ter acreditado em meu trabalho, por ter indicado ótimas disciplinas e excepcionais leituras e por ter sido sempre tão profissional.

Agradeço aos meus amigos de graduação (lá do tempo da UNESP de Presidente Prudente): Ricardo Lante, Eden Carli, Rafael Bispo, Fred Gambardella, Daiani Vieira, Elias Coimbra, Saulo Ikuta, Kleber Leandro, Marcos Ruivo, Aduino Rodrigues, Márcia Obici, Isabel Molina, Cintia Minaki, Eduardo Castilho, Rafael (bode), João Paulo, Iuri, e Gabriel Beraldo;

Agradeço aos meus ex-companheiros e amigos de laboratório da UNESP: Newton Brigatti, Roberval, Ângela Cristina, Flávio Feltrin, Gabriela Pinheiro, Téo e Bruninha;

Agradeço aos amigos da UNESP: João Lima Sant’Anna Neto e Tadeu Tommaselli.

Agradeço aos meus ex-professores da UNESP: Margarete Amorim, João Osvaldo e aos saudosos e gentis professores Arthur Witacker e Godoy por terem colaborado com a minha formação;

Agradeço aos amigos e colegas de trabalho: Claudio, Elena, Doro, Fernanda, Joilson, Edvan, Ângelo, Valéria e Walker (cubanitas), Marta, Amil, Tiago, Jocelino, Márcio, João Cristino, Robertinho e André.

Agradeço aos meus amigos pessoais de décadas (e alguns mais novos): Jean Barreto (Jam), Ronaldo Petrelli (Roni) e Patricia Tavares (Patita), Rafael Viana, Paulinho (pouco conhecido como Cícero), Edvaldo (eu sou o homem-aranha) valeu pelos momentos de bagunça!!! À Lady, Eduardo, Sr. Damião e Dona Cida, Erika, Fabi e agora ao novato Rauzito.

Agradeço todos os amigos do laboratório da USP pelos ensinamentos, ajudar e por, principalmente, terem me agüentado durante todos estes anos. Giovana Luz, obrigado pelas dicas no GRADS. Priscilla Ikefutti, eu sei que desde a época de Prudente você anda me perseguindo!!! Kkkk, Karine Miriele, fique calma e pense no azul!!! Kkkk..., a Elaine por te me ajudado muito durante o início no laboratório e a Livia Dutra do IAG por toda ajuda prestada.

E, por fim, gostaria de agradecer ao professor do IAG/USP Tércio Ambrizzi pela a disciplina de variabilidade e baixa frequência (IAG), sugestões no exame de qualificação e por ter sido sempre tão gentil e compreensivo para com nossas dúvidas. Também, gostaria de agradecer, enormemente, a professora Lígia Barrozo pelas sugestões durante o exame de qualificação...

OBRIGADO A TODOS!!!

SILVA, Carlos Batista. **VARIABILIDADE CLIMÁTICA NOS OCEANOS E A VAZÃO FLUVIAL NO PANTANAL BRASILEIRO**. (2012). Dissertação (Mestrado). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. Universidade de São Paulo (132p).

RESUMO: O objetivo do presente estudo foi avaliar a associação temporal entre a vazão de rios do Pantanal brasileiro com as informações sobre a temperatura da superfície do mar (TSM) dos oceanos globais, índices climáticos e precipitação. A motivação que conduziu esta investigação esteve atrelada aos conhecimentos teóricos trazidos pelas contribuições de Walker (1924 e 1928), Walker e Bliss (1932), Bjerknes (1969), Trop (1965), Hoskins e Karoly (1981), Horel e Wallace (1981), Karoly (1989) e Müller e Ambrizzi (2009) sobre os papéis desempenhados por forçantes oceânicas (aquecimento anômalo das TSM) dentro dos sistemas climáticos. As hipóteses norteadoras para a realização deste trabalho foram de que algumas regiões específicas de TSM dos oceanos, assim como padrões climáticos estabelecidos a partir de alguns índices seriam capazes de influenciar o comportamento fluvial de rios no centro da América do Sul. A partir de levantadas estas hipóteses foram realizadas uma série de cálculos de correlação entre as vazões do rio Miranda e (média regional) do Pantanal, com as séries de dados de TSM, índices climáticos e precipitação. Os testes de correlação foram importantes para a identificação geral de quais áreas de TSM e índices climáticos tinham mais associação estatística com as duas séries de vazões utilizadas. Os primeiros resultados dos testes de correlação em *lag* entre TSM dos oceanos globais e as vazões dos postos regional do Pantanal e do rio Miranda permitiram a identificação de muito mais áreas de TSM sobre o oceano Pacífico do que sobre o oceano Atlântico. Além deste fato, os mapas de correlação em *lags* temporais, demonstraram valores de correlação mais estáveis com até quatro meses de defasagens de TSM com relação às duas séries de vazões. A partir deste *lag* de defasagem, os sinais de correlação começaram a sofrer diminuições significativas dentro das bacias dos oceanos Atlântico e Pacífico para ambas as séries de vazão. Outro padrão de correlação observado, exclusivamente, para a série do posto de vazão do rio Miranda, foi o aparecimento de anomalias negativas dentro da bacia do Índico tropical e subtropical a partir dos *lags* seis e sete e, sua intensificação quanto mais defasada os tempos. Além destes padrões de anomalias, os resultados entre TSM e vazão dos rios evidenciaram que, possivelmente, o oceano Atlântico (norte e sul) influencia a vazão dos rios do centro da América do Sul dentro de uma escala interdecadal (sobretudo as regiões dos extratropicos) e o oceano Pacífico exerce suas influências dentro de uma escala inter-anual (sobretudo as regiões tropicais e subtropicais). Além destas constatações, desconfia-se que a bacia norte subtropical do Pacífico, também, exerça forças dentro de uma escala decadal, porém atreladas a própria variabilidade da Oscilação Decadal do Pacífico (PDO). Outro padrão encontrado entre as correlações de TSM dos oceanos e os dados de vazões foi a do padrão de anomalias *horseshoes* dentro da bacia do Pacífico Tropical, o que sugere grandes influências da faixa tropical do Pacífico, além de reforçar a hipótese de que esta região condiciona uma variabilidade inter-anual, nas vazões dos rios do centro da América do Sul. Além destas observações iniciais, os resultados de correlações entre índices climáticos (PDO, SAM, NAO, SOI e as regiões de Niños1+2, 3, 3+4 e 4) e vazões dos rios evidenciaram relações estatísticas bem distintas em todo o Pantanal. Os resultados mostraram que o índice da região de Niño1+2, estatisticamente, se correlaciona com áreas do Pantanal de forma bem homogênea, diferentemente, dos demais índices que têm regiões exclusivas de correlação estatística. Os resultados das correlações da PDO, estatisticamente, mostram uma quase influência em toda a área de estudo, exceto a porção ao sul. Os resultados das correlações do índice SOI e a região de Niño3, 4, estatisticamente, aparecem mais fortes dentro das porções centrais e norte da área de estudo. Já a SAM, apresentou valores de significância estatística de correlação, somente, na porção sul e a NAO apenas com a região nordeste do Pantanal. Já as áreas de Niño3 e (Niño4) apresentaram valores de significância estatística mais relevante com as áreas centrais (centrais e nordeste) do Pantanal. A realização dos cálculos de correlação possibilitou a identificação de um conjunto de variáveis independentes que, estatisticamente, se apresentaram com maiores dependências nos estudos de modelagem da vazão. A partir destas observações, estas variáveis independentes serviram como dados para os modelos de regressão linear múltipla para a realização da simulação e previsão da vazão no Pantanal. O modelo de simulação selecionou os dados de TSM das regiões:

Equatorial Sul (região do Niño1+2, próximo a costa oeste do continente sul-americano), a região do Pacífico Norte (golfo do Alaska), a região Equatorial do Pacífico (região leste da costa da Ásia), região extratropical central do Pacífico Sul, a região do Atlântico Tropical Norte (próximo a costa oeste da Mauritânia e Marrocos, na África) e a região extratropical do Atlântico Norte (próxima a baixa da Islândia). Os índices climáticos selecionados foram: o Modo Anular Sul (SAM), o Índice da Oscilação Sul (IOS), o Índice da Oscilação do Atlântico Norte e os índices das regiões de Niños4, 1+2 e 3+4, da bacia do Pacífico Equatorial. A seleção destas variáveis foi capaz de explicar 99.1% (95.5%) da variância total das vazões média regional do Pantanal (rio Miranda). Já o modelo de previsão conseguiu identificar as seguintes variáveis independentes: Pacífico Equatorial (região de Niño 1+2 e de Niño 3+4), Pacífico Norte subtropical (golfo do Alaska), Atlântico Norte tropical (Açores), Atlântico Norte extratropical (Islândia) e o Pacífico Central Sul extratropical. Estas variáveis, estatisticamente, para o modelo de previsão conseguem antever a vazão com até três meses de antecedência e conseguiu explicar, aproximadamente, 57% da variância total da vazão média regional do Pantanal. Além disso, os testes de validação do modelo de previsão se apresentaram com valores baixos de erros, apenas 31.7%. Os resultados do R^2 e da margem de erro do modelo de previsão mostraram que, estatisticamente, o modelo mensal de previsão é bem relevante o que se mostra, estatisticamente, bastante útil em pesquisas de previsão da vazão. Após todo este arcabouço estatístico descrito em metodologia e resultados acima, o trabalho foi analisando a partir de um ponto de vista da dinâmica da atmosfera. A primeira análise com um viés um pouco mais dinâmico foi a dos padrões atmosféricos: vorticidade e divergência (250 e 850 mb), escoamento em 850 hPa e velocidade vertical (500 e 850 mb). A segunda análise com este viés foi realizada a partir dos estudos das anomalias de função de corrente (ψ) em 250 mb. O padrão atmosférico anômalo associado aos sub-períodos da vazão apresentaram anomalias negativas e positivas. O comportamento destas anomalias da vazão foi associado aos campos atmosféricos. Os resultados destes campos mostraram que a variabilidade atmosférica é determinante às anomalias observadas da vazão. Já as análises de função de corrente (ψ) em 250 mb foram realizadas para períodos específicos, marcados pela existência de anomalias de TSM positivas, negativas e neutra e tiveram, exclusivamente, o objetivo de identificar se as anomalias de TSM (em períodos específicos) seriam capazes de se comportar como forçantes térmicas e promover propagações de ondas de Rossby capazes de modificar os campos atmosféricos e, indiretamente, interferir na variabilidade atmosférica e fluvial do centro da América do Sul. Todos os períodos de escolha das TSM e das análises das anomalias de função de corrente (ψ) foram coincidentes com as fases de anomalias positivas e negativas da vazão. Os resultados obtidos a partir destas análises mostraram que as áreas tropicais oceânicas são geradoras de perturbações atmosféricas que se propagam em direção aos subtrópicos e podem, possivelmente, gerar modificações dentro dos padrões atmosféricos. Além disso, os resultados mostraram que pode haver a interferência de uma ou mais forçantes que interferem em conjunto e são capazes de alterar as propagações de ondas de Rossby já existentes. Por fim, acredita-se que as grandes contribuições desta pesquisa tenha sido o fato de ter identificado as, possíveis, variáveis independentes (regiões de TSM e índices climáticos) que mais conseguem exercer influência na variabilidade fluvial dos rios do Pantanal Brasileiro.

PALAVRA-CHAVE: Variabilidade climática dos oceanos, vazão dos rios do Pantanal, propagação de ondas de Rossby, Pantanal

SILVA, Carlos Batista. **OCEANS AND CLIMATE VARIABILITY IN THE RIVER FLOW IN BRAZILIAN PANTANAL.** (2012). (master degree). University of Sao Paulo. University of Sao Paulo (132p).

ABSTRACT: The aim of this study was to evaluate the temporal association between the flow of rivers of the Brazilian Pantanal with information about sea surface temperature (SST) in the global oceans, precipitation and climate index. The motivation that led this research was linked to theoretical knowledge brought by the contributions of Walker (1924 and 1928), Walker and Bliss (1932), Bjerknes (1969), Trop (1965), Hoskins and Karoly (1981), Horel and Wallace (1981), Karoly (1989) and Müller and Ambrizzi (2009) on the roles played by oceanic forcings (anomalous warming of SST) in the climate system. The guiding hypothesis for this study was that specific regions of SST oceans, as well as weather patterns established from some index would be able to influence the behavior of river outflows in the center of South America. On the other hand these hypotheses made a series of calculations of correlation between the flow of the river and Miranda (regional average) of the Pantanal, with the series of SST, precipitation and climate index. Correlation tests were important to identify areas where SST and climate index had more statistical association with the two sets of river outflows used. The first test results of the lag correlation between SST in the global oceans and rivers outflow of the regional stations of the Pantanal and the Miranda allowed the identification of more areas of SST over the Pacific Ocean than the Atlantic ocean. On the other hand, correlation maps for temporal lags showed correlation values more stable with up to four months of lags of SST with respect to two sets of river outflows. Here, the correlation signals began to have significant decreases in the basins of the Atlantic and Pacific oceans for both series of river outflow. Another pattern of correlation observed exclusively for the series of river flow station Miranda was the appearance of negative anomalies in the basin of the tropical and subtropical Indian Ocean from six to seven months of delay. That is the intensification is more delay. Results between SST and river flows showed that possibly the Atlantic Ocean (north and south) influences the river flows from the center of South America on a scale interdecadal (mainly the regions of the extratropics) and the Pacific Ocean exerts its influence within an inter-annual scale (mainly tropical and subtropical regions). On the other hand, suspects that the subtropical North Pacific basin also exert forces in a decadal scale, however linked the variability of the Pacific Decadal Oscillation (PDO). Another pattern found correlations between SST and ocean data river outflows was the pattern of anomalies horseshoes in the tropical Pacific basin, which suggests more influences in the tropical zone of the Pacific, and reinforce the hypothesis that this region affects an inter-annual variability in river flows from the center of South America. Furthermore, the results of correlations between climate index (PDO, SAM, NAO, and SOI regions Niños1 +2, 3, 3.4 and 4) and river flows showed distinct statistical relationships in the Pantanal. The results showed that the index of the region Niño1 +2 statistically correlates with areas of the Pantanal is homogeneous, in contrast, the other indexes that have only a regions of statistical correlation. The results of the correlations of the PDO, statistically, show an influence on the almost the entire study area, except the south portion. The results of the correlations of the index and the SOI region Niño3.4, statistically, appear stronger in the central and northern portions. The SAM values were statistically significant correlation only in the southern portion and the NAO only northeastern Pantanal. Areas of Niño3 and (Niño4) showed statistical significance values more relevant to the central areas (central and northeast) of the Pantanal. The achievement of the correlation calculations allowed the identification of a set of independent variables that statistically, if presented with more dependencies in modeling studies of river outflow.

From these observations, this data served as independent variables for multiple linear regression models to make the simulation and prediction of river outflow in the Pantanal. The simulation model selected the SST regions: the South Equatorial (Niño1+2 region, near the west coast of South

America), the North Pacific (Gulf of Alaska), the Equatorial Pacific region (eastern region coast of Asia), extratropical central region of the South Pacific, Tropical North Atlantic region (near the west coast of Mauritania and Morocco, Africa) region and the extratropical North Atlantic (near low Iceland). The climate indexes selected were: the Southern Annular Mode (SAM), the Southern Oscillation Index (SOI), the index of the North Atlantic Oscillation and the regions of Niños4, 1 +2 and 3.4, equatorial Pacific. The selection of these variables could explain 99.1% (95.5%) of the total variance of the regional average river outflow of the Pantanal (Rio Miranda). The model prediction was able to identify the following independent variables: the equatorial Pacific (Niño 1 +2 region and Niño 3 +4), subtropical North Pacific (Gulf of Alaska) tropical North Atlantic (Azores), extratropical North Atlantic (Iceland) and the Central South Pacific extratropical. These variables, statistically, were able to explain approximately 57% of the total variance of the regional average river outflow of Pantanal. Furthermore, the validation tests of the prediction model is able to present error of the only 31.7%. The results of R^2 and the margin of error of the prediction model showed that, statistically, the model monthly prediction is relevant as shown, statistically, very useful in research to predict the river outflow. After all this statistical framework methodology and results described above, was analyzing the dynamics of the atmosphere. The first most dynamic analysis was the weather patterns of vorticity and divergence (250 and 850 mb), the low level jet (850 mb) and vertical velocity (500 and 850 mb). The second analysis was based on studies of anomalous stream function (ψ) at 250 mb. The anomalous atmospheric patterns associated with subperiods of the river outflow showed positive and negative anomalies. The behavior of these anomalies was associated with atmospheric fields. The results of these fields showed that the atmospheric variability is crucial to the river outflow anomalies observed. Analyzes of stream function (ψ) at 250 mb were performed for specific periods, marked by the existence of positive SST anomalies, negative and neutral and had, exclusively, aimed of the identify if the SST anomalies (in particular periods) would be able to behave as thermal forcing and promote propagation of Rossby waves, that could modify the atmospheric fields and indirectly affect the atmospheric variability and river outflow from the center of South America. All periods of choice and analysis of SST anomalies in stream function (ψ) were coincident with the phases of positive and negative anomalies of the river outflow. The results from these analyzes showed that the tropical ocean areas are generating atmospheric disturbances that if propagated towards the subtropics and can possibly generate changes in the weather patterns. Furthermore, the results showed that may have interfered one or more forces that interfering together and are able to alter the propagation of waves Rossby. Finally, we believed that more contributions of this research was the fact that we identified them, possible independent variables (regions of SST and climate indices) that can exert more influence in the variability of river outflows of the Brazilian Pantanal.

Keys-words: Variability climate and oceans, river flow, propagation of Rossby waves, Pantanal

Lista de Figuras

Figura 1. Campo da perturbação da altura geopotencial em 300 hPa, no hemisfério norte, forçado por cadeias orográficas.....	20
Figura 2. Diagrama conceitual sobre os mecanismos físicos que podem favorecer a ocorrência da alta frequência de geadas generalizadas sobre o oeste dos Pampas Argentinos.....	22
Figura 3. Ilustração esquemática do padrão hipotético de anomalias de altura geopotencial (linhas sólidas) durante o inverno no HN, durante episódios de aquecimento da TSM no Pacífico Tropical.....	24
Figura 4. Ilustração esquemática do padrão de anomalias de altura geopotencial na alta troposfera sobre o Oceano Pacífico durante (a) o período de desenvolvimento de um evento de El Niño no inverno do HS (JJA) e (b) estágio de desenvolvimento de um evento de El Niño no verão do HS (DJF)	25
Figura 5. Análise de componentes principais (ACP) da altura geopotencial (mgp) em 200 hPa.....	28
Figura 6. (a) Compósito da diferença de chuva entre as fases (+) e (-) dos eventos de PSA1	29
Figura 7. Padrão espacial da média anual de anomalias de pressão ao nível do mar (PNM) associadas à ocorrência de eventos positivos (Niño).....	34
Figura 8. Variabilidade do período histórico do Índice de Oscilação Sul (IOS)	34
Figura 9. Anomalias de TSM e pressão das fases da PDO	37
Figura 10. Os intervalos decadais a multidecadais da PDO	37
Figura 11. Reconstrução dos dados de PDO (1600-1990) baseado em análises paleológicas de anéis de árvores	38
Figura 12. Espectro de potência de ondeletas para a PDO e ENSO	40
Figura 13. Fases da Oscilação do Atlântico Norte.	41
Figura 14. Variabilidade fluviométrica dos rios Paraná, Paraguai, Uruguai e Negro (Argentina)	50
Figura 15. Anomalias de TSM média observada nos eventos de El Niño no Pacífico tropical durante o verão	52
Figura 16. Anomalias da função de corrente (m^2s^{-1}) durante o período de DJF e traçado dos raios de propagação para diferentes números de ondas dos eventos de El Niño	53
Figura 17. Localização do Pantanal Brasileiro	55
Figura 18. Representação do relevo em abóboda do Pantanal	56
Figura 19. Perfil traçado no sentido noroeste-sudeste no planalto do Maracaju-Campo Grande	57
Figura 20. Perfil topográfico da Província Serrana traçado no sentido nordeste-sudoeste	59
Figura 21. Perfil da Serra de Santa Bárbara traçado no sentido sudeste (depressão do alto Paraguai) noroeste	59
Figura 22. Perfil do Planalto dos Parecis, traçado no sentido noroeste-sudeste	59
Figura 23. Perfil traçado no sentido oeste-leste sobre o planalto dos Guimarães	60
Figura 24. Perfil do relevo traçado no sentido oeste-leste do planalto Taquari-Itiquira	60
Figura 25. Perfil traçado no sentido noroeste-sudeste sobre o planalto do Maracaju-Campo Grande	61
Figura 26. Perfil traçado no sentido leste oeste sobre o Planalto da Bodoquena pegando a presença de um representante do relevo de <i>inselberg</i> e de áreas entalhadas pelos cursos d'água	61
Figura 27. Perfil traçado no sentido norte-sul sobre o relevo residual das Morrarias do Urucum-Amolar.	61
Figura 28. Perfil traçado no sentido norte sul sobre a depressão do alto Paraguai	62
Figura 29. Perfil traçado no sentido sudoeste-nordeste dentro da depressão Cuiabana	62
Figura 30. Representação da planície aluvial do Pantanal Brasileiro. Perfil traçado de leste-oeste	63
Figura 31. Localização das sub-unidades hidrográficas da região do Pantanal Brasileiro	63
Figura 32. Anomalia anual de TSM (ERSST.v3b) para o segmento temporal de 1880-2010, entre as faixas 60°S e 60°N	66
Figura 33. Localização dos postos de coleta de informação de vazão e hidrografia local	67
Figura 34. Dendograma realizado com base na análise de agrupamento dos dados de vazão para os 10 postos do Pantanal Brasileiro, para o segmento temporal de 1970 a 2003.....	70
Figura 35. Variabilidade dos postos de vazão agrupados dentro do segundo grupo da análise de agrupamento (clusters)	71
Figura 36. Representação esquemática dos períodos e defasagens temporais considerados nos cálculos de coeficiente de correlação linear entre TSM e vazão fluvial.....	76
Figura 37. Correlação linear entre TSM e vazão no Pantanal brasileiro	90
Figura 38. Correlação linear sem defasagem temporal entre a (a) vazão média da região centro-norte do Pantanal e a TSM e, a (b) vazão do rio Miranda e a TSM, para o período de 1970 a 2003, com início da série temporal em janeiro de 1970	91
Figura 39. Correlação linear entre a vazão média regional do Pantanal e a TSM e, entre a vazão do rio Miranda e a TSM, para o período de 1970 a 2003, com início da série temporal de TSM em janeiro e	

início da série de vazão nos meses de (a,b) maio, (c,d) outubro e (e,f) dezembro.....	93
Figura 40. Áreas selecionadas a partir da correlação linear, sem defasagem temporal, entre os dados de TSM e da vazão para a região centro-norte do Pantanal, para o período de 1970 a 2003.....	94
Figura 41. Áreas selecionadas a partir da correlação linear, sem defasagem temporal, entre os dados de TSM e da vazão para a região do rio Miranda para o período de 1970 a 2003	95
Figura 42. Sub-bacias hidrográficas do Pantanal brasileiro que apresentam alta correlação ($r > 0,3$) com os índices climáticos (a) PDO e (b) IOS (áreas hachuradas)	97
Figura 42. índices climáticos (c) NAO e (d) SAM	98
Figura 42. índices climáticos (e) Niño1+2 e (f) Niño3.4.....	99
Figura 42. índices climáticos (g) Niño3 e (h) Niño4	100
Figura 43. Regiões de Niños (Niño1+2, Niño3, Niño3.4, Niño4) na faixa equatorial do Pacífico.....	98
Figura 44. Séries de dados anuais da anomalia da vazão (escala à direita) representada pelo gráfico de linhas e da precipitação (escala à esquerda) representada pelo gráfico de colunas para o centro-norte do Pantanal, para o período de 1970 a 2003. O valor da correlação linear no período está indicado por r1 (99% significância). Neste caso, os dados foram filtrados com média móvel de 12 tempos.....	103
Figura 45. Idem da figura 44 para a série de vazão do rio Miranda	104
Figura 46. Resultados referentes ao Modelo1A, série temporal dos valores anuais de vazão observada e simulada.....	107
Figura 47. Idem à Figura 46, mas para o Modelo2A	108
Figura 48. Idem à Figura 46, com dados suavizados por mm=6 anos, para o Modelo3A	110
Figura 49. Gráficos de dispersão entre a vazão anual e as variáveis oceânicas independentes: pei (Pacífico Sul Equatorial), pni (Pacífico Norte), pn1 (Pacífico Norte Tropical) e ‘at’ (Atlântico Norte Tropical), para o período de 1970 a 2003	111
Figura 50. Idem à Figura 49, mas para variáveis independentes: an (Atlântico Norte extratropical), psi (Pacífico sul extratropical), nao (Oscilação do Atlântico Norte) e soi (Índice de Oscilação Sul).....	111
Figura 51. Idem à Figura 49, mas para as variáveis independentes: SAM (Modo Anular Sul) e regiões dos Niños1+2, 3.4 e 4	111
Figura 51. Exemplo de anomalias de TSM para o primeiro subperíodo de anomalias negativas da vazão (1970 a 1978)	117
Figura 52. Idem na Figura 51 para o segundo subperíodo (1979-1996)	118
Figura 53. Padrões de anomalias TSM predominantes, observados para os primeiro e terceiro subperíodo de anomalia de vazão	119
Figura 54. Padrões de anomalias TSM predominantes, observados para os segundo subperíodo de anomalia de vazão	119
Figura 55. Idem à Figura 46, mas referente ao Modelo1B do posto do rio Miranda. Modelo elaborado sem suavização e com a presença da precipitação	120
Figura 56. Idem à Figura 46, mas para o conjunto de variáveis independentes oceânicas sem precipitação, Modelo2B	121
Figura 57. Idem à Figura 46, com dados suavizados por mm=6 anos e sem a precipitação como variável independente, Modelo3B	122
Figura 58. Idem à Figura 49, mas para variáveis independentes: ‘vazan’ (vazão), ‘as’ (Atlântico Sul extratropical), ‘at’ (Atlântico equatorial), ‘ins’ (Índico extratropical), ‘ps’ (Pacífico Sul extratropical)	123
Figura 59. Idem à Figura 49, mas para variáveis independentes: ‘vazan’ (vazão), ‘psi’ (Pacífico Sul – Sul da Austrália), ‘pdo’ (Oscil. Dec. do Pacífico.), ‘soi’ (Índice de Oscil. Sul), ‘sam’ (Modo Anular Sul) .	123
Figura 60. Idem à Figura 49, mas para variáveis independentes: ‘vazan’ (vazão) e regiões dos Niños1+2, 3.4, 3 e 4	123
Figura 61. Exemplo de anomalias de TSM para o primeiro subperíodo do posto do rio Miranda (1970 a 1973)	131
Figura 62. Exemplo de anomalias de TSM para o sétimo subperíodo do posto do rio Miranda (1994 a 2003)	131
Figura 63. Exemplo de anomalias de TSM para o quarto subperíodo do posto do rio Miranda (1981 a 1985)	132
Figura 64. Exemplo de anomalias de TSM para o sexto subperíodo do posto do rio Miranda (1989 a 1993)	132
Figura 65. Exemplo de anomalias de TSM para o segundo subperíodo de vazão do rio Miranda (1974 a 1977)	133
Figura 66. Exemplo de anomalias de TSM para o terceiro subperíodo da vazão do rio Miranda (1981 a 1985)	134
Figura 67. Exemplo de anomalias de TSM para o quinto subperíodo da vazão do rio Miranda (1981 a 1985)	134

Figura 68. (a) modelo de previsão mensal da vazão centro-norte do Pantanal, para o período de 1970 a 2003, (b) variáveis selecionadas e valores de coeficientes das variáveis independentes selecionadas pelo modelo de previsão mensal da vazão, (c) regiões de TSM selecionadas pelo modelo de previsão mensal da vazão	136
Figura 69. Modelo simulado de anomalias de vazão média do Pantanal	139
Figura 70. Anomalias de TSM 1980. Destaca-se a região F como possível área com forçante térmica.....	141
Figura 71. Anomalia mensal da função de corrente para 250 hPa para (a) janeiro e (b) fevereiro de 1980, período normal em relação a ENOS	143
Figura 72. Anomalia anual de TSM para os anos 1972/73 e 1982/1983 – Episódios de El Niño. As regiões destacadas pelas caixas podem ter o papel propagadoras de ondas de Rossby	144
Figura 73. Anomalia mensal de função de corrente em 250 hPa, em anos com anomalias positivas de TSM no Pacífico Equatorial (anos de El Niño), para (a) setembro/1973 (b) março e (c) dezembro de 1982)	148
Figura 74. Anomalia anual de TSM negativas para os anos de 1973/76 e 1988/1989 – Episódios de La Niña. As regiões destacadas pelas caixas podem ter o papel propagadoras de ondas de Rossby. Composição de anomalias de TSM de janeiro de 1973(1988) a dezembro de 1976(1989).	149
Figura 75. Anomalia de). O valor da função de corrente foi multiplicado por 10^6 . A figura 71a função de corrente (ψ) mensal para 250 mb em anos com anomalias positivas de TSM (La Niña de 1973/76 e 1988/89 representa a ψ de maio para o evento de Niña de 1973/76 e a figura 71b, representa a ψ para o mês de maio do evento de La Niña de 1988/89	152
Figura 76. Modelo hipotético de propagação de ondas de Rossby, induzida a partir de uma anomalia de TSM dentro da bacia do Índico Tropical	154
Figura 77. Mapa de correlação entre TSM e vazão do rio Miranda com defasagem adiante da vazão de 12 meses em relação a TSM	154
Figura 78. (a) variáveis independentes selecionadas pelo modelo de simulação com precipitação e sem suavização, (b) idem da figura 78a para o modelo de simulação sem precipitação e sem suavização, (c) idem da figura 78a para o modelo de simulação sem precipitação e com suavização pela média móvel (6)	155/6
Figura 79. As variáveis independentes oceânicas que influenciam, supostamente, a vazão dos rios do Pantanal	157

Lista de Tabelas

Tabela 1. Descrição dos elementos físicos das sub-bacias da área de estudo	64
Tabela 2. Correlação linear entre os índices climáticos e a vazão mensal nas sub-bacias hidrográficas do Pantanal brasileiro, entre 1970 e 2003	96
Tabela 3. Correlação linear entre índices climáticos e precipitação mensal na região do Pantanal brasileiro, entre 1970 e 2003	101
Tabela 4. Denominações consideradas a cada modelo de simulação e previsão da vazão	106
Tabela 5. Sinal dos campos atmosféricos de anomalia de velocidade vertical (Omega, 500 e 850 hPa), de divergência (250 e 850 hPa) e de vorticidade (250 e 850 hPa) para os meses de verão (outubro a março), para o primeiro subperíodo, 1970 a 1978, de anomalia de vazão na região centro-norte do Pantanal	113
Tabela 6. Idem a Figura 5 para o segundo subperíodo (1979 a 1996) de anomalia de vazão média na região centro-norte do Pantanal	115
Tabela 7. Idem a Figura 5 para o terceiro subperíodo (1997 a 2003) de anomalia de vazão média na região centro-norte do Pantanal	116
Tabela 8. Sinal dos campos atmosféricos de anomalia de velocidade vertical (Omega, 500 e 850 hPa), de divergência (250 e 850 hPa) e de vorticidade (250 e 850 hPa) para os meses de verão (outubro a março), para o primeiro subperíodo, 1970 a 1978, de anomalia de vazão na região do Miranda	124
Tabela 9. Idem a Figura 8 para o segundo subperíodo (1974 a 1977) de anomalia de vazão média na região do rio Miranda	125
Tabela 10. Idem a Figura 8 para o terceiro subperíodo (1978 a 1980) de anomalia de vazão média na região do rio Miranda	126
Tabela 11. Idem a Figura 8 para o quarto subperíodo (1981 a 1985) de anomalia de vazão média na região do rio Miranda	127
Tabela 12. Idem a Figura 8 para o cinco subperíodo (1986 a 1988) de anomalia de vazão média na região do rio Miranda	128
Tabela 13. Idem a Figura 8 para o seis subperíodo (1989 a 1993) de anomalia de vazão média na região do rio Miranda	129
Tabela 14. Idem a Figura 8 para o sete subperíodo (1994 a 2003) de anomalia de vazão média na região do rio Miranda	130
Tabela 15. Comparação das variáveis independentes entre o Modelo β e o Modelo2B	137

Lista de Lista

TSM – temperatura da superfície do mar

PDO – Oscilação Decadal do Pacífico

SOI/IOS – Índice de Oscilação Sul

NAO – Oscilação do Atlântico Norte

SAM – South Atlantic Model

PNA – Pacific North American

PSA – Pacific South American

ENSO – El Niño-South Oscillation

EOF – Empirical Orthogonal Function

ANA – Agência Nacional de Águas

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration

ICOADS – International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

HS – hemisfério sul

HN – hemisfério norte

OS – Oscilação Sul

FORTTRAN – FORMula TRANslation System

ASCII - American Standard Code for Information Interchange

GRADS - Grid Analysis and Display System

NETCDF - Network Common Data Form

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	17
1.2. Aporte teórico-dinâmico da variabilidade atmosférica	19
1.3. Limitações da pesquisa	30
2. OBJETIVOS	31
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	32
3.1. Índices climáticos e variabilidade atmosférica	32
3.2. Variabilidade climática e vazão de rios.....	45
4. AREA DE ESTUDO	55
4.1. Gênese do Pantanal	55
4.2. Morfologia do relevo e unidades hidrográficas do Pantanal.....	58
5. MATERIAIS E MÉTODOS	65
5.1. Dados	65
5.2. Métodos empregados.....	69
5.3. Descrição do modelo estocástico.....	78
5.4. Descrição dos campos atmosférica	83
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES	89
6.1. Correlação entre TSM e vazão fluvial	89
6.1.1. Áreas de TSM selecionadas a partir das correlações com as vazões	94
6.2. Correlação linear entre Índices climáticos, precipitação e vazão fluvial	95
6.2.1. Análise estatística dos índices climáticos sobre o Pantanal	95
6.2.2. Análise estatística entre precipitação e os índices climáticos	101
6.3. Simulação da vazão dos rios do Pantanal brasileiro	104
6.3.1. Modelo estocástico para a simulação da vazão.....	105
6.3.2. Simulação da vazão para a região centro-norte do Pantanal	106
6.3.3. Padrões atmosféricos para os subperíodos com anomalias expressivas de vazão na região centro-norte do Pantanal.....	112
6.3.4. Simulação da vazão para a região do rio Miranda (região sul do Pantanal) .	120
6.3.5. Padrões atmosféricos para os subperíodos com anomalias expressivas de vazão na região do rio Miranda	123
6.4. Previsão e verificação do modelo estocástico para a vazão mensal no Pantanal brasileiro	135
6.4.1. Modelo de previsão mensal de vazão no Pantanal	135
6.4.2. Validação do modelo de previsão	137
7. TELECONEXÃO ENTRE O PACÍFICO E A AMÉRICA DO SUL	138
7.1. A dinâmica atmosférica e padrões de teleconexões	139
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS	154
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	159
ANEXOS	

1.INTRODUÇÃO

O clima é uma poderosa variável do nosso planeta, com capacidade de influência sobre a vida na Terra. Para melhor compreender o clima, deve-se analisar todos os fatores que possam, de uma forma ou de outra, exercer influência em seu comportamento, como bem analisaram Berthand (1972), Sochava (1977), Bolós (1981), Beroutchachvilie e Panareda (1977), Beroutchachvilie e Mathieu (1977), Monteiro (2000) e tantos outros autores que abordaram dentro da análise sistêmica questões geográficas.

É com tal propósito que uma série de estudos produzidos dentro das Ciências Atmosféricas (principalmente) e da Geográfica, que se têm cada vez mais incorporado novos métodos de análise e levado em consideração as interações físico-dinâmicas de larga escala que exercem influência e alteração em fenômenos climáticos de escala mais regional. Os desvios (ou anomalias) da temperatura da superfície dos mares exercem papel importante na definição dos climas e na média dos estados de tempos nas diferentes partes do globo, por haver uma taxa lenta de variação que interferem, diretamente, dentro da variabilidade atmosférica, como destacaram Coelho (2001), Tremberth (1997) dentre outros.

Estritamente falando, a preocupação em incorporar elementos físicos e dinâmicos dentro dos estudos do clima não é algo recente. Desde as contribuições da escola Norueguesa de Meteorologia, com a publicação do livro *“On the Dynamics of the Circular Vortex with Applications to the Atmosphere and to the Atmospheric Vortex and Wave Motion”* de Bjerknes, em 1921, seguidas das contribuições propostas pelos artigos de Walker (1924), Walker e Bliss (1932) e Rossby (1938) é que novas concepções sobre a atuação de elementos físicos e dinâmicos na atmosfera têm tornado as explicações do sistema climático mais complexas.

Uma das principais observações feitas por esta escola em Meteorologia e pelos trabalhos de Walker e Bliss (1932) foi a de indicar que a atmosfera constituía-se em um fluído

dinâmico. Décadas mais tarde, interpretações sobre o aspecto não-linear deste fluído foram estudadas por Lorenz (1963) e anexadas aos estudos da atmosfera.

A partir deste momento, as pesquisas atmosféricas tiveram a oportunidade de interpretar as ações do fluído dinâmico num todo integrado e de não considerar mais a atmosfera como um fluído marcado por desencadeamentos lineares (Julius von Hann, 1883), graças às descobertas e demonstrações dos modelos matemáticos de que há uma relação de troca de energia dentro dos sistemas atmosféricos (ou de qualquer fluído dinâmico) em todas as escalas. Um dos exemplos desta complexidade pode ser observado dentro da teoria das teleconexões atmosféricas que são marcadas pelo desencadeamento de anomalias atmosféricas em um ponto que é capaz de se propagar para áreas remotas, como destacado por Hoskins e Karoly (1981). Além do escoamento da atmosfera em escalas maiores, as contribuições de Walker (1924) e de Walker e Bliss (1932) já haviam ressaltado a importância da interação oceano/atmosfera dentro do sistema climático integrado e dinâmico.

A partir destas duas contribuições diversos estudos mostraram a preocupação em compreender a sucessão dos estados de tempos atmosféricos dos lugares como produto de interações no espaço tri-dimensional. Dentre as principais contribuições, as que definiram anomalias de temperatura da superfície do mar e cadeias montanhosas como forçantes dentro do sistema climático, como os estudos de Hoskins e Karoly (1981), são as que mais ganharam repercussões e despertaram atenção nos estudos científicos.

De fato, inúmeros trabalhos já mostraram algumas das repercussões desencadeadas pelas alterações da temperatura da superfície do mar (TSM) em diversas regiões do globo. Dentre estes, podemos citar aqueles que se dedicaram em demonstrar as interferências diretas e indiretas da atmosfera no comportamento temporal das chuvas na América do Sul, como os desenvolvidos por Coelho (2001) e Aceituno (1987 e 1988), além daqueles que observaram o comportamento dentro dos campos fluviais de rios na América do Sul, como os desenvolvidos

por Santos e Pereira Filho (2003), Gomes Filho *et al.* (2000), Cardoso *et al.* (2004), Cardoso e Dias (2002) e Cardoso (2005). Outros tantos estudos correlacionaram o papel das anomalias de TSM às quebras de safras no meio agrícola, como Barbano *et al.* (2001) e às alterações dos valores de temperatura do ar no meio urbano, como destacaram Cardoso e Silva Dias (2004).

Muitas vezes, anomalias de temperaturas da superfície dos oceanos estão associadas a anomalias dos campos de pressão atmosférica, constituindo as variáveis que indicam padrões anômalos locais e que se propagam remotamente. A caracterização de padrões climáticos pode ser expressa em termos de índices calculados para áreas específicas, estimados, muitas vezes, pela diferença entre anomalias de TSM e pressão atmosférica entre áreas distintas.

Os destaques atribuídos aos efeitos das oscilações de pressão atmosférica e temperatura da superfície dos oceanos na atmosfera contituem como sendo um tema debatido desde a década de 1920 com o trabalho de Walker (1924 e 1928).

Torna-se cada vez mais evidente que padrões anômalos de pressão atmosférica e da temperatura das superfícies dos oceanos são capazes de influenciar direta e indiretamente o comportamento da precipitação e da temperatura, interferindo, desta forma, nas descargas de rios e na produção agrícola, como já destacaram Molion e Moraes (1987), Hastenrath (1990), Mechoso e Iribarren (1991), Robertson e Mechoso (1998), Genta *et al.* (1998), Camilloni e Barros (2000), dentre outros.

As explicações dos processos pelos quais anomalias da TSM e da pressão atmosférica modificam remotamente os padrões de precipitação e temperatura podem ser mais bem apreendidas através dos conhecimentos contidos nos clássicos trabalhos de Walker (1924), Walker e Bliss (1932), Lorenz (1963), Bjerknes (1969), Hoskins e Karoly (1981), Wallace e Gutzler (1981), Karoly (1989), dentre tantos outros.

1.2 Aporte teórico-dinâmico da variabilidade atmosférica

Com a característica de um fluído dinâmico, a atmosfera é marcada por incessantes

irregularidades que são asseguradas por suas próprias características térmicas, como ressaltou Lorenz (1963) em estudos experimentais. Além desta característica particular, muitas das vezes, quando a atmosfera sofre os efeitos de forçantes – por exemplo, térmica e orográfica como destacaram Hoskins e Karoly (1981) – tais irregularidades tornam-se ainda mais evidentes e podem dar origem a fenômenos atmosféricos com características específicas, como os bloqueios¹, como destacado em estudos realizados por Rex (1950a), Trenbeth (1986), Rivas-Kainay e Merkin (1981) e Berbery e Núñez (1989).

Além de fenômenos como os bloqueios, sabe-se que a indução de forçantes dentro da atmosfera pode, ainda, repercutir direta e indiretamente na variabilidade dos principais padrões dos sistemas sinóticos e de circulação em larga escala em amplas escalas, espacial e temporal, como destacou Ambrizzi (2003), produzindo “trens de ondas”, originados numa área específica, que são capazes de promover alterações na variabilidade atmosférica em áreas remotas (teleconexão atmosférica²), como destacou Hoskins e Karoly (1981). A propagação de trens de ondas na atmosfera do hemisfério norte, devido a forçante orográfica, é ilustrada na Figura 1.

Figura 1. Campo da perturbação da altura geopotencial em 300 hPa, no hemisfério norte, forçado por cadeias orográficas. Fonte: Hoskins e Karoly (1981)

¹ Os bloqueios podem ser definidos como “anomalias persistentes de alta pressão, com deslocamento meridional característico em relação às trajetórias normais”, segundo Berbery e Núñez (1989).

² As teleconexões podem ser definidas como “modos preferenciais de variabilidade de baixa frequência e podem ser de escalas planetárias, cobrindo áreas oceânicas e continentais”, como destacou Ambrizzi (2003).

Os “trens de ondas” gerados a partir da indução de forçantes podem modificar os padrões atmosféricos e produzirem persistentes anomalias de pressão em larga escala capazes de cobrir vastas regiões continentais, como destacado por Cavalcanti e Ambrizzi (2009).

As primeiras observações sobre teleconexão atmosférica foram realizadas pelo professor de meteorologia da Universidade de Uppsala, na Suécia, Hugo Hildebrand Hildebrandsson, em 1897, e por Lockyer e Lockyer (1904) *apud* Cavalcanti e Ambrizzi (2009). Mesmo sendo conhecidos desde o final do século XIX, somente a partir da primeira década do século XX é que surgiram as primeiras grandes contribuições científicas sobre padrões de teleconexões atmosféricas, com Walker (1924) e Walker e Bliss (1932).

Em 1924, Walker evidenciou a presença de três grandes padrões de oscilação de pressão atmosférica e precipitação por meio da estimativa de correlação linear entre 17 centros de ação nos oceanos Pacífico e Atlântico. Estes padrões ficaram conhecidos como Oscilação do Pacífico Norte (PDO), Oscilação Sul (OS) e Oscilação do Atlântico Norte (NAO). Estes resultados, inicialmente, não foram muito bem aceitos pela comunidade científica. Somente após as publicações dos trabalhos de Walker e Bliss (1932), Troup (1965) e Bjerknes (1969), é que os resultados do trabalho de Walker (1924) foram mais bem compreendidos.

As contribuições de Walker e Bliss (1932) mostraram minuciosamente os efeitos da teleconectividade da Oscilação Sul, no Pacífico Sul, destacando a variabilidade dos campos de pressão atmosférica em distintas regiões do globo e associando-a com as variações de chuva e temperatura de áreas remotas. Os resultados encontrados dentro deste estudo evidenciaram que alterações nos campos de pressão em Darwin e Tahiti, Pacífico Sul oeste e central, respectivamente, estavam associados a modificações nos padrões de circulação atmosférica global.

Desta forma, desde a época dos trabalhos clássicos sobre teleconexões, as análises

associadas compreendem uma visão ampla da circulação atmosférica. Nestas análises, forçantes locais podem influenciar áreas longínquas, tal como presumiram Müller e Ambrizzi (2007), em estudos conceituais.

Os resultados do estudo de Müller e Ambrizzi (2007) mostram que a indução (conceitual) de uma forçante no Índico Tropical pode ser capaz de gerar um duplo “trem de ondas”, o qual se propaga associado aos jatos Polar e Subtropical, unindo-se a oeste da costa sul da América do Sul e contribuindo para o surgimento de fenômenos como geadas na região dos Pampas Argentinos (Figura 2). Os resultados deste trabalho exemplificam preceitos teóricos da propagação das ondas de Rossby e seus efeitos no clima em distintas regiões, como também evidenciado no trabalho de Hoskins e Ambrizzi (1993).

Figura 2. Diagrama conceitual sobre os mecanismos físicos que podem favorecer a ocorrência da alta frequência de geadas generalizadas sobre o oeste dos Pampas Argentinos. Fonte: Müller e Ambrizzi (2007).

A contribuição de Hoskins e Ambrizzi (1993) esteve baseada nos estudos de propagação das ondas de Rossby com o intuito de se verificar se alguns dos padrões de teleconexões poderiam ser simulados por um modelo barotrópico linearizado. Os resultados encontrados evidenciam a formação de três guias de ondas formados pelo jato do norte Africano-Asiático, o jato do Atlântico Norte-Norte Europeu e o jato do Hemisfério Sul.

A compreensão dos resultados encontrados pelos trabalhos de Müller e Ambrizzi (2007) e Hoskins e Ambrizzi (1993), torna-se essencial nos estudos de variabilidade climática, podendo-se distinguir a gama de conhecimento teórico que estas duas obras agrupam sobre a

teoria da propagação das ondas de Rossby³ na atmosfera. A compreensão de tais fatos é primordial para o entendimento dos processos responsáveis pela variabilidade climática além de contribuir para o conhecimento das teleconexões atmosféricas.

As teleconexões atmosféricas podem ser divididas em três grandes padrões com relação às regiões de origem e propagação, como destacaram Frederiksen e Webster (1988).

O primeiro está associado à ocorrência de anomalias de aquecimento tropical e suas influências em latitudes mais altas (conhecidas como “teleconexões dos trópicos para os extra-trópicos”), segundo Bjerknes (1969). O segundo padrão está associado às influências dos eventos extra-tropicais sobre os trópicos (“teleconexão extra-tropical para os trópicos”) e o terceiro estaria associado aos modos lentos de fluxos de ondas “*quase*” constantes de Kelvin em larga escala. Este último garante a comunicação dos trópicos para os próprios trópicos, como destacaram Lau e Phillips (1986).

As teleconexões dos trópicos para os extra-trópicos e dos extra-trópicos para os trópicos são os dois padrões que mais foram debatidos dentro das contribuições teóricas sobre o assunto, como destacado por Walker (1924), Troup (1965), Bjerknes (1969), Wallace e Gutzler (1981), Horel e Wallace (1981) e Karoly (1989), dentre tantos outros.

As contribuições de Wallace e Gutzler (1981), Horel e Wallace (1981) e Karoly (1989) são merecedoras de destaque dentro deste contexto por terem fomentado o debate a respeito da dinâmica da variabilidade climática. A atenção é voltada para estas três obras devido ao pioneirismo científico de elaboração de um modelo hipotético para o comportamento atmosférico troposférico diante da presença de anomalias de TSM sobre o Pacífico Equatorial (região de ENOS), assim como por suas explicações a respeito dos “padrões climáticos” de larga escala gerados a partir destas anomalias equatoriais.

³ Ondas de Rossby foram identificadas em 1939 por Carl-Gustaf Arvid Rossby e são consideradas ondas planetárias formadas devido a variação do efeito de Coriolis com a latitude. As ondas de Rossby têm como característica principal sua velocidade de fase sempre com o movimento para oeste. Porém, a velocidade (também chamada de velocidade de grupo) se associa com o fluxo de energia e pode ter qualquer direção. As ondas mais curtas geralmente têm direção para leste enquanto que as ondas mais longas têm uma velocidade para oeste, como destacou Platzman (1968).

A contribuição de Horel e Wallace (1981) foi uma das primeiras a sugerir que as anomalias de TSM observadas dentro da bacia do Pacífico Equatorial, durante os anos de El Niño, eram capazes de produzir padrões atmosféricos específicos de anomalias de geopotencial na alta troposfera. Este padrão ficou conhecido como PNA (*Pacific North American*) e indica a propagação de um trem de ondas do equador para o hemisfério norte, como mostra a Figura 3.

Figura 3. Ilustração esquemática do padrão hipotético de anomalias de altura geopotencial (linhas sólidas) durante o inverno no HN, durante episódios de aquecimento da TSM no Pacífico Tropical. As setas escuras refletem o reforço dos jatos subtropicais em ambos hemisférios, sendo mais forte e próximo ao equador durante episódios quentes. As setas no HN mostram um tipo leve de “meandros” troposféricos racionalizados, com um tipo de anomalia pronunciada sobre o Pacífico central e a oeste do Canadá. As áreas sombreadas indicam as regiões com nuvens cirros e chuva. Fonte: Horel e Wallace (1981)

A ilustração anterior evidencia que em períodos de anomalias positivas de TSM na região equatorial surge um duplo anticiclone na alta troposfera nos subtrópicos, nos dois hemisférios, associados à convecção equatorial anômala sobre as águas do Pacífico Equatorial. A compreensão física deste fenômeno mostra uma “*quasi-independência*” entre os movimentos superiores e inferiores nos trópicos, em períodos de Niño, como evidenciou Charney (1963 e 1969). Além disto, a ilustração mostra que a norte e a leste da fonte de calor tropical surge um aparente “trem de ondas” que se estende aos extra-trópicos no hemisfério de inverno (hemisfério norte, neste caso). No hemisfério norte, a intensificação do jato subtropical no Pacífico condiciona um ligeiro deslocamento para sul em relação a sua posição habitual e, um “trem de ondas” anômalo que cruza o Pacífico Norte em direção à América do

Norte, se propaga deslocando-se dentro de um padrão de anomalias negativas em regiões que cruzam a Sibéria, anomalias positivas a oeste do Canadá e a anomalias negativas sobre o sudeste dos Estados Unidos, como destacou Ambrizzi (2003). A formação do movimento ondulatório na atmosfera é um fator primordial para a compreensão da gênese de anomalias de temperatura e precipitação na América do Norte em anos de ENSO, tal como mostraram Gershunov e Barnett (1998). A formação deste “trem de onda” no hemisfério norte manifesta-se como um exemplo de teleconexão atmosférica preso ao padrão PNA.

O PNA é composto por quatro centros (Figura 3), estando o primeiro, a partir do Pacífico Equatorial, localizado próximo ao Hawai (20°N , 160°W), o segundo, sobre o Oceano Pacífico Norte (45°N , 165°W), o terceiro, sobre o Canadá, em Alberta (55°N , 115°W) e o quarto, sobre a região da costa do golfo dos Estados Unidos (30°N , 85°W), como mostraram estudos pioneiros de Namias (1951) e Bjerknes (1969) e, posteriormente, de Wallace e Gutzler (1981).

O modelo sugerido por Horel e Wallace (1981) para descrever os padrões para o Hemisfério Norte foi ampliado por Karoly (1989), com descrição de padrões atmosféricos para o hemisfério sul semelhante à feita para o hemisfério norte. A Figura 4 ilustra os trens de ondas obtidos por Karoly (1989) para o período de inverno nos dois hemisférios.

Figura 4. Ilustração esquemática do padrão de anomalias de altura geopotencial na alta troposfera sobre o Oceano Pacífico durante (a) o período de desenvolvimento de um evento de El Niño no inverno do HS (JJA) e (b) estágio de desenvolvimento de um evento de El Niño no verão do HS (DJF). As regiões sombreadas indicam a convecção anômala sobre o Pacífico equatorial central e as setas, as anomalias dos jatos. Fonte: Karoly (1989)

Este modelo proposto por Karoly (1989) foi estruturado a partir de um compósito realizado entre média dos eventos de ENSO (1950/79) e de três eventos de ENSO (1972, 1973/76 e 1982). O composto médio sazonal e as anomalias foram obtidos com uma simples média dos campos das quatro estações destes três eventos de ENSO. A partir de obtidos este composto médio foram observados os dados de geopotencial para 200 mb e traçado os campos anômalos.

O modelo hipotético sugerido por Karoly (1989) (Figura 4) indica que durante o inverno do hemisfério sul, um padrão de *trem de ondas* estende-se sobre o Pacífico Sul, indo em direção à América do Sul. Este padrão de *trem de ondas* é bastante variável em amplitude e localização e apresenta configurações distintas para cada evento de Niño, embora seja mais estável sobre o setor subtropical do Pacífico. Durante o verão do hemisfério sul, as anomalias da circulação atmosférica são mais zonalmente simétricas nas latitudes altas e médias, com um grande prolongamento de anomalias negativas de altura geopotencial. Além disso, nota-se uma modificação do posicionamento dos jatos subtropicais (Karoly, 1989). As anomalias de circulação durante o verão do hemisfério sul são espacialmente mais estáveis do que no inverno, apresentando anomalias similares nos subtrópicos e em latitudes médias. A ilustração do padrão proposto por Karoly (1989) (Figura 4) permite identificar que durante o período de inverno austral, as anomalias com padrão de dipolo apresentam-se com configurações mais bem definidas. Este padrão de trem de onda observado no hemisfério sul é denominado de *Pacific South American* (PSA).

O PSA é um dos padrões espaciais bem identificados nos estudos de variabilidade de baixa frequência e conecta a região tropical no Pacífico oeste, com a América do Sul, por um padrão de propagação de ondas semelhante ao PNA, *Pacific North American*, como evidenciaram Cavalcanti e Ambrizzi (2009).

Os trabalhos de Mo e Ghil (1987) e Cavalcanti (1992), Renwick e Revell (1999),

Berbery, Nogués-Paegle e Horel (1992) e Mo e Nogués-Paegle (2001) fizeram contribuições importantes a respeito do padrão PSA.

Pela filtragem dos dados de geopotencial em 500 hPa para o período de inverno entre 1972 e 1983, com base em funções ortogonais empíricas, Mo e Ghil (1987) observaram um padrão sequencial de repetições espaciais na atmosfera no primeiro modo. Os padrões observados se configuraram como “trens de ondas” que se propagavam da porção central do Pacífico em direção ao cone sul da América do Sul, com grandes amplitudes.

Szeredi e Karoly (1987a; 1987b) também fizeram contribuições importantes sobre o padrão atmosférico espacial gerado por anomalias de TSM sobre a bacia do Pacífico Equatorial. Nestes trabalhos, Szeredi e Karoly analisaram os padrões de teleconexões no hemisfério sul utilizando dados de estações de temperatura e vento, e, encontraram um padrão espacial um tanto quanto diferente do padrão PSA descrito por Mo e Ghil (1987). Este novo padrão ficou conhecido como padrão PSA2.

O primeiro padrão (PSA1) esteve relacionado a um modo simetricamente zonal, associado com as variações em altas e baixas latitudes e, com vento zonal nos subtrópicos. O segundo padrão (PSA2) configurou-se como um modo simetricamente zonal, com variações fora de fase para altura geopotencial entre as latitudes médias e altas. Desta forma, estes resultados indicaram que os modos PSA apresentam variações consideráveis em várias escalas de tempo. Isto, obviamente, deve significar que diferentes padrões PSA exercem influências distintas quando considerados em análises de compósitos, como destacado nos trabalhos de Mo e Nogués-Paegle (2001) e de Mo e Higgins (1998). A existência de modos espaciais distintos de trens de ondas para dados de geopotencial em 200 hPa obtidos para a série temporal de 1973 a 1995, por Mo e Higgins (1998), está ilustrada na Figura 5.

Figura 5. Os dois primeiros modos espaciais da análise de componentes principais, PSA1 e PSA2, respectivamente, aplicada à altura geopotencial (mgp) em 200 hPa. Os modos espaciais da ACP foram normalizados. Os intervalos de contornos são de 0,5 em unidades adimensionais. As análises foram realizadas para o período de inverno de 1973 até 1995 no hemisfério sul. Fonte: Mo e Higgins (1998)

A primeira análise de componente principal (ACP) identificada dentro do padrão PSA1 contribuiu com 8.8% de variância e a segunda análise de componentes principais, identificado no padrão da PSA2, com 8.0% de variância, como destacaram Szeredi e Karoly (1987a; 1987b).

Os padrões PSA1 e PSA2 desencadeiam impactos distintos e substanciais sobre os campos atmosféricos repercutindo em diferentes controles sobre as anomalias de precipitação na América do Sul. Estes padrões apresentam-se vinculados tanto às escalas interanual quanto decadal, como explicaram Mo e Nogués-Paegle (2001).

O padrão PSA1 relaciona-se diretamente com as anomalias de TSM da porção central e oriental do Pacífico, segundo Mo e Nogués-Paegle (2001). Na escala de tempo interanual, o PSA1 aparece como uma resposta aos eventos de ENOS. Portanto, os padrões de precipitação relacionados ao PSA1 estão associados às composições associadas a eventos ENSO.

A fase positiva do PSA1 esta associada a um dipolo de chuva entre a região norte da América Central e sul da América do Norte e o norte da América do Norte, tendendo uma diminuição dos campos pluviais ao longo do norte do Brasil e intensificação ao longo do sul/sudeste dos Estados Unidos, durante o verão, como mostra a Figura 6.

Por outro lado, o padrão do PSA2 associa-se à componente *quasi*-bianual dos eventos ENSO, com um período de 22-28 meses.

Figura 6. (a) Compósito da diferença de chuva entre as fases (+) e (-) dos eventos de PSA1 para dezembro-março. O isolinha está em mm. Contornos com valores nulos foram omitidos. Áreas onde os valores positivos (negativos) são estatisticamente significantes para 95% os níveis foram sombreados com preto (claro); (b) O mesmo que para a letra (a), mas para o período de junho-setembro, (c) o mesmo da letra (a), mas para os eventos PSA2 e (d) igual ao item (b), mas para os eventos de PSA2. Fonte: Mo e Nogués-Paegle (2001)

Os modos preferenciais de variabilidade da atmosfera, como os padrões PNA e PSA relacionados aos padrões de teleconexões, além de serem identificados à forçantes, reforçam a necessidade de compreensão dos processos dinâmicos na atmosférica e o entendimento de sua complexidade rítmica. Desta forma, torna-se mais do que evidente sua importância e necessidade de incorporação dentro dos estudos geográficos do clima.

Tamanha a relevância dos estudos sobre as teleconexões atmosféricas dentro dos estudos climáticos que contribuições teóricas vêm sendo feitas com o intuito de explicar suas configurações e seus padrões.

A ideia da “*teoria da instabilidade em três dimensões*” de Frederiksen e Webster (1988) vai neste sentido. Para estes autores, esta teoria deve ser construída a partir da unificação da propagação de ondas de Rossby (teoria da dispersão das ondas de Rossby e do estado estacionário linear de Rossby) e a instabilidade baroclínica (teoria zonal da instabilidade média de Eady, 1949).

As primeiras sugestões destes autores estariam sustentadas dentro da complexidade

tridimensional do estado básico que estaria relacionado à instabilidade do fluxo básico. Para Frederiksen e Webster (1988), primeiramente dever-se-ia considerar uma sustentação teórica dentro das latitudes médias para a relação do fluxo tridimensional e posteriormente, deveria considerar a existência de anomalias originadas dentro do processo dinâmico interno promovido pelas forçantes térmicas de aquecimento da superfície do mar.

Por fim, ressaltamos que as motivações que levaram à realização desta revisão dos estudos explicativos dos mecanismos físicos e dinâmicos associados às teleconexões são atribuídas à necessidade de compreensão dos processos responsáveis pela ocorrência da variabilidade climática. Devido à natureza da presente pesquisa, todas as contribuições citadas configuram-se como parte do aporte teórico que julgamos necessário constar para facilitar a compreensão dos resultados.

1.3.Limitações da pesquisa

A vazão dos rios não é uma variável unicamente determinada pelas condições climáticas ou atmosféricas de um determinado lugar. Assume-se que as condições atmosféricas, em todas as escalas, condicionam a variabilidade da vazão fluvial. Contudo, outros elementos devem também ser levados em consideração.

Dentre os principais fatores que devem ser considerados numa análise mais completa da variabilidade da vazão de uma bacia hidrográfica estão as taxas de escoamento superficial das águas pluviais, as taxas de escoamento gravitacional, as taxas de evapotranspiração da água da bacia, as taxas de uso e destinação antrópica do recurso hídrico.

Desta forma, evidenciamos que o presente estudo, limita-se apenas a simular e prever a variabilidade da vazão dos rios do Pantanal Brasileiro, considerando, principalmente, a variabilidade das temperaturas das superfícies dos oceanos, oscilações de índices climáticos e precipitação.

2. OBJETIVO

O objetivo geral desta pesquisa é avaliar a associação temporal entre a vazão de rios do Pantanal brasileiro, nas escalas anual e mensal, e a temperatura da superfície do mar nos oceanos globais.

Para isso será considerada a influência exercida por variáveis climáticas como índices climáticos, precipitação e TSM de áreas específicas dos oceanos Atlântico e Pacífico (sul e norte) e Índico tratados como variáveis explicativas da vazão fluvial. Além da análise diagnóstica, é objetivo deste estudo verificar a possibilidade de previsão da vazão fluvial na região do Pantanal brasileiro através da construção de modelo estocástico linear de regressão linear múltipla.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo pretendemos fazer uma revisão da bibliografia relacionada à variabilidade climática da vazão de rios, enfocando principalmente rios da América do Sul, e sua associação à variabilidade climática em áreas remotas do globo, especialmente em áreas oceânicas. Para tanto, julgamos necessário fazer anteriormente uma descrição dos índices climáticos normalmente considerados em estudos de variabilidade climática. Desta forma, no subitem 3.1 é apresentada a descrição de índices climáticos relacionados especialmente a oscilações da temperatura da superfície do mar e da pressão atmosférica observadas ao redor do globo. As oscilações apresentadas são *El Niño-South Oscillation*, *Pacific Decadal Oscillation*, *North Atlantic Oscillation* e *South Atlantic Mode*. No subitem 3.2 são apresentados os principais resultados de trabalhos relacionados à variabilidade climática, em especial, à variabilidade da vazão fluvial.

3.1. Índices climáticos e variabilidade atmosférica

O comportamento físico e dinâmico da atmosfera ocorre num todo integrado e dependente de forçantes e padrões de ondas capazes de gerar alterações nos campos atmosféricos de áreas remotas, como salientou Walker (1924), Walker e Bliss (1931), Bjerknes (1969), Hoskins e Karoly (1981), Horel e Wallace (1981), Karoly (1989), Cavalcanti (1992), Ambrizzi (2003) dentre outros. Inserida dentro deste contexto, a variabilidade climática dos lugares ganha papel de destaque.

A variabilidade climática é vista cada vez mais sob a ótica de dependência dos papéis desempenhados pelos oceanos na interação com a atmosfera. Assim, os oceanos assumem o papel de grande modulador climático global e a interpretação das complexidades atmosféricas passa, inicialmente, pelas observações minuciosas da temperatura das superfícies oceânicas e, posteriormente, pelas alterações dos campos de pressão e ondas atmosféricas geradas em virtude das possíveis modificações dos padrões de temperatura da superfície dos oceanos.

Com base na complexidade gerada pela interação oceano-atmosfera, alguns índices climáticos foram criados para facilitar o diagnóstico da ocorrência de fenômenos climáticos. A associação entre os valores dos índices climáticos e a variabilidade de nada adiantaria se não fossem as explicações teóricas da dinâmica da atmosfera, como destacaram Bjerknes (1921), Rossby (1938), Bergeron (1939) e Walker (1924). Assim como não permitiria entender com profundidade os processos responsáveis pelas teleconexões atmosféricas e pela existência de “dutos” de comunicação atmosférica inter-hemisférica, como evidenciaram Murakami e Unninayar (1977) e Webster e Holton (1981).

É provável que a fonte de variabilidade interanual mais expressiva nos trópicos seja o El Niño-Oscilação Sul (ENSO), como notificou McPhaden (2002). Os fenômenos ENSO são indicados pelas alterações da TSM da bacia do Pacífico Equatorial e pelas modificações dos campos de pressão atmosférica ao nível do mar no Pacífico Equatorial - Oscilação Sul. A ocorrência de eventos ENSO é normalmente dividida em duas fases distintas, quente (El Niño) e fria (La Niña), como destacam McPhaden (2002) e Trenberth (1997).

A primeira contribuição científica a observar que as diferentes fases do ENSO modificavam os campos de pressão (Oscilação Sul) e o padrão de circulação atmosférica global foi feita por Walker, em 1924, posteriormente, mais bem compreendida por Troup (1965) e Bjerknes (1969).

O cálculo do Índice de Oscilação Sul (IOS) é igual à diferença entre os desvios da pressão atmosférica na Polinésia Francesa, em Tahiti, e em Darwin, norte da Austrália ($IOS = \Delta p_T - \Delta p_D$, em que Δp_T e Δp_D indicam o desvio da pressão atmosférica em relação à climatologia em Tahiti e Darwin, respectivamente). O padrão espacial de anomalias de pressão atmosférica durante eventos de El Niño, observados por Walker durante as décadas de 1920 e 1930, foi sintetizados na Figura 7, como descrito por McPhaden (2002).

Figura 7. Padrão espacial da média anual de anomalias de pressão ao nível do mar (PNM) associadas à ocorrência de eventos positivos (Niño). Áreas hachuradas indicam onde varia a PNM em Darwin, Norte da Austrália, e áreas claras indicam onde a PNM varia fora de fase com Darwin. Fonte: McPhaden (1997).

O IOS está associado à intensidade e sentido dos ventos alísios na região equatorial do Pacífico, segundo Walker (1924). Quando esse índice é negativo (anomalias negativas de pressão em Tahiti e, positivas em Darwin), os ventos alísios são mais fracos que o usual, ou, em situações intensas, podem até mudar de sentido. Quando o IOS é positivo, os ventos alísios são mais fortes do que o usual. As condições negativas do IOS são definidas pelas anomalias quentes de TSM superiores a $0,5^{\circ}\text{C}$ no Pacífico Equatorial (períodos de Niños), enquanto que as condições positivas do IOS são determinadas por anomalias frias de TSM inferiores a $-0,5^{\circ}\text{C}$ (períodos de Niñas). A evolução temporal do IOS, entre 1900 e 2000, assim como anomalias de TSM no Pacífico Equatorial leste está indicada na Figura 8.

Figura 8. (a) IOS normalizada pela diferença de Tahiti e Darwin. Períodos de IOS com magnitude maior do que 0,5 estão sombreados para enfatizar a relação com episódios de El Niño e La Niña. O IOS negativo foi associado com aquecimento da superfície do mar (El Niño), e positivo com esfriamento da temperatura do mar (La Niña). (b) Anomalias de TSM (derivada da normal climatológica) para a região delimitada por $(5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}; 90^{\circ}-150^{\circ}\text{W})$, de 1900 a 1999. Anomalias positivas de TSM maiores do que $0,5^{\circ}\text{C}$ são indicativas de eventos El Niño. Anomalias negativas inferiores a $-0,5^{\circ}\text{C}$ indicam eventos La Niña. Fonte: McPhaden (2002)

Exemplos do acoplamento entre a anomalia de TSM e a fase do IOS podem ser observados, na Figura 8, durante o período de La Niña, em 1973/76, e, de El Niño, em 1982/83. Estes períodos estão indicados na figura 8. Para o período de La Niña, as anomalias de TSM apresentam desvios negativos (Figura 8b) ao mesmo tempo em que havia desvios positivos de IOS (figura 8a). Durante o período de El Niño, nota-se o padrão inverso descrito para o caso de La Niña.

A compreensão do funcionamento da Oscilação Sul (OS) e o entendimento de suas fases, além de ter contribuído enormemente à compreensão da variabilidade climática local, também favoreceram a condução de um grande conjunto de pesquisas que obtiveram resultados mais consistentes a respeito do comportamento de variáveis remotas como a chuva, como destacaram Ropelewski e Halpert (1986), Aceituno (1988), Andreoly e Kayano (2007), Minuzzi *et al.* (2007), temperatura do ar e vazão de rios de regiões em todo o globo, como fizeram Molion e Moraes (1987), Mechoso e Iribarren(1991), Aceituno(1987) e Ashouri (2010).

Ropelewski e Halpert (1986) estudaram o papel exercido pela OS no comportamento pluvial e térmico da América do Norte. Neste estudo, os autores encontraram valores de chuva com 81% acima do normal para período de 1975 a 1982/83, anos caracterizados por valores negativos de IOS, entre os meses de outubro a março, na costa oeste dos Estados Unidos e, nenhuma alteração nas áreas das altas latitudes do Alaska e norte do Canadá. Foram ainda observadas anomalias positivas de temperatura 80% maiores que a climatologia para o Alaska e oeste do Canadá durante este mesmo período, entre dezembro e março.

Para a América do Sul, uma das mais pronunciadas obras a respeito da influência da OS nos campos de pressão atmosférica, vento, temperatura da superfície e chuva foi realizada por Aceituno (1988). Os principais resultados observados a respeito da influência da fase negativa da IOS (enfraquecimento dos sistemas de alta e baixa pressão atmosférica no

Pacífico Equatorial leste e oeste, respectivamente) foram os seguintes: (i) durante o inverno austral há tendência de fortes chuvas na região central do Chile; (ii) um expressivo regime de chuvas ao longo da costa do Equador-Peru, com intensificação próxima à depressão equatorial e, (iii) no Atlântico Tropical Norte (durante o final do verão austral) há um deslocamento reduzido de gradiente de pressão meridional.

Analisando a influência exercida pelos eventos La Niña na região Sudeste do Brasil, Minuzzi *et al.* (2007) observaram que em períodos em que o IOS é positivo (La Niña) a estação chuvosa tende a se prolongar apenas na região da Serra da Mantiqueira, não exercendo influência significativa nas demais regiões da porção sudeste e centro-oeste do Brasil.

Além da IOS, outros índices ganham destaques particulares em estudos da variabilidade climática, como é o caso da Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) e da Oscilação Decadal do Atlântico (NAO).

A Oscilação Decadal do Pacífico Norte é um fenômeno de baixíssima frequência e foi descoberta por meio de observações vinculadas às atividades pesqueiras de salmão no Pacífico Norte, como destacado por Hare e Francis (1995) e Mantua *et al.* (1997), semelhantemente às observações e descobertas de eventos de ENOS no setor equatorial do Pacífico.

Os trabalhos pioneiros produzidos sobre a PDO foram dedicados à reconstrução das séries temporais de dados e ao entendimento de suas duas fases. A partir dos padrões mensais de TSM observada e de anomalias de pressão atmosférica na bacia do Pacífico Norte, Trenberth (1990), Trenberth e Hurrell (1994), Latif e Barnett (1994 e 1996), Minobe (1997), Mantua *et al.* (1997), Zhang *et al.* (1997), Gershunov e Barnett (1998), Mantua e Hare (2002) dentre outros elencaram as principais contribuições sobre esta oscilação.

A fase positiva da PDO ocorre quando a TSM é habitualmente fria (anomalias

negativas de TSM) no interior da bacia do Pacífico Norte e mais quente que o normal (anomalias positivas de TSM) ao longo da costa leste e ao sul (Figura 9a), como destacado por Mantua *et al.* (1997). Combinadas a este padrão, as anomalias de pressão são mais baixas que o normal a leste e ao sul do que no centro da bacia do Pacífico Norte (Figura 9b). A fase negativa da PDO ocorre quando a configuração espacial das anomalias de TSM e pressão atmosférica é contrária.

Figura 9. (a) A PDO: Anomalias de temperatura padrão de superfície do mar. Os contornos azuis representam temperaturas mais frias do que a média, enquanto os contornos tracejados vermelhos refletem mais quentes que a temperatura média. Intervalo de contorno é de 0,1 graus Celsius. (b) A PDO: anomalia de pressão ao nível do mar. Em azul contornos sólidos retratam pressões média inferiores, enquanto os contornos tracejados vermelhos refletem pressões superiores. Intervalo de contorno é de 0,2 milibares. Fonte: Mantua (2002)

Esta oscilação é marcada ao longo de sua série histórica por dois longos ciclos. Suas fases positivas compreendem os intervalos entre 1925 e 1946 e entre 1977 e 1993 e suas fases negativas, entre 1900 e 1924 e entre 1947 e 1976. Os intervalos decadais a multidecadais (Figura 10) enaltecem a variabilidade de baixíssima frequência como a característica mais marcante desta oscilação, como mostram Minobe (1997) e Mantua *et al.* (1997).

Figura 10. Representação (anomalias) do comportamento da Oscilação Decadal do Pacífico (1900-2009). Fases positivas: 1925/46 e 1977/93. Fases negativas: 1900/24 e 1947/76. Fonte: Mantua *et al.* (1997)

Com o uso de análise espectral, utilizando o método *Multi-Taper*, Minobe (1997) observou mudanças cronológicas interdecadais no Pacífico Norte, América do Norte e oceanos tropicais. As principais mudanças no regime climático da TSM foram vistas entre 1900 e 1920 e, mais tarde, durante 1940-1970, em toda a bacia do Pacífico Norte e Atlântico Norte. A partir destas verificações foi sugerido que estas mudanças estivessem atreladas a um intervalo multidecadal de 50 a 70 anos. A partir destes resultados, Minobe (1997) sugeriu que esta variabilidade multi-decadal pode ser algo que vem se repetindo desde o século XVII até o presente, na América do Norte, como também sugeriram Biondi *et al.* (2001), num estudo de reconstrução de paleo-dados para PDO, de 1661 até os dias atuais.

Os dados de reconstrução de paleo-PDO, utilizados por Biondi *et al.* (2001), foram obtidos a partir da análise da largura de anéis de troncos de árvores coletados ao sul da Califórnia e em Baja, no México.

Estudos semelhantes a este de Biondi *et al.* (2001), foram realizados por Gedalof e Smith (2001), ao utilizarem a espessura dos anéis de árvores num transecto que se estendeu da Califórnia até o golfo do Alaska, assim como por Kaplan *et al.* (2000). Os resultados encontrados por estes autores são mostrados na Figura 11 e indicam a variabilidade da PDO ao longo dos últimos quatro séculos, contribuindo para o entendimento das modificações dos padrões climáticos ao longo do tempo.

Figura 11. Reconstrução dos dados de PDO (1600-1990) baseado em análises paleológicas de anéis de árvores. De cima para baixo dados obtidos nos estudos de Gedalof e Smith (2001) e Biondi *et al.* (2001), Kaplan *et al.* (2000) e Mantua *et al.* (1997) baseado nos dados de TSM do COADS para 1854-1992. Cada série temporal foi normalizada em relação ao período disponível de registro. Fonte: Mantua e Hare (2002).

O fato da PDO apresentar uma variabilidade de baixíssima frequência e alta energia possibilita modificações em outros fenômenos climáticos com frequência maiores. Desta forma, a PDO pode “modular” outros fenômenos climáticos, como os ENSO, como destacaram Zhang *et al.* (1997), Gershunov e Barnett (1998), Mann e Park (1996), Kumar e Hoerling (1997), Newman (2003) e Livezet *et al.* (1997).

Com o uso dos dados de TSM, pressão atmosférica e vento, Zhang *et al.* (1997) observaram que a PDO durante suas fases positivas e negativas, qualitativamente, assemelhava-se a alguns eventos de ENSO (El Niño e La Niña), pontuando que estes últimos são muito mais expressivos dentro da faixa tropical e menos nas latitudes mais altas. As três variáveis utilizadas neste estudo permitiram que os autores chegassem à conclusão de que a variabilidade relacionada aos eventos de ENSO se apresenta diante de um ciclo interdecadal. Além disto, os compósitos de PDO e ENSO mostraram que as assinaturas da variabilidade da TSM, pressão e vento são menores dentro da região tropical e maiores nos extratropicos. Os padrões de pressão atmosférica descritos por Zhang *et al.* (1997) em períodos de PDO positiva e negativa se assemelham aos padrões PNA.

A partir dos resultados obtidos por Zhang *et al.* (1997), Gershunov e Barnett (1998) “sugeriram” que a similaridade das respostas climáticas dos eventos de ENSO e da PDO poderia estar atrelada a uma lenta evolução da própria PDO que passaria a assumir um papel de “moduladora” na ocorrência de eventos ENSO. A forma esperada (e observada) desta modulação seria uma resposta climática mais forte para períodos de El Niño (La Niña) durante as fases da alta (baixa) da PDO. De fato, todas as hipóteses levantadas por Gershunov e Barnett (1998) do que se esperava para a relação PDO-ENSO foram comprovadas pelos resultados finais do estudo.

Outras evidências da relação PDO-ENSO foram observadas por Newman *et al.* (2003). Nesta contribuição, os autores notaram que a variabilidade da PDO (inter-anual e

decadal) é bem modelada pelas forçantes dos eventos de ENSO, sobretudo, durante as estações de verão e inverno. Para os meses de verão foi encontrada correlação absoluta de 0.7 entre os fenômenos, para defasagens de até dois meses. Para os episódios de inverno, os valores de correlação absoluta chegaram a 0.6, para defasagens de até cinco meses. O uso da análise estatística de ondeletas (*wavelet*) aplicada aos dados de PDO e ENSO mostra que as variações da potência espectral em função do tempo e da periodicidade são muito semelhantes para os dois fenômenos, como pode ser observado pela Figura 12.

Figura 12. Espectro de potência de ondeletas para a PDO (à esquerda) e para eventos ENSO (à direita). A coerência quadrada de *wavelet* superior a 0.75 é indicada com os contornos preto. Fonte: Newman *et al.* (2003).

A segunda variabilidade de baixíssima frequência a ser destacada é a Oscilação do Atlântico Norte (NAO). Esta oscilação se configura como o modo mais importante de variabilidade atmosférica do Atlântico Norte por desempenhar papéis importantes na configuração climática da costa leste da América do Norte e da Eurásia de oeste, como destacaram van Loon e Rogers (1978), Wallace e Gutzler (1981), Hurrell, (1995b, 1996) e Kushnir (1999).

As primeiras observações da existência da NAO foram feitas por Walker (1924) e, posteriormente mais bem descritas em 1932 por Walker e Bliss. Neste último estudo, os autores definiram a NAO como a diferença de anomalia de pressão entre as estações de medição da Islândia e dos Açores. Estudos posteriores verificaram que esta oscilação era

marcada por uma fase positiva e uma negativa, como destacou Kushnir (1999).

A fase positiva da NAO ocorre quando há anomalias mais intensas de baixa pressão (anomalias negativas de pressão) sobre a região da Islândia e, de alta pressão (anomalias positivas) sobre os Açores durante o inverno do hemisfério boreal, como mostrado na Figura 13. Nesta fase ocorre uma forte baixa da sub-polar (com movimento anti-horário ao norte) e uma forte da alta subtropical (com movimento horário mais ao sul), o que acaba intensificando os fluxos de oeste sobre o Atlântico Norte. Quando isso ocorre, transportes de ar quente e úmido (provindos da corrente do Golfo) acabam favorecendo o desenvolvimento de tempestades no Atlântico Norte numa trajetória mais meridional, como destacou Silva (2010).

Figura 13. Fases da Oscilação do Atlântico Norte. (a) A representação na porção superior da figura representa a fase positiva da NAO. Esta é marcada por intensificações da baixa sub-polar e do anticiclone dos Açores. Quando isso ocorre temos o transporte de umidade e calor latente do Atlântico Norte – aquecido e úmido pela corrente do golfo – para as porções mais ao norte da Europa. Ao mesmo tempo, com a intensificação da baixa subpolar, fortes ventos sopram em direção à porção mais ao sul da Europa. (b) Durante a fase negativa da NAO temos um padrão inverso com relação à intensidade das anomalias na região da Islândia e Açores. Nesta fase da oscilação ocorre a formação de grandes cavados e cristas responsáveis pelo transporte de calor para o sul da Europa. Fonte: diagrama da NOAA.

A fase negativa desta oscilação ocorre quando a baixa da Islândia e a alta subtropical dos Açores se desintegram. Nesta situação o posicionamento das correntes de jato se difere do posicionamento durante a fase positiva. Este aspecto propicia a reorganização das trajetórias de tempestades, segundo Rogers (1990), o que gera mudanças drásticas de padrões de temperaturas regionais na Europa e a nordeste do Canadá e dos Estados Unidos, segundo Kushnir (1999). Como a baixa pressão intensificada, a sudoeste da Islândia, fortalece o surgimento de um cavado reforçado de pressão na costa oeste da bacia do Atlântico Norte. Isto irá condicionar a corrente de jato de ar polar para regiões mais ao sul tal como discutiram Jones e Davis (1995) e Hartley e Keebles (1998). Além disto, com o cavado deslocado para dentro da bacia do Atlântico Norte, tempestades são desenvolvidas, como destacou Colucci (1976) e intensificadas com a presença de anomalias positivas de TSM (corrente do Golfo), como destacou Hartley (1996). O enfraquecimento do giro horário da alta subtropical dos Açores, observado dentro da fase da negativa da NAO, modifica os ventos alísios de nordeste deixando-os menos intensos e causando a redução do transporte de umidade para o setor centro-norte da América do Sul, como destacado por Silva (2010) (figura 13).

A relevância desta oscilação para o clima da América do norte foi quantificada por Hurrell (1996). Os principais resultados deste trabalho mostram que a NAO é responsável por até 31% da variabilidade da temperatura durante o inverno e por até 45% em anos de Niños canônicos na faixa tropical do hemisfério norte.

Greatbatch (2000) destacou que parte da variabilidade da temperatura do hemisfério norte esta associada à variabilidade da NAO, assim como a oscilação do Ártico. Thompson e Wallace (1998) em estudos iniciais observaram 0.68 de correlação linear entre os valores absolutos das oscilações do Atlântico Norte e a do Ártico.

A compreensão dos processos envolvidos na Oscilação do Atlântico norte tornam-se mais complexos ao se considerar o seu posicionamento. A região da Islândia está muito

próxima de uma das áreas (mar da Noruega) onde ocorre o afundamento das águas oceânicas provindas da circulação geral dos oceanos, circulação termohalina (*conveyor belt*), como destacou Broecker (1991). É no mar da Noruega onde as águas superficiais afundam e onde são renovadas suas condições térmicas, como destacaram Stommel e Arons (1960). A intensidade deste afundamento é de aproximadamente 20 Sv (*Sverdrup*), o que é igual a 1 milhão de m^3s^{-1} de água que saem das áreas mais superficiais e se direcionam para as profundezas dos oceanos. Segundo Hall e Bryden (1982), o afundamento das águas no mar da Noruega libera aproximadamente $1,2 \pm 0,3$ PW (1 PW = 10^{15} Watts) de energia. Esta liberação de calor dentro da atmosfera, certamente, desempenha um papel importante na moderação do clima e nos estados de tempo do norte da Europa.

Por fim, o último índice a ser destacado dentro desta revisão específica e que desempenha papel relevante na variabilidade climática da América do Sul é o Modo Anular Sul ou *South Annular Mode*, SAM.

O Modo Anular Sul é caracterizado pela diferença zonal de anomalias de pressão atmosférica ao nível médio do mar entre 40°S e 65°S, segundo Rogers e van Loon (1981) e Gong e Wang (1998).

As primeiras considerações científicas que notificaram a existência de uma oscilação nas altas latitudes do Hemisfério Sul foram realizadas por Walker (1928). Estas evidências foram postuladas neste trabalho da seguinte forma:

"Assim como no Atlântico Norte há uma oposição entre a pressão de Açores e da Islândia, também, é verificado uma oposição de pressão entre o cinturão de alta pressão entre o Chile/Argentina e a área de baixa pressão no mar de Weddell e de Bellingshausen, na Antártica."(citação traduzida)

Décadas mais tardes e com o uso de muitos mais dados de pressão atmosférica do Hemisfério Sul, Kidson (1975), Rogers e van Loon, (1981), Mo e White, (1985), Mo (1986), Connolley (1997) e Gong e Wang (1998) comprovaram as primeiras observações de Walker, em 1928.

Kidson (1974), ao utilizar a análise de componentes principais para dados médios de pressão, temperatura e chuva para 1900 estações em torno do globo, para o segmento temporal de 1951 a 1960, observou que as componentes com os maiores percentuais da variância total relativa ao campo de pressão atmosférica apresentavam um padrão meridional e, refletiam uma diferença básica entre as oscilações nos hemisférios norte e sul. As análises de EOF para o hemisfério sul indicaram que as primeiras componentes apresentavam características zonais, representando gradientes latitudinais, o que foi identificado como Oscilação Antártica.

Aproveitando os resultados obtidos por Kidson (1974), Rogers e van Loon (1982), mostraram que as anomalias de pressão médias e altura geopotencial em 500 hPa sobre a Antártica apresentavam sinais contrários. Isso contribuía para o fortalecimento e enfraquecimento do vento zonal em alternância entre as latitudes. O valor de correlação linear encontrado entre pressão atmosférica e geopotencial em 500 hPa, sobre a Antártica, para a estação de inverno foi de 0,83. Os maiores valores de correlação linear entre pressão atmosférica e geopotencial em 500 hPa (com 99% de significância estatística) foram encontrados entre as ilhas do sul da Argentina e estações da Antártica, desde o final de 1950 até 1960. Já para a estação de verão, as correlações não apresentaram significâncias.

As observações da existência de uma oscilação de pressão entre o sul da Argentina e a Antártica, segundo Kidson (1974) e Rogers e van Loon (1982) foram complementadas com a identificação das fases positiva e negativa desta oscilação.

A fase positiva do SAM ocorre quando há o predomínio de anomalias negativas de TSM na região da Antártica e, positivas na região de latitudes médias. Durante esta fase, os ciclones extratropicais e frentes frias acabam se deslocando mais para as regiões centrais e próximas à Antártica. Nas latitudes médias, as regiões do cinturão de alta pressão no HS acaba modificando o deslocamento e a intensidade dos sistemas transientes durante a fase positiva

do SAM, como observado por Carvalho *et al.* (2005) e Reboita *et al.* (2009).

A fase negativa ocorre quando há o predomínio de anomalias positivas sobre a Antártica e, negativa ao redor da região de latitudes médias. Nesta fase, a frequência de ciclones extratropicais e frentes frias sobre as latitudes médias é intensificada, tal como observado por Carvalho *et al.* (2005) e Reboita *et al.* (2009).

Reboita *et al.* (2009) observaram que durante a fase negativa do SAM, os jatos subtropicais são enfraquecidos. Este fato favorece a propagação dos sistemas transientes na região. Nesta fase foram observadas anomalias positivas de chuva para o sudeste do Brasil, Uruguai e Centro da Argentina durante as estações de verão e outono durante o período de 1980 a 1999. Na fase positiva da Oscilação Antártica, o movimento ondulatório subtropical apresenta deslocamento para a porção mais sul, o que indica uma menor quantidade de ciclones cruzando a América do Sul, como destacou Carvalho *et al.* (2005) e os jatos subtropicais são fortalecidos. Isso propicia menores anomalias de precipitação, particularmente no outono.

3.2 Variabilidade climática e vazão de rios

A complexidade existente na variabilidade climática é garantida pela interação oceano-atmosfera, padrões anômalos de aquecimento (esfriamento) da superfície dos oceanos e pelo escoamento da atmosfera que pode, muitas vezes, ser materializada nas alterações dos principais elementos do clima, como a precipitação.

Estudos geográficos realizados por Morize (1927), Monteiro (1951, 1969 e 1971), Tarifa (1975), Zavatini (1983), Sant'Anna Neto (1990 e 1995), Silva *et al.* (2006), Sant'Anna Neto e Silva (2011), além de outros, são exemplos do quanto a precipitação representa para o entendimento da variabilidade climática. É importante ressaltar que outras variáveis ambientais também podem ser utilizadas em estudos de variabilidade climática, como é o caso da vazão fluvial dos rios.

A vazão fluvial torna-se variável relevante neste contexto por estar ligada à variabilidade do ciclo hidrológico da região. Por ser uma variável contínua em comparação à precipitação pode apresentar vantagens em relação a outras variáveis climáticas. Por ser, em princípio, dependente da precipitação regional, a vazão fluvial deve apresentar alta correlação linear com a precipitação. Contudo, pode sofrer influência da superfície, antrópica ou não. Desta forma, a vazão fluvial pode apresentar variabilidade representativa das teleconexões atmosféricas refletidas nos campos das demais variáveis atmosféricas.

Molion e Moraes (1987), Hastenrath (1990), Mechoso e Iribarren (1991), Robertson e Mechoso (1998), Genta *et al.* (1998), Camilloni e Barros (2000), Gomes Filho (2000), Trigo *et al.* (2002), Prowse e Beltrami (2002), Cardoso *et al.* (2004), Barros *et al.* (2004), Cardoso (2005), Xu *et al.* (2007), Costa (2011) e Ikefuti (2012) configuram como sendo autores que evidenciaram o papel da variabilidade climática no controle (influência) fluviométrico, tanto produzidos dentro como fora dos trópicos.

As contribuições de Aceituno (1988) mostraram que as vazões dos rios da região sudeste da América do Sul (rios Negro e Uruguai), no período entre 1909 e 1989, apresentaram-se bem correlacionadas com o índice de oscilação sul, IOS (IOS/SOI), em suas fases positivas e negativas. Além disto, o estudo mostrou a presença de alta correlação linear do IOS com a vazão do rio Magdalena, na Colômbia, e precipitação no setor norte da América do Sul, durante a fase positiva do IOS, e, baixa correlação linear entre o IOS e a vazão do rio Paraná e precipitação na região sudeste da América do Sul durante os meses de novembro e dezembro do verão austral.

O estudo feito por Aceituno (1988) foi mais bem detalhado por Mechoso e Iribarren (1991). Neste último estudo, os autores mostram que a vazão dos rios Negro (Uruguai) e Uruguai apresentou clara tendência de ser mais baixa do que a média climatológica nos intervalos de julho a dezembro dos anos com fase positiva da Oscilação Sul (OS) e, acima da

média, para os intervalos de novembro a fevereiro, durante as fases negativas da OS (anos de EN). Estes resultados coincidem com os obtidos por Ropelewski e Halpert (1987 e 1989) em um estudo de investigação das relações entre as fases da oscilação sul e o comportamento pluvial sobre a América do Sul.

Outra contribuição que buscou compreender o papel da OS sobre rios tropicais na América do Sul foi realizada por Molion e Moraes (1987). Neste estudo, os autores buscaram compreender as correlações das séries de IOS com as séries de vazão dos rios Trombetas (na bacia do Amazonas) e Paraná. Os resultados desta pesquisa mostraram que a vazão dos rios da região norte do Brasil se apresentam positivamente correlacionados com a série do IOS. Já a vazão do rio Paraná correlaciona-se negativamente.

A inversão de sinais entre as regiões norte e sudeste da América do Sul também foi observada em estudos de correlação linear entre TSM e vazão, destacados por Silva e Silva (2010). Observando a influência da TSM dos oceanos Pacífico, Atlântico e Índico tropical sobre a vazão dos rios Acre (Acre) e Paraguai (posto de Ladário no Rio Paraguai), os autores encontraram valores de correlação linear negativa de 0,5 entre as anomalias de TSM e a vazão do rio Acre e, correlações positivas de 0,6 para a vazão do rio Paraguai.

O uso das técnicas de regressão múltipla e correlação linear, também, foi considerado em estudos investigatórios sobre os efeitos da variabilidade climática remota na variabilidade dos rios na América do Sul. Hastenrath (1990) observou que os ciclos anuais de precipitação e vazão do rio no norte da América do Sul eram dominados pela migração sazonal da Zona de Convergência InterTropical (ZCIT). Além deste aspecto, encontrou estreitas relações, para o período de agosto a dezembro, da vazão dos rios Madden e Magdalena com a fase da alta (positiva - resfriamento) do Índice de Oscilação Sul, assim como, para o período entre maio e julho, para a vazão dos rios nas Guianas, como já haviam sido identificados por Aceituno (1988) em rios na Colômbia.

As razões que justificam a variabilidade de posição da ZCIT são diversas e desde a década de 1970 vêm sendo documentadas por trabalhos, como os de Hastenrath (1978), Hastenrath e Heller (1977), Moura e Shukla (1981) e Souza e Nobre (1998).

Os estudos de Hastenrath e Heller (1977) e de Hastenrath (1978) foram os primeiros a observar o acoplamento entre oceano e atmosfera, que preponderava sobre o Atlântico Tropical, caracterizando-se pelo aparecimento de anomalias de TSM, com sinais opostos, nas áreas tropicais do Atlântico Norte e Sul, estabelecendo um padrão de gradiente meridional de TSM entre estas duas áreas.

Em 1981, Moura e Shukla, observaram que este dipolo de TSM na parte equatorial do Oceano Atlântico era responsável pela existência de uma circulação anômala termicamente direta na atmosfera. A inversão de anomalias de TSM nas áreas tropicais, padrão típico do dipolo, geraria a manifestação de um gradiente térmico meridional e inter-hemisférico em baixos níveis atmosféricos sobre o Atlântico Equatorial, como destacou Souza e Nobre (1998). Estes autores ainda evidenciaram que estas manifestações de temperatura, quando atuam associadas a anomalias de vento e pressão influenciam a intensidade e migração meridional da ZCIT sobre o Atlântico, de acordo com suas duas fases. A fase negativa deste gradiente meridional ocorre quando as anomalias negativas de TSM ocorrem associadas ao relativo fortalecimento da alta subtropical do Atlântico Norte e ao surgimento de anomalias positivas de pressão. Nesta fase, os alísios de nordeste se comportam de forma mais intensa do que a habitual, deslocando a ZCIT mais ao sul. A fase positiva do gradiente meridional de TSM no Atlântico Tropical ocorre quando há anomalias negativas de TSM e de pressão no Atlântico Sul Tropical. Nesta fase, o giro da alta subtropical do Atlântico Sul fica fortalecido e os alísios de sudeste tornam-se mais intensos do que o habitual. Todas estas características em conjunto fazem com que a ZCIT seja deslocada para latitudes mais ao norte.

Outra contribuição importante dentro do contexto da variabilidade climática e suas

interferências no comportamento fluvial de rios da América do Sul foi dada por Robertson e Mechoso (1998). Com o objetivo de verificar os ciclos interanual e decadal de quatro grandes rios da América do Sul (Negro/Uruguai, Paraguai, Paraná e Uruguai), os autores usaram dados estimados de vazão normalizada, utilizando os critérios de Garcia e Vargas (1997), as técnicas de tratamento estatístico adotadas por Thomson (1982) e Percival e Walden (1993), conhecida como MTM e o método de análise proposto por Vautard e Ghil (1989) e Vautard *et al* (1992)⁴, conhecido como método SSA, usado para reconstruir os componentes subjacentes e oscilatórios da série histórica que é baseado em um autovetor.

Os resultados obtidos mostraram evidências de que as séries temporais de vazão dos rios têm ciclos interanuais (em torno de 3,5 e 6 anos) e um ciclo quase-decadal, com aproximadamente nove anos, bem como uma tendência de comportamento não-linear. Os ciclos interanuais foram mais significativos para os rios Negro e Uruguai, para os quais também foram encontrados os maiores valores de correlação linear entre TSM e vazão. A periodicidade decadal foi mais marcada nas séries dos rios Paraguai e Paraná.

Além disso, para estes dois últimos rios, os autores ainda indicaram como significativas a influência do Oceano Pacífico, em escala interanual, e do oceano Atlântico, em escala decadal. Estes últimos aspectos foram também observados por Cardoso e Dias (2002) em um estudo sobre a influência da variabilidade da TSM do Pacífico (interanual) e do Atlântico (decadal) nas vazões de rios do estado de São Paulo.

Genta *et al.* (1998) observaram que nas séries históricas de 1901 a 1995 dos dados de vazão dos rios do sudeste da América do Sul (Negro, Uruguai, Paraná e Paraguai) existiam dois períodos bem distintos.

⁴ Nos originais, os autores observaram a dinâmica das secas no NE do Brasil com o uso de um GCMW entre duas dimensões de um sistema dinâmico. As dimensões estatísticas, segundo os autores, permitem um limite superior teórico para o número mínimo de graus de liberdade necessários para descrever o atrator até a exatidão dos dados, levando em conta a amostragem e os problemas de ruídos. Toda a dimensão dinâmica é a dimensão intrínseca do atrator e não dependem da qualidade dos dados. Neste trabalho, destaques, também, para a Análise de Espectro Singular (SSA), a qual é capaz de fornecer estimativas da dimensão estatística. A SSA, também, descreve os principais fenômenos físicos refletidos pelos dados. Com esta técnica, os autores identificaram as principais oscilações climáticas e as mudanças de regime para a área de estudo.

O primeiro se inicia desde 1920-1925 e vai até a década de 1970, e o segundo, de 1970 até o final da série, em 1980, conforme ilustrado na Figura 14.

Figura 14. Variabilidade fluviométrica dos rios Paraná, Paraguai, Uruguai e Negro (Argentina). Os desvios padrão de cada série temporal são iguais a $89,9 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ (Paraná), $39,3 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ (Paraguai), $54,7 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ (Uruguai) e $8,6 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ (Negro/Uruguai). Fonte: Genta *et al.* (1998)

As análises realizadas por Genta *et al.* (1998) para justificar os motivos da mudança na mediana dos dados de vazão após a década de 1970 apontaram como as principais causas as modificações nos padrões de TSM do Pacífico Equatorial e Leste (região de Niño1+2). A presença desta modificação na variabilidade (“degrau na vazão”) sugere visivelmente não apenas mudanças do comportamento fluvial dos rios – o que certamente mudou com a construções de barragens –, mas também uma importante variação da própria variabilidade climática de larga escala.

Cardoso *et al.* (2004) desenvolveram um modelo estocástico para prognóstico de média de precipitação e vazão de rios mensal e sazonal utilizando informações de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico, apoiados por um conjunto de técnicas estatísticas, como interpolação de *Reynolds*, quantis, descritos por Xavier e Xavier (1987), análise de correlação simples, análise de componentes principais, análise regressão linear múltipla e a técnica de *skill core*. Com base nestas técnicas, os autores observaram padrões de correlações

significativas entre a vazão e a TSM com defasagens temporal de até 4 meses. O Pacífico esteve mais bem correlacionado com a vazão mensal no Sul/Sudeste do Brasil em sua porção tropical leste (região do Niño1+2 e do Niño3), com até três meses de antecedência. Para a TSM do Atlântico, os valores mais expressivos de correlação linear com a vazão ficaram quase que confinado na costa sudeste do Brasil, como já havia sido observado por Cardoso e Silva Dias (2002).

Outros estudos que associaram a influência da TSM no comportamento da vazão na América do Sul foram os de Camilloni e Barros (2000) e de Gomes Filhos *et al.* (2000).

O trabalho de Camilloni e Barros (2000) buscou compreender os motivos físicos que levaram eventos de Niños com forte intensidade (1982-83 e de 1997-98) a causarem repercussões distintas nas vazões do rio Paraná (porção argentina).

As descargas de vazão observadas durante o Niño 1982-1983 foram muito mais expressivas do que as observadas durante o Niño 1997-1998, sendo que o primeiro evento causou muito mais inundações de grandes proporções na Argentina. As justificativas sugeridas pelos autores para tal fato indicam que padrões de convecção formados sobre a bacia do Paraná foram bem distintos para os eventos de El Niño mencionados.

Além disto, os valores de correlação linear mais expressivos entre TSM e vazão mensal para o episódio do Niño de 82/83 foram encontrados na região de Niño3 e, para o episódio do Niño de 1997/1998, para a região de Niño1+2, indicando que distintas áreas podem ter influenciado a convecção sobre a América do Sul. As contribuições de Camilloni e Barros (2000) consituem um exemplo do quanto o posicionamento das forçantes de aquecimento sobre as áreas dos oceanos podem influenciar a variabilidade de elementos nas superfícies dos continentes.

As respostas atmosféricas para eventos de El Niño podem variar de um episódio para outro do fenômeno de acordo com o posicionamento das forçantes, como destacou Ambrizzi

(2003). A Figura 15 ilustra padrões distintos de aquecimento no Pacífico centro-leste durante os eventos de El Niño em 1982-83 e 1987-98, conforme Drumond e Ambrizzi (2003).

Figura 15 Anomalias de TSM média observada nos eventos de El Niño no Pacífico tropical durante o verão austral de (a) 1982-83 e de (b) 1997-98. O intervalo entre as isolinhas é de 1°C e valores negativos são representados por linhas pontilhadas. Fonte: Drumond e Ambrizzi (2003)

Na Figura 15, extraída do trabalho de Drumond e Ambrizzi (2003), nota-se que os padrões de anomalias de TSM diferem entre si para os episódios de Niño 1982-83 e 1997-98.

Estas anomalias de TSM, como sugerido por Hoskins e Karoly (1981), Horel e Wallace (1981), Wallace e Gutzler (1981) e Karoly (1989), forçam a propagação de ondas *quase-estacionárias* de Rossby, partindo do Pacífico Equatorial em direção a latitudes mais altas. Durante os distintos eventos de El Niño, as ondas de Rossby apresentam diferentes fases e, conseqüentemente, influenciam a atmosfera de formas distintas, como destacou Ambrizzi (2003) e como podemos ver na figura 16.

Estas explicações físicas vêm por corroborar as explicações dadas às diferentes observações no comportamento dos padrões de convecção atmosférica, feitas por Camilloni e Barros (2000), sobre a bacia do rio Paraná durante os episódios de El Niño de 1982-83 e de 1997-98.

Figura 16. Anomalias da função de corrente (m^2s^{-1}) durante o período de DJF e traçado dos raios de propagação para diferentes números de ondas dos eventos de El Niño dos anos de (a) 82-83, (b) 86-87, (c) 91-92 e (d) 97-98. Fonte: Ambrizzi (2003, p. 109)

Em estudos semelhantes aos desenvolvidos por Camilloni e Barros (2000), Gomes Filho *et al.* (2000) evidenciaram a existência de correlações muito fortes entre a TSM das regiões de Niño1+2 e Niño3 com os valores de descargas do rio Piancó, na Paraíba.

Em estudos específicos a respeito da influência da TSM na vazão de rios da região do Pantanal brasileiro, Barros *et al.* (2004) observaram que parte das descargas de vazão observada no rio Paraguai tem origens diferentes. Seus motivos estariam ligados às forçantes climáticas que influenciam as áreas do alto-médio Paraguai de forma diferente das que influenciam a planície pantaneira. Para Barros *et al.* (2004), as grandes contribuições de descargas do alto-médio curso do rio Paraguai atrelam-se aos episódios intensos de El Niño (já identificado por Camilloni e Barros, 2000), enquanto que os episódios mais expressivos de descargas na planície pantaneira estiveram associados às fases neutras de ENSO. Isto remonta a idéia de transitoriedade climática da região do Pantanal, sugerida por Zavattini (1990). Para os períodos de El Niño ocorre a formação de um padrão de circulação PSA, como visto em Karoly (1989) no hemisfério sul.

A circulação atmosférica anômala aumenta a advecção de umidade sobre boa parte do cone sul do continente, como mostrou Mo e Nogués-Paegle (2001), atingindo o alto e médio Paraguai, além disso, intensifica os jatos subtropicais.

A partir da sinergia destes dois mecanismos da dinâmica da atmosfera há o favorecimento do desenvolvimento de ciclogênese (Gan and Rao, 1991) e de sistemas convectivos de meso escala (Silva-Dias *et al.*, 2009) à sudeste da América do Sul, classificados como os mecanismos mais importantes produtores de precipitação nesta área.

Sobre a planície pantaneira, as observações de Barro *et al.* (2004) mostraram sinais mais enfraquecidos de TSM durante períodos de El Niños. Talvez a maior contribuição do artigo de Barros *et al.* (2000) não esteja nas arguições sobre a relação entre vazão e forçantes climáticas, mas sim nas explicações da dinâmica atmosférica que influencia de forma distinta a bacia do Paraguai.

Por fim, fora da América do Sul, diversos outros estudos vêm sendo produzidos com o objetivo de compreender melhor os efeitos de teleconexões climáticas no comportamento da vazão dos rios, como destacaram Prowse e Beltaos (2002), Xu *et al.* (2007) e Trigo *et al.* (2002). A contribuição de Prowse e Beltaos (2002) evidenciou que os aspectos hidrológicos para os ambientes extratropicais apresentam fortes elos climáticos e ilustram a alta sensibilidade do regime de congelamento às mudanças nas condições climáticas.

Xu *et al.* (2007) notaram a existência de algumas teleconexões climáticas associadas à vazão sazonal do rio Yangtze (rio Azul), na China. Estas teleconexões estiveram atreladas ao comportamento das TSM no leste do Índico e oeste do Pacífico e apresentaram valores absolutos de correlação linear de quase 0,80.

Trigo *et al.* (2002) observaram que a Oscilação do Atlântico Norte (NAO) exerce influência considerável no regime fluvial nos rios Tejo e Guadiana, em Portugal, com valores negativos de correlação, respectivamente, de 0.5 para o rio Tejo e 0.6 para o Guadiana.

4. AREA DE ESTUDO

4.1. Gênese do Pantanal

Localizado entre 16-20°S e 58-50°W, o bioma do Pantanal pode ser encontrado em terras argentinas, brasileiras, bolivianas e paraguaias. Com a maior parte de suas terras em territórios brasileiros, o Pantanal está inserido entre as elevações da borda ocidental dos planaltos e chapadas sedimentares da bacia do Paraná, datados do Devoniano ao Cretáceo, e a leste das ramificações dos Andes bolivianos, como destacaram Veloso (1947) e Ross (1996). Além destas fronteiras, a região encontra-se a norte e a sul, limitada por um conjunto de serras residuais do cinturão orogênico do alto Paraguai, datadas do pré-Cambriano, assimétricas, desgastadas e dobradas por intensos processos orogênicos, segundo Ross (1996).

Conhecida como a maior área inundável do mundo, o Pantanal, geomorfologicamente, pode ser considerado como uma vasta planície com área deprimida em forma de anfiteatro, (PINTO, 1988) situada no curso alto do rio Paraguai e com uma área total (entre planaltos, planícies e depressões) de aproximadamente 367.227 km².

De toda a ocupação do Pantanal no Brasil há uma exclusiva divisão do bioma entre dois estados: Mato Grosso e Mato Grosso do Sul (figura 17), com respectivamente, 35,36% e 64,64% da área, como destacaram Silva e Abdon (1998).

Figura 17. Localização do Pantanal

As características de relevo de anfiteatro provêm de profundos processos evolutivos e dinâmicos da paisagem, garantidos principalmente pela dinâmica fluvial. Esta peculiaridade do Pantanal sempre foi alvo de diversos pesquisadores de diversas áreas do conhecimento. Após as contribuições a respeito da origem do Pantanal realizadas por Ruellan (1952), Ab'Saber (1949 e 1964) e Almeida (1964) fica cada vez mais evidente que a região caminha, ainda, dentro de um lento processo de formação.

Da escola tradicional de Geografia, Ruellan (1952) fez as primeiras grandes contribuições sobre a origem da planície do Pantanal. Este autor buscou compreender as causas do arqueamento de grande raio que respondiam pelo mosaico de áreas de abaulamentos ou depressões no dorso geral do escudo brasileiro. Dentro de suas observações, o autor caracterizou – o que hoje é a planície do Pantanal – como um antigo relevo de *Bouttonnière* “casa de botão”, que fora ao longo de intensos processos erosivos, escavados em terrenos pré-Cambrianos. Ruellan (1952) defendia a ideia de que a milhares de anos atrás, o Pantanal teria sido um vasto relevo de abóboda (figura 18) de escudo e que este teria funcionado como um grande fornecedor de detritos para as bacias sedimentares do Cretáceo Superior, como o grupo Bauru (bacia do Paraná) e a bacia detrítica dos Parecis.

Figura 18. Representação do relevo em abóboda e dos processos descritos por Almeida (1964). A figura foi extraída do trabalho de Casseti (2005), usada para descrever a possível evolução de hog-back de Serra Dourada/GO.

Algumas décadas depois, Ab'Saber (1964) e Almeida (1964) trouxeram mais contribuições sobre os relevos de *Boutonnières* e a origem geomorfológica do Pantanal.

Para Almeida (1964), os relevos de *Boutonnières* constituem como do tipo “estrutural, envolvente a uma notável inversão topográfica, a partir de uma estrutura dômica de grande extensão, comportando-se como uma depressão alongada e escavada a partir da abóboda central”. Além disto, Almeida (1964) presumiu que o Pantanal teria surgido após um processo de arqueamento da abóboda (soerguimento pós-Cretáceo), associada a uma super imposição hidrográfica (no eixo central do dômio) e uma longa história evolutiva de desgaste superficial para ter ocasionado a evacuação de tanto material rochoso.

Ab'Saber (1964) ressaltou que no final do período Cretáceo, o nível tectônico que se encontra o Brasil hoje, era mais baixo. Diante de intensos esforços geológicos de forçantes internas da crosta sul-americana, a plataforma brasileira sofreu movimentos de soerguimento em bloco, o que desabrochou a intervenção da “tectônica quebrável” para setores expostos de escudos à margem das grandes bacias sedimentares (caso da bacia do Paraná).

Com a evacuação da “abóboda rochosa” e o após a “tectônica quebrável” desencadearam sobre a região do atual Pantanal, sucessivos processos erosivos prolongados encarregaram-se de executar grandes aplainamentos regionais. A denúncia deste fato na história geológica do Pantanal pode ser observado na paisagem com a presença de relevos testemunhos de sub-nivelamento com escarpas estruturais, como as *cuestas* de Aquidauana e Maracajú e o dorso do Planalto dos Parecis, como destacou Ab' Saber (1964) e como fica evidente no traçado do perfil da figura 19.

Figura 19. Perfil traçado no sentido noroeste-sudeste sobre o planalto do Maracaju-Campo Grande. Nota-se a presença do relevo de *cuestas*. Escala do eixo x em milhas americanas (1.609 km).

Acoplado aos grandes aplainamentos regionais, durante o Mioceno até o Plioceno, parte da drenagem da região teve seu curso mudado em direção à bacia do rio Paraná, como salientou Almeida (1964).

No entanto, a maioria da instalação da drenagem de sul-sudoeste no Pantanal teve seu início durante a Era Mesosóica, no período do Cretáceo, estimulada pelo soerguimento epirogenético macro-regional, segundo Ab'Saber (1964).

Aqui, vale destacar que este movimento que resultou num soerguimento da abóboda regional acabou, também, gerando falhamentos em blocos e saliências no relevo. Estas rugosidades surgidas após este abaulamento da abóboda, segundo Ab'Saber (1964), foram rebaixadas graças a sucessivas variações climáticas de períodos áridos e semi-áridos do Cretáceo inferior-superior e de períodos úmidos entre as épocas do Eoceno até o Mioceno, durante o Terciário. Durante estes períodos e, épocas geológicas, novamente, houve uma reorganização da rede hidrográfica na abóboda – sistema centrípeta – para o centro da bacia do Paraguai.

Desta forma, Ab'Saber (1964) atribui os processos de variações climáticas – dentro dos processos de pediplanação cuiabana – como chave principal para a compreensão da formação da planície pantaneira. Estes pediplanos são atribuídos a intensos e sucessivos processos de erosão com regressão de escarpas, típico de climas áridos a semi-áridos.

Assim, fica mais de que evidente que a origem do Pantanal está associada a um conjunto de fatores, que precisam ser interpretados integrados na escala dos milhares de anos e que processos como a tectônica quebrável, movimentos epirogênicos e variações climáticas (intercaladas entre períodos secos e úmidos) foram determinantes para a configuração da planície pantaneira e de toda a atual organização geomorfológica da região.

4.2. Morfologia do relevo e unidades hidrográficas do Pantanal

As explicações dos clássicos da geomorfologia brasileira além de contribuir às

explicações da gênese morfológica do Pantanal servem como subsídio para compreensão das estruturas e esculturas das 12 unidades geomorfológicas da região.

A primeira grande unidade geomorfológica do Pantanal é a Província Serrana. Essa está localizada ao norte da região do Pantanal e é estruturada por dobradas, com falhas e com intenso processo erosivo em estruturas do pré-cambriano, além da presença de *inselbergs* (PINTO, 1988) (Figura 20).

Figura 20. Perfil topográfico da Província Serrana traçado no sentido nordeste-sudoeste. Nesta representação, notamos a presença de estruturas dissecadas, relevo de cristas e possíveis falhas. Escala *idem* da fig.18.

A segunda unidade é constituída pela Serra de Santa Bárbara. Inserida no extremo Noroeste da região do Pantanal Brasileiro foi considerada por Ross e Santos (1982) como parte da unidade geomorfológica dos planaltos residuais do Alto Guaporé. Apresenta bordas escarpadas (relevos *cuestiformes*) e cristas assimétricas (PINTO, 1988) (Figura 21).

Figura 21. Perfil da Serra de Santa Bárbara traçado no sentido sudeste (depressão do alto Paraguai) noroeste. Nota-se na frente do perfil (de oeste para leste) o “*front*” do relevo de “*cuestas*” e sobre a serra os dois patamares descritos por Ross e Santos (1982) e Pinto (1988). Escala *idem* da fig.18.

A terceira unidade é formada pelo Planalto dos Parecis: Caracterizado pela ocorrência de anfiteatros erosivos, esta unidade se estende entre o eixo noroeste-norte do Pantanal e apresenta formas dissecadas tabulares (PINTO, 1988) (Figura 22).

Figura 22. Perfil do Planalto dos Parecis, traçado no sentido noroeste-sudeste. Nota-se que o relevo se apresenta bem dissecado com topografias abaixo dos 300 metros até valores acima dos 600 metros. Escala *idem* da fig.18.

A quarta unidade georfológica é formada pelo Planalto dos Guimarães. Esta se

estrutura por rochas sedimentares das formações Bauru e Botucatu, e secundariamente, pelas formações Aquidauana, Furnas e Ponta Grossa. Ross e Santos (1982), subdividem este planalto em três compartimentos individualizados (a) Chapadas dos Guimarães, (b) Planalto do Casca e (c) Planalto do Alcantilados. A característica estrutural de destaque fica por conta das escarpas com vertentes abruptas, mantidas por arenitos das formações Furnas e Ponta Grossa do Devoniano (ROSS e SANTOS, 1982) e (PINTO, 1988) (Figura 23).

Figura 23. Perfil traçado no sentido oeste-leste sobre o planalto dos Guimarães. Neste nota-se as três subdivisões dos patamares descritos por Ross e Santos (1982), além da presença das escarpas abruptas, topos arredondados e o “front” do relevo de “cuestas” antes do declínio para as regiões de planícies. Escala idem da fig.18.

A quinta unidade é formada pelo Planalto do Taquari-Itiquira. Formada por estruturas litológicas do devoniano (formação Furnas e Ponta Grossa), permocarboníferas (formação Aquidauana), juracretácica (formação Botucatu) e cretácica (formação Bauru), o planalto é marcado pela depressão do rio Paraguai, planalto Maracaju-Campo Grande, bordas escarpadas dos relevos de *cuestas* e estruturas residuais de topo plano talhado em arenito da formação Furnas (Figura 24).

Figura 24. Perfil do relevo traçado no sentido oeste-leste do planalto Taquari-Itiquira. O objetivo é evidenciar os relevos de *cuestas* e feições dissecadas destacadas por Pinto (1988). Escala *idem* da fig.18.

A sexta unidade geomorfológica é formada pelo Planalto do Maracajú-Campo Grande. Este corresponde à terminação dos planaltos sedimentares da bacia do Paraná, apresentando relevos de *cuestas* provindo de processos de erosões frontais. Dentro desta unidade encontram-se arenitos das Formações Bauru, Furnas, Ponta Grossa e Aquidauana. As bordas ocidentais deste planalto (serra de Maracajú) apresentam escarpas bem dissecadas (Figura

25).

Figura 25. Perfil traçado no sentido noroeste-sudeste sobre o planalto do Maracaju-Campo Grande. Nota-se a presença do relevo de “cuestas”, porções com áreas dissecadas e a presença dos dois patamares descritos na bibliografia por Pinto (1988). Escala *idem* da fig.18.

A sétima unidade é formada pelo Planalto da Bodoquena: Este é caracterizado por apresentar drenagem bem entalhada, relevos de *inselbergs* (Figura 26) e áreas bem dissecadas com topos suavizados (PINTO,1988).

Figura 26. Perfil traçado no sentido leste oeste sobre o Planalto da Bodoquena pegando a presença de um representante do relevo de *inselberg* e de áreas entalhadas pelos cursos d'água. Escala *idem* da fig.18.

A oitava unidade é constituída pelas Morrarias do Urucum-Amolar. Estas são formadas por estruturas residuais ao sul Corumbá/MS e se configura como um importante exemplo de áreas entalhadas por cursos d'águas (Figura 27).

Figura 27. Perfil traçado no sentido norte-sul sobre o relevo residual das Morrarias do Urucum-Amolar. Nota-se no perfil as superfícies aplainadas da planície aluvial norte-sul e os níveis topométricos que ultrapassam aos 775 metros, o que representa a presença das Morrarias. Escala *idem* da fig.18.

A nona unidade geomorfológica é formada pela depressão do alto Paraguai. Caracterizada por pouca dissecação, esta apresenta fraco caimento topográfico no sentido norte-sul e é rampeada na seção oeste da região (figura 28). Para Ross e Santos (1982), esta depressão passou por incessantes processos de aplainamentos por pediplanação, os quais contribuíram com o a deposição de sedimentos da Formação Pantanal, certamente provindo do Planalto dos Parecis. Trechos meândricos e com lagoas formadas de meandros

abandonados, também, marcam esta depressão (PINTO, 1988 e ROSS e SANTOS, 1982).

Figura 28. Perfil traçado no sentido norte sul sobre a depressão do alto Paraguai. Destaque para as regiões mais aplainadas que chegam a ter mais de 60 quilômetros de extensão com a presença de relevos testemunhos e para as áreas mais elevadas que chegam aos 300 metros de altitudes, as quais encontram-se dissecadas e entalhadas por cursos d'água. Escala *idem* da fig.18.

A décima unidade é formada pela Depressão Cuiabana: Esta região encontra-se encravada entre a Província Serrada à oeste e ao Planalto dos Guimarães à nordeste e a sul limitado pela Planície Aluvial. Os relevos próximos a região da Província Serrana foram modulados por processos de pediplanação em rochas do grupo Cuiabá, que se apresentaram encobertas por material argiloso (PINTO, 1988) (Figura 29).

Figura 29. Perfil traçado no sentido sudoeste-nordeste dentro da depressão Cuiabana. Nota-se a presença de áreas tabulares e áreas entalhadas graças a rede de drenagem que esta adaptada a linhas de fraqueza estrutural no sentido SW-NE, como estacou Pinto (1988). Escala *idem* da fig.18.

A décima primeira unidade geomorfológica é formada pela Depressão do Rio Paraguai. Esta unidade geomorfológica corresponde uma área rebaixada por aplainamento lateral e drenada por tributários (PINTO, 1988).

E, por fim, a décima segunda unidade constituída pela Planície Aluvial: Considerada por Almeida (1949), como uma grande área de abatimento tectônico entulhadas de sedimentos da Formação Pantanal, a unidade geomorfológica da planície aluvial apresenta toda sua dinâmica atrelada ao rio Paraguai. As planícies de inundação se situam em posição interfluviais e por isso comportam “vazantes”, “corixos”, meandros abandonados, lagos, “baías” e pântanos permanentemente alagados. Outras feições particulares nesta unidade são os grandes leques aluviais, como o do rio Taquari. Os principais tributários do rio Paraguai são os rios Cuiabá, Taquari, São Lourenço, Bento Gomes, Miranda-Aquidauana, Itiquira e

Negro. Todas as características hidrodinâmicas dos “pantanaís” “refletem um jogo de deposição e erosão. Esta instabilidade pode se traduzida por incessantes migrações do leito e formação dos cordões aluviais, segundo Franco e Pinheiro (1982), Almeida (1949) e Pinto (1988) (Figura 30).

Figura 30. Representação da planície aluvial do Pantanal Brasileiro. Perfil traçado de leste-oeste. O destaque fica por conta da pouca declividade em relação à extensão do comprimento da planície. Escala *idem* da fig.18.

Além destas unidades de relevo, o Pantanal pode ser dividido em 14 grandes sub-unidades hidrográficas, como mostra a figura 31.

Figura 31. Localização das sub-unidades hidrográficas da região do Pantanal Brasileiro.

Esta proposta de divisão abrange apenas os limites das bacias hidrográficas, diferentemente, das propostas elaboradas a partir dos aspectos fisiográficos da paisagem, de Silva e Abdon (1998) e, também, diferentemente da proposta morfológica do projeto RADAMBRASIL (1982).

Os principais aspectos físicos que caracterizam estas 14 sub-unidades hidrográficas foram quantificados de forma minuciosa e organizado no tabela 1.

Tabela 1. Descrição dos elementos físicos das sub-bacias da área de estudo

Bacias	Área (m²)	Tamanho do rio (m)	Tamanho princ. Do rio (m)	Nº de cursos	Comp. dos canais total em km	Perímetro	Ordem	Perímetro²	Latitude	Longitude
Bacia do Rio APA	15042530,2	203,1	32650,954	64	1731,408	523,5	4ª	441043248,015	-57,988 até -55,850	-22,0421 até 20,903
Bacia do Rio Miranda	21057926,05	315,2	507263,908	173	2888,4	849,1	5ª	1100287103,3604	-57,3435 até -54,288	-22,018 até -10,350
Bacia do Rio Aquidaviana	21004745,00	258,58	410143,1372	150	2050,1408	631	5ª	640776423,74	-53,380 até -54,201	-21,247 até -10,300
Bacia do Rio Negro	33086418,87	106,54	268019,4836	161	3005,8144	554	5ª	493932195,44	-57,221 até -54,724	-20,200 até -18,261
Bacia do Rio Taquari	34748402,17	340,1	550992,574	313	5038,8112	1100,7	5ª	1081790138,4000	-57,051 até -53,071	-19,051 até -17,218
Bacia do Rio Piquiri	4871001,71	80,3	143714,002	33	481,792	270,9	4ª	118104328,8054	-55,157 até -54,221	-17,080 até -17,701
Bacia do Rio Corrente	7779357,1	192,75	310200,285	40	1398,528	497	3ª	397521404,00	-55,013 até -53,045	-18,270 até 17,210
Bacia do Rio Itiquira	23950554,80	236,3	380287,042	107	14491,472	751,5	5ª	908878386,015	-56,797 até -53,397	-18,270 até -16,035
Bacia do Rio São Lourenço	27514104,03	243,4	391713,350	206	4054,592	734,1	5ª	867277848,2454	-56,064 até -53,080	-17,210 até -15,455
Bacia do Rio Cuiabá	42227777,22	267,44	430401,8896	301	12558,848	1107,4	5ª	2307418197,5384	-57,477 até -54,002	-17,000 até -14,207
Bacia do Rio Benito Gomes	5301220,03	144,7	232871,498	27	490,56	340,6	4ª	186690894,0824	-57,449 até -56,203	-16,930 até -15,672
Marginais diretos ao Alto Paraguai	93184304,05	1140,51	1835408,3634	638	12195,248	1805,1	6ª	5243850941,3334	-59,522 até -50,190	-20,413 até -14,153
Regiões										
Porto Murtinho	23403796,25	não tem	0	111	2979,8512	545,3	-	478540612,5200	-58,081 até -50,754	-22,083 até -19,084
Palaguiás	12629005,3	não tem	0	107	3454,848	525,2	-	443912363,2730	-57,759 até -55,140	-18,988 até -17,582

As sub-unidades hidrográficas das bacias Itiquira-Piquiri, Taquari, São Lourenço, Miranda, Cuiabá e a sub-unidade nomeada de Marginais diretos ao Alto Paraguai ganham destaques, sobretudo, pelo amplo tamanho em área quadrada e curso principal do rio. No entanto, quando se analisa a organização do número de cursos d'água presentes dentro das bacias, as unidades dos rios Itiquira, Taquari, São Lourenço, Cuiabá e Marginais diretos do alto Paraguai apresentam-se com uma quantidade numérica mais elevada do que a bacia do rio Miranda.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo são descritos os dados e a metodologia empregada no desenvolvimento desta pesquisa. A seção 5.1 contém a descrição dos dados adquiridos, a seção 5.2 a descrição das técnicas estatísticas consideradas, a seção 5.3 a descrição da elaboração dos modelos estocásticos e a seção 5.4 a descrição dos campos dinâmicos atmosféricos.

5.1 Dados

A realização da presente pesquisa considerou a utilização de dados de TSM, da vazão dos rios Cuiabá, Miranda, Aquidauana, Itiquira-Piquiri, Taquari e São Lourenço, localizados na região do Pantanal brasileiro; dados dos índices climáticos PDO (Oscilação Decadal do Pacífico), SAM (Módulo Anular Sul), NAO (Oscilação do Atlântico Norte), IOS (Índice de Oscilação Sul), Niños para as regiões (NIÑO1+2, NIÑO3, NIÑO3.4 e NIÑO4); dados de vento, velocidade vertical (ω) e dados de precipitação para a região de estudo. Todos os dados foram obtidos com resolução mensal exceto os dados de vazão que foram obtidos na resolução diária e submetidos aos cálculos médios.

Temperatura da superfície do mar

Os dados mensais de TSM utilizados apresentam resolução espacial de 2,0 graus para o segmento temporal de 1854 até 2008. Os mesmos foram adquiridos do *Earth System Research Laboratory – Physical Sciences Division*, da NOAA. Trata-se de dados reconstruídos⁵ por técnicas recentes de melhoramento estatístico do ICOADS (*International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set*). Toda a série mensal iniciada em 1854 foi reconstruída usando-se observações de navio. A série temporal da média global entre as latitudes 60°S e 60°N é observada na Figura 32.

⁵ Para melhor compreensão da origem dos dados de TSM foi perguntado a um dos professores responsáveis, Sr. Thomas Smith, da Universidade de Maryland e membro da NOAA, sobre as formas em que os mesmos foram obtidos. Para esta pergunta Smith disse o seguinte: “*The historical SST beginning 1854 was reconstructed using ship observations for the month reconstructed. In ICOADS there are enough ship observations beginning about 1854 for monthly reconstructions. The modern satellite-based analysis (beginning 1982) was used to form statistics used for the reconstruction. The 1971-2000 period is a climatology base period*”.

A representação destes dados anuais de TSM refere-se a uma média quase global dos oceanos.

Figura 32. Anomalia anual da TSM média (ERSST.v3b) para o segmento temporal 1880-2010, entre as faixas 60°S e 60°N (linha contínua vermelha). Os dados são mais confiáveis a partir dos anos 1940.

Vazão na região do Pantanal brasileiro

Os dados diários de vazão dos rios Cuiabá, Miranda, Aquidauana, Itiquira-Piquiri, Taquari e São Lourenço foram adquiridos junto ao Departamento da Agência Nacional de Águas (ANA). A localização dos postos de vazão e o período de dados adquiridos estão indicados na Figura 33.

Os postos de localização da vazão estão indicados por símbolos na Figura 33. Todos os postos e cursos de rios têm suas localizações georreferenciadas.

Os dados de vazão destes postos apresentam suas séries temporais a partir da década de 1960 até o começo da década de 2000, exceto o posto de Ladário (localizado no curso do rio Paraguai) que apresenta uma série com mais de 100 anos, com o início em 1900 e o término em 2003. Como indicado na legenda da Figura 33, alguns dos postos apresentam falhas de dados em grupos de anos.

Figura 33 Localização dos postos de coleta de informação de vazão e hidrografia local. As informações de localização e município, foram obtidas junto ao Departamento da Agência Nacional de Águas.
Fonte: ANA (ano). Elaboração cartográfica: Silva, CB

Índices Climáticos

Além dos dados de TSM e vazão, foram utilizados dados mensais de alguns índices climáticos adquiridos junto ao *Earth System Research Laboratory – Physical Sciences Division* da NOAA. Estes dados foram selecionados com o objetivo de verificar sua correlação com dados de vazão fluvial e para contribuírem com o conjunto de variáveis independentes na construção do modelo estocástico de regressão linear múltipla para a simulação da vazão.

Os índices NAO (*North Atlantic Oscillation*), SOI (*South Oscillation Index*), SAM (*South Antartic Model*) e os dados de TSM das regiões de Niños (NIÑO1+2, NIÑO3.4, NINO3 e NIÑO4) foram obtidos para o período de 1948 a 2008. A série temporal com dados da PDO (*Pacific Decadal Oscillation*) perfaz o período de 1900 até 2008.

O comprimento da série temporal deste último índice pode ser importante para a compreensão e explicação da variabilidade climática observada na fluviometria de séries temporais mais extensas.

Variáveis climáticas

Os dados das variáveis climáticas (vento e velocidade vertical) foram adquiridos junto ao *Earth System Research Laboratory – Physical Sciences Division* da NOAA, ICOADS (*International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set*), com resolução espacial de 1 grau, dentro do segmento temporal de 1948 a 2010.

Precipitação

Os dados de precipitação mensal, com resolução espacial de 0,25 graus, foram adquiridos do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE), para o período de 1961 a 2009. Este arquivo de dados foi elaborado a partir de dados das estações meteorológicas de superfície gerenciadas pelo INMET.

5.2 Métodos empregados

Inicialmente foram feitos testes para se analisar a semelhança entre as séries temporais de vazão, para reduzir o número inicial de postos e para considerar a região como homogênea, quanto à variabilidade da vazão.

Depois de selecionados os dez postos de vazão na região do Pantanal Brasileiro, como apresentado na Figura 33, a segunda etapa foi estruturada para a verificação da existência de semelhanças existentes entre as séries de dados utilizadas. Para isso aplicou-se os preceitos estatístico-metodológicos da análise de agrupamento (*cluster*), como destacado por Johnston (1968).

O agrupamento de dados em estatística é considerado uma técnica multivariada, segundo Hair *et al.* (2009), usada quando se pretende definir quão próximas estão um conjunto de variáveis. Por meio da análise de agrupamento, grupos razoavelmente homogêneos de dados podem ser construídos, criando a possibilidade de otimização do número de variáveis e de comparações entre variáveis distintas.

À representação gráfica do produto produzido pela técnica da análise de agrupamento dá-se o nome de *dendograma* e, os métodos mais usuais empregados com este fim são o da distância euclidiana e o método do *K-means*, segundo Hair *et al.* (2009).

O produto cartográfico vinculado ao dendograma configura-se como uma hierarquia de elementos (dados/variáveis/fenômenos) agrupados. Estes são produtos do cálculo direto entre todas as variáveis ou elementos envolvidos.

A análise de agrupamento aplicada às dez séries temporais de vazão foi realizada com o auxílio técnico do software *Statistic (StatSoft)*. Os resultados da aplicação da análise de agrupamento demonstraram a caracterização de dois grupos. O primeiro, formado apenas pelo posto de Miranda e, o segundo, formado pelo conjunto das nove séries restantes, sendo eles: os três postos do rio Cuiabá, os dois postos do rio Aquidauana, os postos de Ladário,

São Lourenço, Itaqua-Piquiri e o posto de número 2 do rio Miranda, tal como ilustrado na Figura 34.

Desta forma, com base nos resultados da análise de agrupamento, assumiu-se que o segundo grupo apresentou semelhança estatística suficiente entre suas séries temporais para ser considerado como um único grupo.

Figura 34. Dendrograma realizado com base na análise de agrupamento dos dados de vazão para os 10 postos do Pantanal Brasileiro, para o segmento temporal de 1970 a 2003. Produto estatístico elaborado junto ao software Statistica (StatSoft)

Depois de concluída a análise de agrupamento foi feita a média aritmética entre as nove séries de vazão agrupadas no segundo conjunto. Desta forma, consideraram-se apenas duas séries distintas com dados de vazão: uma formada pelos dados do posto de Miranda e, outra, formada pela média das nove séries de vazão constituintes do segundo grupo.

Além da redução do número de postos de vazão, a aplicação da análise de agrupamento às séries de vazão foi importante devido a dois outros motivos:

- Testes de correlação linear aplicados entre os dados de TSM e cada uma das dez séries de vazão que permitiu observar que os resultados foram quase todos muito semelhantes. Este teste corrobora na direção de que as variabilidades temporais de cada uma destas séries são semelhantes. A série temporal das dez séries de vazão consideradas pode ser vista na Figura

35.

- A consideração da variabilidade climática em uma região continental ao invés da variabilidade de pontos singulares no espaço deve prover mais confiabilidade científica aos resultados finais, pois as áreas oceânicas que eventualmente possam interferir no sistema climático de qualquer região devem fazê-lo de forma espacialmente generalizada e não, pontual.

Figura 35. Variabilidade dos postos de vazão agrupados dentro do segundo grupo da análise de agrupamento (*clusters*) mostrada no dendograma da figura 34. Os dados de vazão consistem em acumulados de vazão para o período de 1970-2003.

Técnicas estatísticas básicas adotadas

Aos dados de vazão e TSM, antes de passarem pelo cálculo de correlação linear propriamente dito, foi realizada a retirada da sazonalidade e da tendência linear de longo prazo. Estas técnicas foram aplicadas também à precipitação e aos índices climáticos.

Ciclo Sazonal

A retirada do ciclo sazonal foi feita pelo cálculo da anomalia de cada mês pertencente à série temporal em relação à sua média climatológica, que pode ser escrita da seguinte forma:

$$(1.1) \quad y'_{i,j} = y_{i,j} - \bar{y}_j \text{ (anomalia)}$$

$$(1.2) \quad \bar{y}_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n y_{i,j}$$

sendo $y'_{i,j}$ a anomalia e $y_{i,j}$ ao valor mensal de vazão de cada série. i é o contador dos anos e j , dos meses. N é o número total de anos.

Retirada da tendência linear de longo prazo

Para os cálculos da retirada da tendência linear de longo prazo é utilizado a equação de regressão linear simples (1.3) que pode ser representada da seguinte forma:

$$(1.3) \quad y_t = a + bt$$

sendo que, y_t representa o valor de y estimado pelo cálculo da regressão linear ao longo de um tal tempo t . O a representa o coeficiente linear da reta de regressão, b o coeficiente angular e o t a variação do tempo.

A reta de regressão linear analisada para uma série temporal pode ser estimada pela expressão (1.4) e a remoção da tendência linear de uma série pode ser feita pela subtração da parte angular do cálculo da reta $y(t)' (bt)$ e de seu valor original $y(t)$. Desta forma, os valores das séries de dados sem a tendência linear $y(t)^1$ poderá se obtida como mostra a expressão (1.5), segundo Costa Neto (1977).

$$(1.4) \quad y(t)' = a + bt$$

$$(1.5) \quad y(t)^1 = y(t) - bt$$

Muito embora a retirada do ciclo sazonal e da tendência linear de uma série temporal possa ser representada por meio das expressões (1.4) e (1.5) descritas acima, nesta pesquisa,

estes cálculos foram realizados de forma direta no software *GrADS*, a partir das funções previamente escritas para estes objetivos (*deseason.gs* e *ltrend.gs*, dois *scripts* desenvolvidos pelo pesquisador associado ao Departamento Atmosférico e Oceânico da Universidade de Maryland, Bin Guan).

Correlação linear entre TSM e vazão fluvial

O cálculo de correlação linear entre TSM e a vazão foi realizado a partir dos dados mensais destas duas variáveis. A correlação linear (de Pearson) pode ser descrita pela expressão (1.6).

$$(1.6) \quad r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{S_x S_y}$$

sendo que x_i e y_i representam as variáveis x e y em cada tempo em i . As variáveis $\bar{x}$ e $\bar{y}$ representam as médias das séries temporais e S_x e S_y , o desvio padrão de cada uma das variáveis envolvidas dentro do cálculo, segundo Costa Neto (1977).

Anteriormente ao cálculo de correlação linear, os dados diários de vazão foram transformados em mensais, através da média aritmética simples. Após a realização deste cálculo, com o auxílio da linguagem de programação FORTRAN, os dados em formato ASCII foram transformados em formato para leitura no *GrADS*. Da mesma forma, os dados dos índices climáticos foram obtidos no formato ASCII e transformado em formato binário. Os dados de TSM e precipitação foram obtidos em formato *netcdf* e binário.

Filtragem dos dados

Após a retirada do ciclo sazonal e tendência dos dados de vazão e TSM, estas séries foram submetidas a suavizações pela técnica da média móvel. O objetivo principal do uso desta técnica é reduzir as oscilações de variabilidades interanuais dentro das séries de dados. Além disto, a filtragem de dados dentro da climatologia serve para identificar fenômenos atmosféricos de baixa frequência como os destacados por Blackmon (1976).

Segundo Hartmann e Michelsen (1989), o uso da média móvel em estudos climáticos facilita a obtenção de sinais de mais longo termo das variáveis climáticas, possibilitando a redução dos efeitos dos ciclos anuais dos dados.

A equação básica para os cálculos de média móvel dos dados pode ser escrita da seguinte forma:

$$(1.7) \quad a = \frac{1}{2q+1}$$

sendo que $r = -q, \dots, +q$. A série alisada de x_t é calculada pela expressão (1.8):

$$(1.8) \quad S_m(x_t) = \frac{1}{2q+1} \sum_{r=-q}^{+q} x_{t+r}$$

As suavizações mais usuais utilizam janelas de 3, 6, 9 e 12 tempos e podem ser escritas tal como nas seguintes equações.

$$(1.9) \quad y_3 = \frac{1}{3} [x_{t-1} + x_t + x_{t+1}];$$

$$(2.0) \quad y_6 = \frac{1}{6} [x_{t-2} + x_{t-1} + x_t + x_{t+1} + x_{t+2}];$$

$$(2.1) \quad y_9 = \frac{1}{9} [x_{t-3} + x_{t-2} + x_{t-1} + x_t + x_{t+1} + x_{t+2} + x_{t+3}];$$

$$(2.2) \quad y_{12} = \frac{1}{12} [x_{t-5} + x_{t-4} + x_{t-3} + x_{t-2} + x_{t-1} + x_t + x_{t+1} + x_{t+2} + x_{t+3} + x_{t+4} + x_{t+5}].$$

O funcionamento matemático do conjunto de equações de média móvel representada pelas expressões (1.9), (2.0), (2.1) e (2.2) tem o mesmo princípio, como explicado por Reboita (2005)⁶.

A autora descreve que ao usar a média móvel de 12 janelas (expressão 2.2), inicialmente, pega-se os 13 primeiros valores da série e calculamos a média. Estes resultados são, inicialmente, inseridos na sétima posição. Depois de realizado esta primeira etapa, usa-se os valores que correspondem ao intervalo do segundo dado da série até o décimo quarto e aplicamos novamente a fórmula. O resultado deste procedimento deverá ser inserido na oitava posição e, assim sucessivamente. Torna-se válido ressaltar que haverá perda de seis

⁶ Esta referência, resume-se em um manual de estatística básico elaborado por Michelle Reboita em 2005 para alunos da disciplina Climatologia II do Instituto de Astronomia e Geofísica (IAG) da Universidade de São Paulo.

informações no início da série e de seis no final pelo fato de se estar usando a média móvel de 12 meses, como destacado por Reboita (2005).

Além das suavizações terem sido, inicialmente, utilizadas para os dados de vazão e TSM, foram aplicadas aos dados de precipitação, índices climáticos (PDO, SAM, NAO, NIÑO1+2, NIÑO3, NIÑO3.4 e NIÑO4) e variáveis climáticas (vento e velocidade vertical).

Seleção das séries temporais de precipitação

Os dados de precipitação foram utilizados para a comparação com os dados de vazão e para a construção do modelo estocástico para a simulação da vazão. Utilizamos pontos de grade à montante do ponto de observação da vazão fluvial de forma a garantir a representatividade da vazão pela precipitação. Após a delimitação das áreas, foram retirados das séries mensais dos dados o ciclo sazonal e tendência linear.

Coefficiente de correlação linear e teste t-Student

Após a retirada do ciclo sazonal e da tendência linear dos dados de TSM, da vazão fluvial, da precipitação e dos índices climáticos, iniciou-se a segunda etapa do tratamento estatístico dos dados que consistiu na realização de análises de correlação linear entre as variáveis oceânicas e continentais, cuja equação matemática está indicada na expressão (1.6).

O cálculo do coeficiente de correlação linear foi realizado considerando-se defasagem temporal de meses entre as séries de TSM e de vazão, sendo que os valores de vazão foram sempre deslocados para frente dos valores de TSM. Estes cálculos foram efetuados com o auxílio da função *lagcorr.gs* (também desenvolvida pelo pesquisador Bin Guan, da Universidade de Maryland) no software *GrADS*.

A correlação com defasagem temporal foi calculada para identificação de períodos do ano com potencial para estarem fisicamente mais associadas à variabilidade da vazão fluvial.

Os valores dos coeficientes de correlação linear entre a TSM e a vazão fluvial são expressos em mapas globais, de modo a que se possa localizar as áreas mais e menos correlacionadas com a vazão. As várias séries temporais foram ajustadas entre si quanto ao tempo inicial, uma vez que o conjunto de dados de TSM apresenta informações desde 1854 e os de vazão, em geral, a partir da década de 1966. Assim, os cálculos de correlação foram elaborados entre 1970 a 2003.

O procedimento do cálculo do coeficiente de correlação entre a vazão fluvial e a TSM foram repetidos para a série temporal de TSM com início em todos os meses do ano e para defasagem temporal que variou entre zero e 11 meses, tal como ilustrado na Figura 36, e como representado pela expressão (2.3).

$$(2.3) \quad r_{i,p} = \frac{(x_i - \bar{x})(y_{i+p} - \bar{y})}{S_{xx}S_{yy}}, \quad p = [0, 12] \text{ e } i = [1, 11]$$

sendo que i representa a variação da TSM e p , a variação da vazão. Além disto, x_i e y_i representam as variáveis x e y (vazão e TSM). As variáveis $\bar{x}$ e $\bar{y}$ representa as médias das séries temporais e S_x e S_y , o desvio padrão de cada uma das variáveis associadas ao cálculo de correlação em *lag*

O valor total de meses entre 1970 e 2003 é igual a 432.

O coeficiente de correlação evidencia a relação existente entre duas variáveis, considerando-se o sinal e a intensidade da anomalia de cada uma delas. Podemos visualizar a correlação entre duas variáveis com o auxílio de gráficos de espalhamento. Quanto mais próximo de uma reta estiver o conjunto de pontos dispersos no diagrama bidimensional, no gráfico, mais linear é a relação entre as duas variáveis consideradas, segundo Luz (2010).

A medida do grau e sinal do coeficiente de correlação linear pode ser expressa pela variância entre x e y , segundo Costa Neto (1977):

O coeficiente de correlação possui propriedade de ser adimensional e de variar entre -1 e $+1$, o que não ocorre com a variância, segundo Costa Neto (1977) e Wilks (2005). A vantagem de ser adimensional representa que seus valores não serão afetados pelas unidades de cada variável. Os limites máximos de r igual -1 e $+1$, significam, respectivamente, aos casos de correlação linear negativa perfeita de correlação linear positiva perfeita. Deve-se ainda frisar que mesmo valores altos do coeficiente de correlação linear podem não implicar em qualquer relação de causa e efeito entre as duas variáveis consideradas, mas simplesmente que possa haver processos físicos que relacionem as duas variáveis.

Com base nos mapas de correlação foi possível identificar as áreas oceânicas mais bem correlacionadas com os dados de vazão. As séries temporais de TSM das áreas mais bem correlacionadas constituem parte do conjunto de variáveis independentes utilizado na elaboração do modelo estocástico para a simulação da vazão fluvial. Cada série temporal de TSM usada como potencial variável independente na constituição do modelo estocástico foi obtida pelo cálculo da média espacial simples da TSM, considerando-se os pontos de grade localizados nas áreas com valores absolutos de correlação mais altos.

Além da aplicação da média espacial, as séries temporais das médias de TSM foram submetidas a filtragens temporais com o intuito de se evidenciar sinais climáticos de mais longo prazo e posteriormente aplicado o teste de significância estatística '*t-Student*'.

O objetivo do teste de significância foi verificar a confiabilidade dos resultados obtidos. A estatística *t-student* foi calculada com base na equação (2.4) e seus resultados comparados com o valor obtidos para distribuições normais, tal com os tabelados em Costa Neto (1977), na tabela A6.5, ou em qualquer outro livro de estatística básica.

Este teste é realizado sobre o tamanho da série temporal (n) e sobre o coeficiente de correlação linear existente na série de dados, como sugere a expressão (2.4) de Costa Neto (1977).

$$(2.4) \quad t_{n-2} = r \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}}$$

Os testes de significância estatística referem-se a graus de confiança que se deseja. Os valores de confiança iguais a 90%, 95% e 99,9% são considerados na maior parte dos estudos. Nos mapas de correlação foram considerados os valores com significância estatística superior a 99%.

5.3 Descrição do modelo estocástico

Os modelos estocásticos aplicados em climatologia visam a simulação e a previsão de um elemento. Como em qualquer modelo de regressão são estruturados por variáveis independentes e dependentes, que podem ser denominadas, preditores e preditandos, respectivamente, no caso de um modelo de previsão.

Como destacado por Glahn (1985), todos os modelos estocásticos de previsão, antes de sua elaboração, depende do desenvolvimento de técnicas estatísticas que incorporem a defasagem temporal, antes de concretizar o ato de prever algum tipo de variável climatológica para um tempo futuro utilizando dados de um tempo anterior ao da previsão.

Uma solução matemática simples para a simulação de uma determinada variável, tendo o conhecimento de outras, é a aplicação da técnica de regressão. A regressão estatística caracteriza-se pelo ajuste entre séries de dados (neste caso, séries temporais) de forma que se obtenha a melhor simulação possível da variável dependente, considerando-se

para isso, o menor erro possível entre o valor observado e o estimado, como destacaram Glahn (1985), Silva (1994) e Cardoso (2005).

Pode-se escrever matematicamente uma regressão de y_t (variável dependente) em função de x_t (variáveis independentes) da seguinte forma:

$$(2.5) \quad y_t = f(x_t).$$

No caso da previsão, pode-se escrever que y_t é função das variáveis independentes x_o , observadas em tempos anteriores ao da previsão de y .

A função f pode apresentar caráter linear e não-linear. O vetor x_o pode ser composto por uma ou mais variáveis. No caso da regressão simples, apenas uma variável independente é considerada no processo de elaboração do modelo estocástico. Quando se considera mais do que uma variável independente, fala-se de regressão múltipla.

Hastenrath (1984), Silva (1994) e Cardoso (2005) são alguns exemplos de autores que utilizaram a regressão linear (linear ou múltipla) como técnica para a previsão de variáveis atmosféricas.

Utilizando a técnica clássica, com a utilização de apenas dados observados e elegendo como potenciais preditores os dados de TSM, pressão atmosférica e vento do Atlântico tropical e o índice de Oscilação Sul, Hastenrath (1984) desenvolveu um modelo de previsão de precipitação sazonal para a região mais setentrional do nordeste brasileiro através da técnica de regressão linear múltipla. Destaca-se que os elementos preditores ditaram o funcionamento entre 41 a 62% de variância da precipitação observada sobre o norte do NE brasileiro.

Aplicando alguns dos preceitos teórico-metodológicos tal como os usados em Hastenrath (1984), porém utilizando como preditores as variáveis meteorológicas advecção de vorticidade, advecção de temperatura, divergência de umidade, temperatura potencial equivalente e instabilidade convectiva, Silva (1994), com uso, também, da técnica de

regressão linear múltipla, desenvolveu um modelo estatístico para a previsão de probabilidade de precipitação na cidade de São Paulo.

Cardoso (2005) utilizou os produtos da análise de componentes principais aplicada aos dados mensais de TSM (*coeficiente de expansão temporal*) nos oceanos Atlântico e Pacífico como preditores da vazão de rios das regiões Sul e Sudeste do Brasil e obteve como resultados principais, a verificação de que as TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico são bons preditores de vazão e precipitação com até quatro meses de antecedência, sobretudo dentro da região sudeste do Brasil.

Com base nas observações metodológicas dos trabalhos citados acima – e de tantos outros – é que os dados de TSM das áreas oceânicas mais bem correlacionadas com os dados de vazão fluvial, os dados de precipitação continental e os índices climáticos são considerados potenciais preditores capazes de influenciar a vazão dos rios do Pantanal brasileiro, nesta pesquisa.

Bases para o funcionamento dos modelos estocásticos

A técnica empregada para a construção do modelo de simulação e previsão para a vazão fluvial para a região do Pantanal brasileiro foi sustentada pelos cálculos da regressão linear múltipla, discutida a seguir. Os dados considerados como preditores da vazão foram as anomalias de TSM em áreas específicas dos oceanos, os índices climáticos e a precipitação local. O conjunto de índices climáticos usados foi a PDO, IOS, SAM, NAO e as anomalias de TSM das regiões de Niño (Niños1+2, Niño3, Niño3.4 e Niño4).

Todas as três amostras de dados foram submetidas à retirada da tendência, ciclo sazonal (dados mensais), à suavização com a técnica da média móvel e a normalização pelo desvio-padrão.

Os modelos estocásticos foram elaborados com e sem dados de chuva a fim de se identificar qual a variância da vazão explicada pelas variáveis oceânicas e pela precipitação

separadamente.

Regressão linear múltipla para elaboração do modelo de simulação e previsão

O uso da técnica estatística para elaboração do modelo de simulação e previsão, tal como o utilizado neste trabalho, foi sustentado principalmente pelas contribuições de Silva (1994) e Cardoso (2005).

A regressão linear múltipla tem como principal característica selecionar as variáveis independentes mais linearmente associadas à variável dependente. O ajuste linear foi feito com auxílio do software R.

Matematicamente, a regressão linear múltipla pode ser representada a partir da seguinte expressão matemática:

$$(2.6) \quad \hat{y} = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_nx_n$$

sendo que $\hat{y}$ é a variável estimada, x_n representa o conjunto de variáveis independentes, a_0 é o coeficiente linear da equação de regressão, o intercepto, e a_n , os coeficientes angulares relativos a cada variável independente.

Os coeficientes angulares são determinados de forma que a soma do quadrado dos erros ($\sum_{i=1}^N e_i^2$; $e_i = (\hat{y}_i - y_i)^e$) da estimativa de y seja mínima, segundo Silva (1994) e Cardoso (2005).

O cálculo de regressão do modelo de simulação foi realizado dentro do *software* R com o uso do método de *backward*. Este método de regressão incorpora, a princípio, todas as variáveis eliminando-as ou incorporando-as, por etapas, cada uma das variáveis independentes no modelo de regressão.

Para qualquer ajuste, a variável dependente pode ser escrita como a soma entre a variável estimada e o erro associado:

$$(2.7) \quad y = \hat{y} + e$$

A elaboração dos modelos estocásticos preditivos considera-se a defasagem temporal entre os dados de TSM e a vazão fluvial. Neste estudo, é considerada a previsão da vazão para uma defasagem temporal igual à três meses.

O modelo de previsão da vazão foi elaborado a partir dos mesmos princípios, *software* e cálculos estatísticos utilizados para a construção do modelo de simulação. No entanto, as séries de dados da variável dependentes, vazão, foram deslocadas três meses adiante em relação à série das variáveis independentes. A elaboração dos modelos estatísticos de previsão assume a forma:

$$(2.8) \quad (\text{vazão estimada})_i = a_o + \sum_{p=1}^P a_p * (TSM)_{p,i-3}$$

sendo em que i refere-se à contagem do tempo (determinado mês) e p , à posição da TSM no globo.

O modelo de previsão média das vazões construído para o período de 1970 a 1993, com escala temporal mensal, foi validado para o período de 1993 a 2003.

Os valores de TSM foram aplicados ao modelo para se estimar o valor de vazão com antecedência de três meses. Desta forma obteve-se uma medida de validação do modelo construído. A diferença entre a vazão estimada pelo modelo e a observada, no período de 1993 a 2003, gerou o erro médio relativo ao modelo elaborado que constitui o grau de previsibilidade do modelo (para o período de referência).

O erro médio quadrático (EMQ) relativo à vazão estimada para o período de 1970 a 1993 foi calculado com base na equação.

$$(2.9) \quad (REM)Q = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N (\text{vazão estimada}_i - \text{vazão observada}_i)^2}$$

em que i é o tempo em que a vazão foi estimada e observada e N , o número total de tempos, neste caso, meses.

5.4. Descrição dos campos atmosféricos

A elaboração do modelo estocástico para a vazão mensal na região do Pantanal, construído com base no ajuste por regressão linear múltipla, foi importante para identificação de variáveis independentes que possam exercer influências no comportamento climático e que, possivelmente, influencia a variabilidade da vazão na região do Pantanal Brasileiro.

Como as variáveis oceânicas (variáveis independentes) selecionadas pelo modelo de regressão linear foram capazes de simular relativamente bem (cujos resultados estão expressos no capítulo 6) o comportamento da série temporal da vazão no Pantanal brasileiro, buscou-se adicionalmente compreender como estas anomalias oceânicas influenciaram a variabilidade da vazão no continente. Para tanto, foram analisados os padrões atmosféricos e oceânicos médios em períodos específicos da série temporal avaliada. Para esta análise foram escolhidos períodos específicos caracterizados por anomalias intensas da vazão, sendo estes 1970/78 e 1996/2003, composto por anomalias negativas e 1979/1995, composto por anomalias positivas para o posto da vazão média da região centro-norte do Pantanal. Já para o posto do rio Miranda, os sub-períodos compostos por anomalias negativas foram 1970/1973, 1978/1980, 1986/1988 e 1994/2003 e os sub-períodos formados por anomalias positivas foram 1974/1977, 1981/1985 e 1989/1993.

As análises dos padrões atmosféricos foram realizadas para o vento, a vorticidade relativa, a divergência do ar, escoamento em 850 hPa e velocidade vertical (Omega, ω). Todas estas variáveis foram analisadas nos níveis de 250 e 850 hPa, exceto o escoamento em 850 hPa, e os dados de omega analisados para 500 mb ao invés de 250 mb.

Dos dados mensais das variáveis atmosféricas citadas aqui foram retirados o ciclo sazonal e a tendência linear de longo prazo.

A obtenção de dados anuais das variáveis atmosféricas a partir dos dados mensais foi

feita com o auxílio do software GrADS.

A vorticidade relativa e divergência do ar em um plano com a mesma pressão podem ser matematicamente escritas pela variação das componentes zonal e meridional do vento nas direções x e y , tal como representado a seguir por Holton (2004):

$$(3.0) \quad \begin{aligned} \text{vorticidade} &= \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right), \text{ ou, na forma discretizada, } \text{vorticidade} = \left(\frac{\Delta v}{\Delta x} - \frac{\Delta u}{\Delta y} \right) \\ \text{divergência} &= \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right), \text{ ou, na forma discretizada, } \text{divergência} = \left(\frac{\Delta u}{\Delta x} + \frac{\Delta v}{\Delta y} \right), \end{aligned}$$

A vorticidade relativa do ar pode ser compreendida como a medida de rotação de um fluido e pode ser definida, segundo Holton (2004), como a torção do vetor velocidade do vento. Esta torção pode ocorrer nas três dimensões do espaço, x (zonal), y (meridional) e z (vertical). Se a torção de um vetor $\mathbf{A}$ é dada matematicamente pelo rotacional deste vetor, $(\nabla \times \mathbf{A})$, então a vorticidade do ar pode ser expressa como o rotacional do vento, $(\nabla \times \mathbf{V})$.

A vorticidade absoluta, ω_a , de uma parcela de ar na atmosfera é calculada pela soma da vorticidade associada à rotação da Terra (vorticidade planetária) àquela associada à rotação local do ar em relação à superfície da Terra (vorticidade relativa), segundo Holton (2004). Pode-se escrever que:

$$(3.1) \quad \omega_a = \omega_p + \omega_r$$

Os valores negativos (positivos) de vorticidade relativa estão associados à circulação ciclônica (anticiclônica) no HS (sentido horário (anti-horário)) e a circulação anticiclônica (ciclônica) no HN (sentido horário (anti-horário)), como destacou Holton (2004).

A formação de uma circulação no sentido anti-horário e horário no HS indica a associação a um sistema de alta pressão e baixa pressão, respectivamente. Desta forma, áreas com valores negativos nos campos de vorticidade relativa são mais propícias à formação de nebulosidades e a áreas de instabilidade atmosférica. Quando uma área

apresenta valores positivos de vorticidade relativa em baixos níveis estão associadas a situações com baixa probabilidade de formação de nebulosidade e movimento subsidente na camada atmosférica.

Numa atmosfera baroclínica, em geral, valores positivos de vorticidade relativa em altos níveis deve estar associada valores negativos em baixos níveis. Numa atmosfera barotrópica, é mais comum verificarmos os mesmos valores de vorticidade em grande parte da troposfera.

Os sinais positivos e negativos da divergência do ar pressupõem, respectivamente, divergência e convergência de ar em ambos os hemisférios, segundo Musk (1996). Normalmente, a divergência do ar está associada à formação de sistemas de alta pressão no mesmo nível atmosférico. A convergência do ar está associada a sistemas de baixa pressão, além de estar associado às regiões de formação de tempos severos, segundo Musk (1996).

Outra variável atmosférica utilizada para verificação dos padrões atmosféricos em períodos específicos de tempo foi a velocidade vertical em coordenada de pressão (ω , hPa s⁻¹).

Para os movimentos de escala sinótica, a velocidade da componente vertical é tipicamente da ordem de poucos centímetros por segundo (p. ex., 3 cm s⁻¹), enquanto a ordem de grandeza da velocidade horizontal do vento é aproximadamente cem vezes maior (5 m s⁻¹; 20 m s⁻¹), segundo Holton (2004). Sondagens meteorológicas, no entanto, só permitem precisão de um metro por segundo para a velocidade vertical. Assim, em geral, a velocidade vertical não é observada diretamente, e deve ser inferida pelas componentes horizontais do vento, que são observados diretamente.

Dois métodos comumente utilizados para inferir os campos de movimento vertical são o método cinemático, baseado na equação da continuidade e o método adiabático,

baseado na equação da termodinâmica atmosférica. Ambos os métodos são usualmente aplicados usando o sistema de coordenadas isobáricas em que $\omega(p)$ é inferido ao invés de $\omega(z)$.

A forma mais comum de representação da expressão da velocidade vertical é dada por⁷:

$$(3.1) \quad \left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = - \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left(-\vec{v}_g \cdot \nabla \left(\frac{\nabla^2 \Phi}{f_0} + f \right) \right) + \frac{1}{\sigma} \nabla^2 \left(-\vec{v}_g \cdot \nabla \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right)$$

$$(\mathbf{A} = \mathbf{B} + \mathbf{C})$$

sendo que o termo **A** indica as coordenadas (x,y,p) e portanto $w < 0$ significa movimento ascendente. O laplaciano ∇ , a troca de sinais. Assim haverá um movimento ascendente (descendente) se a soma dos termos **B** e **C** for positiva (negativa). O termo **B** mantém a relação de proporção à variação vertical da advecção de velocidade absoluta (ver nota 7).

A influência isolada do termo **B** associa-se aos movimentos ascendentes (descendentes) acima da baixa (alta) de superfície e é exatamente o que é necessário para as tendências de espessuras. Ele funciona como movimento compensatório para manter o campo de temperatura hidrostático (hipótese do *quasi*-geostrófico) na presença de movimento vertical. Uma vez que a advecção de temperatura é pequena sobre a baixa de superfície, a única maneira de resfriar a coluna atmosférica de acordo com a tendência do geopotencial é o resfriamento adiabático induzido pelo movimento vertical ascendente (inverso sobre a alta) (ver nota 7). O termo **C** é formado pelos laplacianos da advecção e

⁷ Todas as informações a respeito do funcionamento da velocidade vertical foram extraídas da página de apoio didático do IAG/Master, mais especificamente da aula 6 sobre ensino de sinótica. Todos os créditos a estas informações devem ser atribuída a esta instituição de pesquisa e ensino. Informações coletadas no site: <http://www.master.iag.usp.br/ensino/Sinotica/AULA06/AULA06.HTML>, acessado dia 28/11/2011.

menos o de temperatura. Com isto temos duas condições com relação aos processos advectivos. Quando a advecção é quente a leste da baixa de superfície ocorre movimento ascendente na região de frente quente. Já quando a advecção fria a oeste da baixa de superfície há movimento descendente atrás da frente fria (ver nota 7).

Os sinais negativos e positivos observados dentro dos campos da velocidade vertical (omega) representam, respectivamente, movimento ascendente e descendente do ar. De fato, espacialmente, as regiões em que o valor de omega é negativo com o sinal negativo estão sempre atreladas a situações de instabilidades atmosféricas e ao desenvolvimento de nuvens e de precipitação. Em processos adiabáticos de um sistema termodinâmico fechado movimentos ascendentes (descendentes), na atmosfera promovem esfriamento (aquecimento), por expansão (compressão) adiabática (ver nota 7).

Análise de função de corrente (ψ) em 250 hPa

Além dos campos médios de variáveis atmosférica em períodos específicos da série temporal para a identificação de possíveis correlações entre as anomalias de TSM e de vazão fluvial, optou por verificar os campos de anomalias da função de corrente em altos níveis que eventualmente estivessem associadas à propagação de ondas de Rossby na atmosfera (tal como apontado na seção 1.2). A anomalia da função de corrente foi calculada com a filtragem da componente zonal média do vento.

Os dados de função de corrente utilizados dentro desta seção foram obtidos a partir das componentes zonal e meridional do vento. Destes dados foi extraído o ciclo sazonal e,

posteriormente, calculada a média zonal da componente zonal. A anomalia da componente zonal em relação à média zonal foi obtida pela subtração entre estes dois valores.

A função de corrente mais usual dentro da meteorologia e oceanografia é expressa por Holton (2004).

$$\mathbf{u} = \mathbf{z} \cdot \nabla \psi' \equiv (-\psi'_y, \psi'_x, 0)$$

em que $\mathbf{Z}$ é um vetor unitário +z direção e os subscritos ψ_x e ψ_y indicam derivadas parciais.

A remoção da média zonal da componente zonal do vento pode ser escrita como:

$$u' = u - \bar{u}$$

em que u é a média zonal e u' a anomalia em relação à média zonal.

Os anos selecionados para análise da anomalia da função de corrente foram 1980 (fase neutra), 1982/1983 e 1972/1973 (fase positiva) e, 1973/1976 e 1988/1989 (fase negativa). A escolha dos períodos de anomalias positivas e negativas de TSM no Pacífico Equatorial foi feita para cada subperíodo de anomalias de vazão para o posto médio centro-norte do Pantanal. Para o primeiro subperíodo, caracterizado por anomalia negativa da vazão, foram selecionados os anos de 1972/1973 (El Niño) e de 1973/1976 (La Niña); para o segundo subperíodo, caracterizado por anomalia positiva de vazão, foram selecionados os anos de 1982/1983 (El Niño) e de 1988/1989 (La Niña). Estes testes foram realizados apenas para o posto de vazão centro-norte do Pantanal com o objetivo de testar a metodologia e averiguação de resultados primários da influência dos trens de ondas sobre a variabilidade fluvial no Pantanal brasileiro.

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados apresentados a seguir foram subdivididos em três partes principais. A primeira parte foi subdividida em três grandes seções. Na primeira, são mostrados os resultados da correlação linear entre vazão e TSM, índices climáticos (Niño1+2, Niño3, Niño3.4 e Niño4, PDO, NAO, IOS e SAM) e precipitação, na escala mensal. Na segunda seção, são mostrados os resultados do ajuste linear da vazão mensal com base em valores médios de TSM, índices climáticos e precipitação. Na terceira seção, são mostrados os campos médios do escoamento atmosférico, da divergência e vorticidade do ar e da velocidade vertical. O intuito da utilização destes campos médios em períodos específicos de anomalias intensas de vazão foi buscar explicação para a variabilidade temporal da vazão na região do Pantanal.

A segunda parte da pesquisa consistiu na elaboração de um modelo preditivo para a vazão mensal no Pantanal, com a respectiva verificação de sua habilidade.

Por fim, a terceira parte desta pesquisa consistiu na análise da propagação de ondas de grande escala, em especial as de Rossby, no escoamento da alta troposfera, durante períodos específicos da série temporal considerada da variabilidade anômalo da vazão centro-norte do Pantanal. Este estudo tem como objetivo verificar a teleconectividade na atmosfera. Tal análise foi realizada pela retirada da média zonal da componente zonal do vento no cálculo da linha de corrente, para períodos de anos neutros, com anomalias negativas e positivas de TSM do Pacífico (anos de ENSO).

6.1. Correlação entre TSM e vazão fluvial

A correlação linear entre TSM e a vazão mensal do Pantanal foi realizada para todos os meses do ano com defasagem temporal de 11 meses em cada caso. Os resultados para todos os meses do ano não indicam diferenças significativas, tal como visto na Figura 37.

É possível verificar (Figura 37) que a correlação entre as séries temporais de TSM com início em janeiro, abril, agosto e dezembro, e a de vazão, com início nos mesmos meses, não mostram diferenças significativas. Por conta deste fato, decidiu-se por apresentar apenas os mapas do cálculo de correlação linear realizados entre a TSM com início em janeiro e a vazão com início em todos os meses do ano (janeiro a dezembro).

Figura 37. Correlação linear entre TSM e vazão no Pantanal brasileiro com início nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) agosto e (d) dezembro, para o período de 1970 a 2003

Os resultados de correlação linear obtidos para a vazão do rio Miranda apresentam distinções significativas, como visto na Figura 38b, se comparados com os obtidos para a média das vazões centro-norte do Pantanal, tal como o indicado na Figura 38a.

De forma geral, os valores de correlação entre a TSM e a vazão média mensal da região centro-norte do Pantanal são muito mais intensos do que os encontrados para a vazão do rio Miranda. Os valores máximos absolutos no primeiro caso variam entre 0,5 e 0,7,

enquanto que os valores absolutos máximos no segundo caso chegam a apenas 0,3 e 0,4 (Figura 38a e Figura 38b). Entretanto, é possível observar valores negativos e positivos de correlação linear para os dados do rio Miranda no Pacífico Equatorial e Sul e no extremo norte do Atlântico Norte (Figura 38b), padrões espaciais também encontrados no caso da vazão média da região centro-norte do pantanal (Figura 38a).

O padrão espacial de valores com sinais contrários nos setores leste e oeste do Pacífico Tropical leva à sugestão de que eventos climáticos do tipo ENSO e PDO podem estar associados à variabilidade da vazão média da região centro-norte do Pantanal.

Figura 38. Correlação linear sem defasagem temporal entre a (a) vazão média da região centro-norte do Pantanal e a TSM e, a (b) vazão do rio Miranda e a TSM, para o período de 1970 a 2003, com início da série temporal em janeiro de 1970. Os valores de correlação mostrados nos mapas apresentam significância estatística superior a 99% (*t-student*).

As fortes correlações encontradas entre as TSM do Pacífico e a média de vazão da região centro-norte do Pantanal indica valores positivos ao longo de quase toda a costa oeste da América do Sul (semelhanças à corrente oceânica de Humboldt/Peru) e da América do Norte (semelhanças à corrente oceânica da Califórnia) e fortes valores negativos em toda a costa leste do continente Asiático e da Austrália (Figura 38a).

A configuração espacial destas anomalias negativas e positivas estabelece um padrão de dipolo zonal de TSM no Pacífico Tropical, conhecido como padrão de “ferradura” (*horseshoes*), tal como destacado por Cayan *et al.* (2001). Este padrão de dipolo já foi bem documentado dentro da bacia do Pacífico Norte como uma das fases da Oscilação Decadal

do Pacífico. Tanto dentro da bacia do Pacífico Norte como na bacia do Pacífico Sul, o padrão de “ferradura” sugere modificação na circulação geral do globo.

A configuração de padrão de dipolo de TSM não foi observada para a série de vazão do rio Miranda (Figura 38b). Para a série de vazão deste posto foi possível identificar uma área com correlação positiva entre 0,2 e 0,3 nas regiões de Niños1+2 e Niño3 e áreas de correlação negativa e positiva (com valores absolutos máximos variando entre 0,3 e 0,4) no setor extratropical do Pacífico Sul (entre 40°S e 50°S) (Figura 38b) que acompanham as áreas com mesmo sinal para a série temporal da vazão média da região centro-norte do Pantanal (Figura 38a).

No oceano Atlântico as áreas com correlação mais significativas com a vazão do rio Miranda encontram-se no norte do Atlântico Norte, com valores negativos máximos entre 0,4 e 0,5 (Figura 38b). Esta área apresenta correlação linear persistente para todas as defasagens temporais aplicadas e alcançam valores maiores para defasagens temporais maiores. Defasagens superiores a oito meses entre a TSM (com início em janeiro) e a vazão do rio Miranda apresentam valores negativos máximos entre 0,5 e 0,6 (Figura 39).

Assim como para a série temporal referente à média de vazão da região centro-norte no Pantanal, a série temporal para o rio Miranda apresenta correlação significativa positiva entre 320 e 360 graus de longitude (entre 40°S e 60 °S) e negativas (entre 60°S e 80°S) no Atlântico Sul extratropical (Figura 38b).

Conforme aumenta a defasagem temporal entre a vazão do rio Miranda e a TSM observam-se duas novas áreas com correlação significativa e alta: o setor tropical do Atlântico Norte e o setor tropical do Oceano Índico, tal como observado na comparação entre as Figuras 39d e 39f. Em contrapartida, a série temporal para a média das vazões no Pantanal não apresenta o decréscimo dos valores absolutos de correlação conforme se aumenta a defasagem temporal (ver Figura 39a, c, d), tal como ocorre com a série temporal

do rio Miranda.

TSM_{jan} e a vazão média_{mai} do Pantanal

c)

TSM_{JAN} e vazão do rio Miranda_{MAI}

d)

e)

f)

g)

h)

Figura 39 Correlação linear entre a vazão média regional do Pantanal e a TSM e, entre a vazão do rio Miranda e a TSM, para o período de 1970 a 2003, com início da série temporal de TSM em janeiro e início da série de vazão nos meses de (a,b) maio, (c,d) outubro e (e,f) dezembro. Os valores de correlação mostrados nos mapas apresentam significância estatística superior a 99% (*t-student*). Obs: os mapas referentes às demais defasagens temporais não estão mostrados

Não apresenta também correlações significativas com as águas superficiais do Oceano Índico e do Atlântico Norte tropical. Este aspecto pode indicar que estas duas áreas oceânicas (Índico e Atlântico Norte tropical) não apresentam muita significância na determinação do clima na região do Pantanal brasileiro, podendo, contudo, apresentar alguma influência, principalmente para situações em que a TSM está atrasada cerca de sete a

onze meses em relação à vazão. Sugere-se a partir destas observações que um dos motivos da transitoriedade climática, descrita por Zavattini (1990), tenha ligações diretas com esta variabilidade oceânica observada, porém, estudos específicos sobre tal sugestão precisaria ser mais bem apreciado em análise específica. Recentes estudos vêm encontrando relações físicas entre a variabilidade climática da América do Sul e o oceano Índico Tropical – por meio de teleconexões atmosféricas e a propagação de ondas de Rossby – como o de Taschetto e Ambrizzi (2011).

Os padrões obtidos nas Figuras 38 e 39 revelam que áreas específicas dos oceanos podem exercer o papel de forçantes climáticas. Funcionando como forçantes climáticas, áreas específicas dos oceanos são potenciais preditores da vazão e precipitação em ajustes lineares.

6.1.1. Áreas de TSM selecionadas a partir das correlações com as vazões

A correlação entre as TSM dos oceanos e os dados de vazão dos dois postos utilizados permitiu a seleção das regiões oceânicas com os valores mais altos e significativos, como foram indicados nas Figuras 40 e 41.

Do mapa de correlações entre a TSM e a vazão da região centro-norte do Pantanal foram escolhidas onze áreas dos oceanos Atlântico e Pacífico, tal como indicado pelos retângulos pretos inseridos na Figura 40.

Figura 40. Áreas selecionadas a partir da correlação linear, sem defasagem temporal, entre os dados de TSM e da vazão para a região centro-norte do Pantanal, para o período de 1970 a 2003. A significância estatística na região dos valores coloridos de correlação é superior a 99%. As regiões selecionadas para serem usadas na construção do modelo estocástico estão marcadas por retângulos pretos.

O Oceano Pacífico apresenta mais áreas superficiais bem correlacionadas com a vazão sobre o Pantanal, assim como os valores mais altos. Muitas das regiões do Pacífico bem correlacionadas com a série de vazão do centro-norte do Pantanal já foram identificadas em outros estudos, como os realizados por Cardoso (2005), Costa (2011) e Ikefuti (2012).

A vazão mensal do rio Miranda não esteve tão bem correlacionada com a TSM como a vazão média do setor centro-norte da região do Pantanal (Figura 40). Mesmo assim, foram identificadas nove áreas oceânicas com potencial para influenciar a vazão, tal como visto na Figura 41. Observa-se, em comparação com a Figura 40, que as áreas com valores maiores de correlação são menos extensas. Apesar do maior número de áreas, para o posto de Miranda, ter sido identificado na bacia do Pacífico, os resultados de correlação com defasagem temporal apresentam evidências de que áreas oceânicas nos oceanos Índico e Atlântico são também bem correlacionadas. (Figura 39 f e h, da seção 6.1).

Figura 41. Idem à Figura 40, mas para os dados de vazão da sub-bacia do rio Miranda.

6.2. Correlação linear entre Índices climáticos, precipitação e vazão fluvial

6.2.1. Análise estatística dos índices climáticos sobre o Pantanal

O cálculo de correlação linear entre os índices climáticos PDO, SOI, NAO, SAM e a TSM das regiões de Niño1+2, Niño3, Niño3.4 e Niño4 foram realizados com o intuito de identificar homogeneidade climática da vazão fluvial no Pantanal brasileiro. A análise de

correlação fornece apenas uma indicação estatística de potencial associação física entre a variabilidade de duas variáveis, no caso, áreas oceânicas e variabilidade da vazão sobre o continente. A comprovação da associação físico-dinâmica deve ser obtida com base no estudo destes processos entre áreas remotas associadas.

Estudos anteriores, elaborados por Molion e Moraes (1987), Hastenrath (1990), Mechoso e Iribarren (1991), Robertson e Mechoso (1998), Genta *et al.* (1998), Camilloni e Barros (2000), Gomes Filho (2000), Trigo *et al.* (2002), Prowse e Beltaos (2002), Cardoso *et al.* (2004), Barros, *et al.* (2004), Cardoso (2005), Ashouri (2010), Xu *et al.* (2007) e Costa (2011), notificaram a associação entre índices climáticos e a vazão de rios em diversas partes do globo. Os valores de correlação linear entre os dados de vazão mensal das sub-bacias hidrográficas do Pantanal e os índices climáticos anteriormente citados estão expressos na Tabela 2.

Tabela 2 Correlação linear entre os índices climáticos e a vazão mensal nas sub-bacias hidrográficas do Pantanal brasileiro, entre 1970 e 2003. (* indica significância estatística superior a 95% e, ** significância estatística superior a 99%). Valores significativos acima de 0.30.

Postos	PDO	σ	SOI	σ	NAO	σ	SAM	σ	Niño1+2	σ	Niño3+4	σ	Niño3	σ	Niño4	σ
vazão média do Pantanal																
Aquidauana	0.57	**	(-0.40)	**	0.06	sem σ	0.02	sem σ	0.32	**	0.3	*	0.12	sem σ	0.07	sem σ
São Lourenço	0.35	**	(-0.10)	sem σ	(-0.08)	sem σ	0.11	sem σ	0.11	**	0.08	sem σ	0.10	sem σ	0.04	sem σ
Piquiri-Itiquira	0.56	**	(-0.32)	**	0.02	sem σ	(-0.01)	*	0.22	*	0.17	*	0.27	*	0.22	*
Taquari	0.24	**	(-0.33)	**	0.15	sem σ	0.18	*	0.71	**	0.40	**	0.58	**	0.22	*
Cuiabá	0.43	**	(-0.28)	*	0.21	*	(-0.03)	*	0.22	*	0.24	*	0.23	sem σ	0.22	*
vazão do rio Miranda																
Miranda	(-0.02)	sem σ	(-0.09)	sem σ	0.03	sem σ	0.26	**	0.34	**	0.10	sem σ	0.25	sem σ	0.03	sem σ

PDO (Oscilação Decadal do Pacífico), SOI (Índice de Oscilação Sul), NAO (Oscilação do Atlântico Norte) e SAM (Modo Anular Sul)

Os resultados apresentados na Tabela 2 indicam que a única sub-bacia em que o índice de PDO não apresentou significância estatística relevante foi na sub-bacia hidrográfica do rio Miranda, na porção sul do Pantanal, como mostrado na Figura 42a. Além desta observação inicial foi possível notar que os maiores valores de correlação linear entre o índice de PDO e a vazão mensal dos rios ocorreram nas regiões mais centrais do Pantanal, sub-bacias Aquidauana e Piquiri-Itiquira, com valores iguais a 0.57 e 0.56, respectivamente. Os resultados de correlação linear entre o IOS e a vazão no Pantanal entre 1970 e 2003

mostram que os valores mais significativos foram encontrados para as regiões mais centrais e ao norte do Pantanal (Figura 42b). Na porção sul e nordeste da região do Pantanal não foram encontrados valores significativos de correlação.

Os resultados da correlação linear entre o índice da Oscilação do Atlântico Norte, NAO, e a vazão mensal na região do Pantanal indicam que apenas a região do extremo nordeste do Pantanal (sub-bacia do rio Cuiabá) apresenta valor relativamente alto ($r=0.21$) e significativo (95%).

A porção sul do Pantanal, sub-bacia do rio Miranda, apresentou correlação igual a 0.26 (significância maior que 95%) com o índice SAM (Modo Anular Sul), como podemos observar na Figura 42d.

Figura 42. Sub-bacias hidrográficas do Pantanal brasileiro que apresentam alta correlação ($r > 0,3$) com os índices climáticos (a) PDO e (b) IOS (áreas hachuradas). Os postos de vazão estão indicados por pontos pretos.

Os outros quatro índices climáticos utilizados neste estudo foram os obtidos nas regiões de Niños, no setor equatorial do Pacífico. As anomalias de temperatura superficial das águas desta bacia não se comportam de forma uniforme, como já havia destacado Ambrizzi (2003). A bacia equatorial do Pacífico pode ser dividida em quatro sub-regiões: NIÑO1+2 (80-90°W e 10°S-0), NIÑO3.4 (120-170°W e 5°S-5°N), NIÑO3 (90-120°W e 5°N-5°S) e o NIÑO4 (160°E-150°W e 5°S-5°N), como mostrado na Figura 43.

Figura 43 Regiões de Niños (Niño1+2, Niño3, Niño3.4, Niño4) na faixa equatorial do Pacífico.
Fonte: <http://www.meted.ucar.edu/tropical/>

Os resultados de correlação linear encontrados entre a vazão dos rios do Pantanal brasileiro e o índice da região do Niño1+2 (anomalias da TSM nesta área) indicam que todo o Pantanal brasileiro apresenta valores altos e significativos (95%), como mostrado na Tabela 2, o que evidencia a potencial importância da TSM desta área do Pacífico na definição da variabilidade climática da vazão na região central da América do Sul (figura 42e).

A TSM da região de Niño3.4, entre 1970 e 2003, apresenta valores altos de correlação linear ($r > 0.4$) e significância estatística (99%) com a vazão observada na porção central do Pantanal. A vazão observada nas regiões sul e nordeste do Pantanal não apresenta correlação significativa com a TSM da região de Niño3.4, tal como indicado na figura 42f.

Continuação da Figura 42 índices climáticos (e) Niño1+2 e (f) Niño3.4

A correlação linear entre a vazão fluvial no Pantanal e a TSM da região de Niño3, no Pacífico, foi maior ($r = 0.58$) e mais significativa para as regiões mais centrais do Pantanal, como mostrado na Figura 42g.

A TSM da região de Niño4 apresentou maior correlação linear com a vazão mensal observada nas porções centrais e nordeste do Pantanal (Figura 42h).

Os resultados referentes a estas duas regiões de Niños indicam que a TSM equatorial a oeste da bacia do Pacífico podem não exercer influência significativa e direta ao clima da região central da América do Sul, tal como ocorre com a TSM da porção leste do Pacífico Equatorial, região de Niño1+2.

A identificação de que a região de Niño1+2 pode exercer maior controle sobre os campos atmosféricos da América do Sul foi indicado por alguns trabalhos, como os de Sousa e Cavalcanti (2000) e Coelho (2001).

Continuação da Figura 42 índices climáticos (g) Niño3 e (h) Niño4

Diante destas observações, percebe-se cada vez mais a necessidade de identificação das teleconexões, com o objetivo de se compreender melhor os processos de transferência de energia entre forçantes oceânicas e os campos atmosféricos.

Torna-se importante lembrar que novos métodos de análise de dados devem ser aplicado para a compreensão das teleconexões, tal como a técnica do ray-trace⁸ de Hoskins e Karoly (1981), por exemplo.

6.2.2. Análise estatística entre precipitação e os índices climáticos

Associando o comportamento da precipitação sobre a região de coleta dos dados de vazão média regional do Pantanal e sobre a região do rio Miranda aos índices climáticos foi possível observar que, estatisticamente, sua variabilidade pode ter dependências, diretamente, atreladas.

Os índices climáticos que tiveram os maiores valores de correlação e significância estatística com os dados de precipitação foram o Índice de Oscilação Sul (SOI) e os índices das regiões de Niño1+2, Niño3.4 e Niño4, como podemos ver na tabela 3.

Tabela 3. Correlação linear entre índices climáticos e precipitação mensal na região do Pantanal brasileiro, entre 1970 e 2003. (* indica significância estatística superior a 95% e, ** significância estatística superior a 99%).

Postos	PDO	σ	SOI	σ	NAO	σ	SAM	σ	Niño1+2	σ	Niño3+4	σ	Niño3	σ	Niño4	σ
Precipitação média do Pantanal	0.20	sem σ	(-0.40)	**	0.20	sem σ	(-0.08)	sem σ	0.29	*	0.32	*	0.24	sem σ	0.34	**
Precipitação da bacia do rio Miranda	0.15	sem σ	(-0.36)	**	0.22	sem σ	(-0.01)	sem σ	0.29	*	0.30	*	0.20	sem σ	0.31	*

OBS.: Os valores de chuva mensal foram obtidos do CPTEC/INPE cuja média espacial para as regiões centro-norte do Pantanal e para a bacia do rio Miranda foram calculadas no GrADS.

Tal como no caso da vazão, os valores de correlação linear entre a precipitação e os índices climáticos foram calculados para a região centro-norte da bacia do Pantanal e para a sub-bacia do rio Miranda, conforme resultados obtidos pela aplicação da análise de agrupamento (seção 5.2, p. 70). A correlação entre a precipitação média sobre o setor centro-norte da bacia do Pantanal e o IOS foi igual a -0.40, e, igual a - 0.36 para o caso da precipitação sobre a sub-bacia do rio Miranda.

Das regiões de Niño, a que mais se apresentou mais bem correlacionadas com a precipitação no Pantanal foi a região do Niño4. O valor de correlação linear entre a TSM da

⁸ A técnica do *ray tracing* é um algoritmo recursivo que consiste em projetar, a partir do observador, um vector de (raio).

região de Niño4 e a precipitação no centro-norte da bacia foi igual a 0.34, e, entre a TSM e a precipitação sobre a sub-bacia do rio Miranda foi igual a 0.31.

O valor de correlação linear encontrado entre a precipitação e a TSM da região de Niño1+2, para ambas as regiões de estudo, foi igual a 0.29.

A TSM da região de Niño3.4 quando correlacionada com a precipitação mensal registrada sobre a região do grande Pantanal e sobre a região do rio Miranda, entre 1970 e 2003, apresentou valores iguais a 0.32 e 0.30, respectivamente.

Os índices climáticos que não apresentaram valores significativos de correlação linear com a precipitação foram PDO e SAM. O índice que caracteriza a oscilação do Atlântico Norte, NAO, apresentou correlações significativas apenas com a precipitação registrada na região do rio Miranda, com valor igual a 0.22. Observamos que a região de Niño3 apresentou correlação linear significativa ($r = 0.24$) apenas com a precipitação média para a região centro-norte do Pantanal.

Os resultados de correlações entre precipitação e os índices climáticos descritos acima, e inseridos da Tabela 3, são ótimos indicativos da possível influência dos oceanos sobre o comportamento da pluviosidade no centro da América do Sul, como fizeram as contribuições de Coelho (2001), Aceituno (1987 e 1988), Hastenrath (1990), Reboita *et al.* (2009), dentre outros.

Os resultados de correlação linear descritos neste estudo somados aos tantos outros oriundos de pesquisas realizadas anteriormente são subsídios básicos para a afirmação de que as vazões fluviais de rios do centro da América do Sul têm seus controles atrelados, ao menos parcialmente, ao ritmo pluvial e a forçantes atmosféricas derivadas de anomalias de TSM e pressão dos oceanos como veremos na parte 3 dos resultados, seção 6.6.

A verificação da semelhança entre os dados de vazão e de precipitação para o centro-norte do Pantanal e para a sub-bacia do rio Miranda foi obtida pela avaliação qualitativa das séries temporais e pelo cálculo do coeficiente de correlação linear.

A correlação entre a vazão e a precipitação mensais para as duas localidades consideradas foram, respectivamente, 0,67 e 0,62, ambas com 99% de significância estatística. O gráfico das séries temporais suavizadas ($mm=12$) para a região centro-norte é mostrado na Figura 44. Nesta figura, verifica-se que o período de 1970 a 2003 pode ser dividido em três subperíodos, de acordo com os dados de precipitação: 1970 a 1982, 1983 a 1995 e de 1996 a 2003. Neste caso, a tendência linear foi retirada.

A vazão anual acompanha relativamente bem os dados de precipitação, tal como visto na Figura 44. O primeiro e terceiro períodos são caracterizados com anomalias negativas de precipitação e vazão e, o segundo período, por anomalias positivas destas variáveis. Verifica-se que o índice da PDO (Figura 10) apresenta variabilidade temporal semelhante ao detectado neste gráfico da Figura 44, sugerindo uma possível associação temporal com os dados de precipitação e vazão filtrados.

Figura 44. Séries de dados anuais da anomalia da vazão (escala à direita) representada pelo gráfico de linhas e da precipitação (escala à esquerda) representada pelo gráfico de colunas para o centro-norte do Pantanal, para o período de 1970 a 2003. O valor da correlação linear no período está indicado por $r1$ (99% significância). Neste caso, os dados foram filtrados com média móvel de 12 tempos.

Os resultados de correlações entre chuva e a vazão da sub-bacia do rio Miranda podem ser observados na Figura 45. Nota-se que foram observados os mesmos períodos com anomalias positivas e negativas de precipitação e vazão em relação ao observado na região centro-norte do Pantanal (Figura 44). Em especial, verifica-se uma variabilidade maior da vazão anual no período inicial, entre 1970 e 1982, tal como visto na Figura 44. Os motivos da variabilidade da vazão da Figura 45 ser maior do que o da Figura 44 podem estar associados a maior frequência de passagens de sistemas atmosféricos transientes, como as frentes frias, ao sul do Pantanal – fato que se difere do restante do Pantanal como notificado por Zavatini (1990) – e, à disposição das bacias hidrográficas (exemplo a do rio Miranda), encontradas encravadas entre a serra da Bodoquena à oeste e à serra de Maracajú ao sul.

Figura 45. Idem da figura 44 para a série de vazão do rio Miranda

6.3 Simulação da vazão dos rios do Pantanal brasileiro

Os anseios em se obter conhecimentos dos fenômenos naturais não é algo exclusivo das ciências atmosférica e geográfica. Diversos outros ramos do conhecimento científico também os têm. Tais anseios se tornam ainda mais instigantes quando existe a possibilidade potencial de se prever o comportamento dos fenômenos. Desta forma, diversos estudos são

e foram realizados com o intuito de se poder prever variáveis em diversos ramos da ciência. A temperatura e a precipitação são variáveis bastante estudadas com o fim de previsão, não só na escala de tempo como climática.

Silva (1994) chama atenção para três técnicas estocásticas pelas quais se pode empreender modelos de previsão para variáveis atmosféricas: o método Clássico, o *Perfect Prognostic Method* (PPM)” e o “*Model Output Statistics* (MOS)”. A variante entre estas três técnicas é o tipo de dados usado para a elaboração do modelo, se observado ou previsto por modelagem numérica. O uso de diagramas de dispersão, da análise discriminante e de regressão linear auxiliam a construção de modelos preditivos.

O modelo estatístico baseado na técnica de regressão linear permite a consideração de diversas variáveis independentes (preditores) como determinantes do comportamento de uma variável a ser simulada ou prevista, ou seja, a variável dependente (preeditando), tal como apontam Glahn e Lowry (1972) e Silva (1994).

Devido à noção de que o sistema climático é determinado pela interação de diversas variáveis, torna-se razoável o uso da técnica de regressão linear múltipla para a construção de um modelo de simulação ou previsão. Supõe-se aqui a influência do oceano na determinação da variabilidade climática da precipitação e da vazão na região do Pantanal brasileiro. Portanto, o modelo estocástico a ser construído terá como variáveis preditoras, aquelas associadas à variabilidade da temperatura da superfície do mar e como variável preeditanda, a vazão na região do Pantanal brasileiro.

6.3.1 Modelo estocástico para a simulação da vazão

Para cada uma das duas séries temporais de vazão, para o setor centro-norte do Pantanal e para a sub-bacia do rio Miranda, foram construídos três ajustes lineares: (i) sem suavização dos dados e considerando-se a precipitação como variável independente, além

das variáveis oceânicas; (ii) sem suavização, e sem a precipitação como variável independente; e (iii) com suavização dos dados e sem a precipitação como variável independente. As denominações consideradas a cada modelo são indicadas na Tabela 4. Além destes modelos de simulação da vazão também foi construído um modelo de previsão mensal com três meses de antecedência da vazão e que está indicado como Modelo β na Tabela 4.

Tabela 4. Denominações consideradas a cada modelo de simulação e previsão da vazão

MODELO	ESPECIFICAÇÃO
Modelo1A	Modelo normalizado, sem suavização e com precipitação
Modelo2A	Modelo normalizado, sem suavização e sem precipitação
Modelo3A	Modelo normalizado, suavizado pela média móvel 6
Modelo1B	Modelo normalizado, sem suavização e com precipitação
Modelo2B	Modelo normalizado, sem suavização e sem precipitação
Modelo3B	Modelo normalizado, suavizado pela média móvel 6
Modelo β	Modelo normalizado, sem tendência, precipitação e sazonalidade

OBS: Os modelos: “Modelo1A, Modelo2A e Modelo3A” indicam os modelos de simulação da vazão realizados para a região centro-norte da bacia do Pantanal. Os modelos: “Modelo1B, Modelo2B e Modelo3B” indicam os modelos de simulação da vazão para o posto do rio Miranda. O modelo: “Modelo β ” representa o modelo de previsão mensal da vazão que será discutido na seção 6.4.1.

6.3.2 Simulação da vazão para a região centro-norte do Pantanal

Os resultados encontrados para o modelo de simulação de vazão elaborado a partir de dados sem suavização e com a consideração da precipitação como variável independente, Modelo1A, mostram um ajuste linear com R^2 igual a 0,99, tal como indicado na Figura 46. Ou seja, as variáveis independentes escolhidas no processo de elaboração do modelo explicam 99% da variância referente à vazão anual. Todas as onze variáveis independentes referentes às anomalias médias de TSM para as áreas com maior correlação foram selecionadas na elaboração do modelo linear Modelo1A, além dos quatro índices climáticos (PDO, NAO, IOS, SAM) e das anomalias de TSM na região do Niño1+2, Niño3 e Niño4 (ver Figura 46). Os modelos foram elaborados para o cálculo de correlação com TSM inicial em janeiro e defasagem temporal nula. As variáveis que apresentaram os maiores valores de significância estatística foram às regiões de TSM do Atlântico Norte Tropical (próximo à região da Alta subtropical) e a região do Atlântico Norte dentro dos extra-trópicos (próximo

à região da baixa da Islândia). As duas outras áreas dos oceanos selecionadas foram duas regiões no Pacífico. A primeira localizada no golfo do Alaska e a segunda no limite entre as regiões tropical e subtropical, a leste da costa do Japão. As regiões de Niño1+2, 4 e 3, também, apresentaram valores de significância estatística relevantes (95%, 95% e 90%, respectivamente). As contribuições destas três áreas no controle climático da América do Sul já foram destacadas por uma série de estudos, sobretudo, os que se dedicaram em identificar as influências exercidas pelas regiões de Niño1+2 e Niño3 do controle climático continental, como destacou Coelho (2001).

a) MODELO1A: com precipitação e sem suavização

Figura 46. Resultados referentes ao Modelo1A, série temporal dos valores anuais de vazão observada (curva preta) e simulada (curva traceja vermelha). O painel ao lado do gráfico indica o coeficiente angular e o erro associado às variáveis consideradas no modelo linear. Adicionalmente, pode-se observar o valor de R² e de R² ajustado na parte inferior do painel.

É necessário salientar que o conjunto de variáveis identificadas na bacia do Pacífico pode representar poucos aspectos físico-dinâmicos, sugerindo que estas variáveis sejam na verdade, co-variáveis e possam, de alguma forma, prejudicar o modelo estocástico de

simulação construído. Seria interessante considerar uma função que minimizasse a co-variabilidade entre as variáveis selecionadas.

O ajuste linear encontrado para o caso do Modelo2A, sem precipitação no conjunto das variáveis independentes, gerou um R^2 igual a 0,64 (Figura 47). Neste caso, foram selecionadas quatro áreas oceânicas (Pacífico Norte (golfo do Alaska), Atlântico Norte tropical, Atlântico Norte extratropical, Pacífico Sul central/extratropical) e duas regiões de Niño (Niño1+2 e Niño4). Dos resultados obtidos para os ajustes para o Modelo1A e o Modelo2A, observa-se que as áreas oceânicas podem contribuir com até 64% da explicação da variância da vazão anual para a região centro-norte do Pantanal.

O modelo gerado, neste caso, tem a seguinte forma:

$$\text{Vazão simulada} = a_0 + a_1 * \text{Pacífico Norte} + a_2 * \text{Atlântico Norte tropical} + a_3 * \text{Atlântico Norte extratropical} + a_4 * \text{Pacífico Sul central/extratropical}.$$

sendo que os coeficientes a_i estão indicados na Figura 47.

MODELO2A: sem precipitação, sem suavização

Figura 47 Idem à Figura 46, mas para o conjunto de variáveis independentes oceânicas sem precipitação, Modelo2A

Comparando-se os resultados do Modelo1A, que considera a precipitação (Figura 46) e os resultados do Modelo2A, sem suavização e sem precipitação (Figura 47), observa-se que os valores de precipitação explicam aproximadamente ~ 35% da variabilidade da vazão.

Estes valores são muito expressivos e maiores do que os encontrados por Costa (2011), em estudo semelhante realizado para a bacia do rio São Francisco, nordeste do Brasil. Os valores do quanto as chuvas influenciam no modelo de simulação da vazão são produtos das relações diretas entre chuva e precipitação. É importante destacar que as vazões dos rios são sempre dependentes dos regimes de precipitação em uma bacia hidrográfica, porém, o uso dos modelos de simulação desenvolvidos dentro deste estudo, simulam possibilidades indiretas de haver variáveis independentes (como TSM e índices climáticos) que podem, indiretamente, influenciar a vazão, por meio da modificação de padrões atmosféricos e escoamento.

Observa-se que a retirada da precipitação como variável independente na elaboração do modelo provê a seleção de novas variáveis oceânicas, distintas daquelas selecionadas no caso do Modelo1A, levando a crer que estas novas variáveis selecionadas possam explicar mais apropriadamente os processos físico-dinâmicos responsáveis pela variabilidade da vazão. Na elaboração do Modelo2A, a TSM média das regiões do Pacífico Norte (golfo do Alaska), do Pacífico Sul extratropical, do Atlântico tropical, as regiões de TSM do Atlântico extratropical e as regiões de Niño1+2 e Niño4 foram selecionadas.

A seleção da região do Pacífico Sul extratropical, entre as longitudes 320° e 355° é uma região que pode ter sido selecionada não somente por desempenhar importância estatística ao ajuste linear, mas também por apresentar papel no controle climático de regiões da América do Sul.

A consideração dos dados suavizados (com média móvel 6), tanto de vazão quanto das variáveis independentes, gerou um ajuste linear, Modelo3A, com 99% de explicação da variância da vazão anual por doze variáveis selecionadas, sendo elas: região Equatorial Sul (região do Niño1+2, 3.4 e 4), Pacífico Norte (golfo do Alaska), região extratropical central do Pacífico Sul, Pacífico Equatorial (costa oeste), Atlântico Norte Tropical (próximo a costa oeste da Mauritânia e Marrocos), região extratropical na bacia do Atlântico Norte (próximo a Islândia), SAM (Modo Anular Sul), IOS (Índice de Oscilação Sul) e a NAO (Oscilação do Atlântico Norte).

O ajuste visual entre a variável observada e a simulada está mostrado no gráfico da Figura 48.

MODELO3A: sem precipitação e com suavização

Figura 48 Idem à Figura 46, com dados suavizados por mm=6 anos e sem considerar a precipitação como variável independente.

A associação entre os dados de vazão anual, com suavização por média móvel (mm=6), e as variáveis independentes pode ser vista nas Figuras 49, 50 e 51. A análise da dispersão entre os dados de vazão e as variáveis oceânicas deve ser feita considerando-se apenas a primeira coluna ou primeira linha de cada uma das Figuras 49 a 51.

Figura 49 Gráficos de dispersão entre a vazão anual e as variáveis oceânicas independentes: pei (Pacífico Sul Equatorial), pni (Pacífico Norte), pnt (Pacífico Norte Tropical) e 'at' (Atlântico Norte Tropical), para o período de 1970 a 2003

Figura 50. Idem à Figura 49, mas para variáveis independentes: an (Atlântico Norte extratropical), psi (Pacífico sul extratropical), nao (Oscilação do Atlântico Norte) e soi (Índice de Oscilação Sul).

Figura 51. Idem à Figura 49, mas para as variáveis independentes: sam (Modo Anular Sul) e regiões dos Niños 1+2, 3, 4 e 4.

É possível verificar pela análise das figuras 49 a 51 que a vazão anual se correlaciona linearmente bem com a TSM das áreas: Pacífico Norte Tropical ($R^2 = 0.58$), Pacífico Norte tropical/subtropical ($R^2 = -0.51$), Pacífico sul central/subtropical ($R^2 = 0.48$), Atlântico Sul subtropical ($R^2 = 0.42$) sendo que a TSM média do Atlântico Norte Tropical (Açores) ($R^2 = -0.26$), é menos correlacionada com a vazão do Pantanal.

6.3.3 Padrões atmosféricos para os subperíodos com anomalias expressivas de vazão na região centro-norte do Pantanal

Anomalias dos campos atmosféricos durante períodos pré-determinados foram analisados com o objetivo de caracterizar o padrão dominante. Estes campos foram analisados para os períodos de 1970 a 1978, de 1979 a 1996 e de 1997 a 2003, conforme, respectivamente, as anomalias negativas, positivas e negativas de vazão no Pantanal (Figura 48).

Os campos atmosféricos selecionados para análise foram os de divergência do ar (250 e 850 hPa), vorticidade (250 e 850 hPa), escoamento em 850 hPa, velocidade vertical, em 500 e 850 hPa e TSM.

Inicialmente, foram investigados os campos médios das anomalias atmosféricas para cada subperíodo, somente para os meses de verão, de outubro a março. Entretanto, pelo fato da média ser composta por anomalias atmosféricas com sinais distintos, investigações anuais foram realizadas, sendo seus resultados sintetizados nas Tabelas 5 a 7.

Um período climático mais seco indica que, em média, as condições atmosféricas não favoreceram a ocorrência de precipitação e, conseqüentemente, a vazão, podendo, contudo, terem ocorrido neste mesmo subperíodo anos com anomalias positivas de precipitação.

Por outro lado, a posição geográfica da região do Pantanal pode ter contribuído com a variabilidade climática durante este primeiro subperíodo, tal como apontam outros autores, em especial Zavattini (1990). Os mapas das anomalias dos campos atmosféricos encontram-se nos Anexos Ia e Ib deste trabalho.

O primeiro subperíodo, compreendido entre 1970 e 1978, foi caracterizado por anomalias negativas de vazão. Verifica-se que na maior parte dos anos, Tabela 5, anomalias positivas de omega em baixos níveis estiveram presentes, favorecendo movimentos

ascendentes fracos ou movimentos descendentes do ar, em relação à média, na região do Pantanal.

Apesar de terem sido observadas anomalias negativas de divergência do ar em baixos níveis, principalmente na segunda metade do subperíodo analisado, o que favoreceria a convergência do ar na região, são observadas anomalias positivas de vorticidade em baixos níveis (Tabela 5), movimento que caracteriza o enfraquecimento de circulações ciclônicas. Assim, verifica-se que tanto a velocidade vertical como a vorticidade em baixos e altos níveis contribuíram para o enfraquecimento da convergência do ar em baixos níveis, o que deve ter determinado a característica deste primeiro subperíodo com anomalias negativas de precipitação e vazão.

Tabela 5 Sinal dos campos atmosféricos de anomalia de velocidade vertical (Omega, 500 e 850 hPa), de divergência (250 e 850 hPa) e de vorticidade (250 e 850 hPa) para os meses de verão (outubro a março), para o primeiro subperíodo, 1970 a 1978, de anomalia de vazão na região centro-norte do Pantanal

1o. Sub-período						
Anos	Omega		Divergencia		Vorticidade	
	500 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa
1970						
1971						
1972						
1973						
1974						
1975						
1976						
1977						
1978						
Legenda						
	Anomalias positivas			Anomalias negativas		

Observando o padrão do escoamento em 850 hPa para este primeiro subperíodo, nota-se a existência de um enfraquecimento, em relação à média, do escoamento de oeste. O escoamento atmosférico em altos níveis (Anexo Ia) esteve, em boa parte do período (1970 a 1979), mais fraco do que a média climatológica, sendo identificadas anomalias de leste nestes anos.

O mapa de escoamento em 850 hPa mostra uma concentração de fluxos com grande intensidade dentro da bacia do Pacífico equatorial (região do Niño4) e uma forte

intensificação de fluxos de leste para oeste. As razões mais plausíveis para estas observações, talvez estejam atreladas a ocorrência de intensas anomalias de TSM na costa oeste da Bacia Equatorial do Pacífico, coincidindo com o posicionamento das forçantes dos eventos de El Niño 72/73 e 77/78 (veja exemplo no anexo I-b).

O segundo subperíodo, compreendido entre 1979 e 1996, caracterizado por anomalias positivas de vazão (Figura 48) e precipitação (Figura 44), está associado, em média a condições atmosféricas distintas das observadas no subperíodo anterior.

Os campos médios de anomalia de divergência em baixos níveis para metade do segundo subperíodo analisado, de 1979 a 1996, apresentaram valores negativos para a região do Pantanal, enquanto que em altos níveis, a maior parte dos verões apresentou anomalias positivas de divergência do ar (Tabela 6). A associação de anomalias positivas e negativas em altos e baixos níveis, respectivamente, provê condições favoráveis à formação de mais nebulosidade e, conseqüentemente, de mais precipitação. Apesar da maior parte do segundo subperíodo apresentar anomalias positivas de velocidade vertical em baixos níveis, o que leva ao enfraquecimento do movimento vertical ascendente.

O escoamento em 850 hPa apresentou em média 11 m s^{-1} , portanto, maior do que o observado no primeiro subperíodo. Durante a estação chuvosa do ano de 1983, ano de El Niño, a velocidade média do escoamento em 850 hPa ultrapassou 15 m s^{-1} .

Atreladas a estas observações iniciais, notou-se que o escoamento em 850 hPa dentro da região equatorial da bacia do Pacífico teve uma trajetória de oeste para leste. Esta trajetória, talvez induzida pela localização das anomalias positivas de TSM observadas na Figura 'a' do anexo II. Nas áreas continentais da América do Sul, observou-se a migração de fluxos do escoamento em 850 hPa da região equatorial em direção à cadeia dos Andes (a oeste do continente) e para a região subtropical do continente.

Tabela 6. Idem a Figura 5 para o segundo subperíodo (1979 a 1996) de anomalia de vazão média na região centro-norte do Pantanal

2o. Sub-período						
Anos	Omega		Divergencia		Vorticidade	
	500 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa
1979						
1980						
1981						
1982						
1983						
1984						
1985						
1986						
1987						
1988						
1989						
1990						
1991						
1992						
1993						
1994						
1995						
1996						
Legenda						
	Anomalias positivas			Anomalias negativas		

A intensificação do escoamento em 850 hPa, associada às anomalias negativas de divergência do ar em baixos níveis sobre a região do Pantanal, contribuem para o aumento da formação de áreas de instabilidade, consequentemente, de precipitação e vazão.

O terceiro subperíodo analisado, de 1997 a 2003, apresentou anomalias negativas de vazão (Figura 48). Durante todas as estações chuvosas analisadas neste subperíodo, a velocidade vertical em níveis médio (500 hPa) apresentou anomalias positivas, conforme Tabela 7, o que está associado ao enfraquecimento do movimento vertical ascendente, apesar do movimento vertical ascendente em baixos níveis ter ficado mais intenso do que a média. Esta associação mostra que nuvens muito profundas não tiveram desenvolvimento frequente durante este subperíodo. A anomalia de vorticidade em baixos níveis indica valores positivos para todo o período, exceto para o ano de 1997, o que está associado ao enfraquecimento de sistemas ciclônicos em relação à média climatológica. A divergência do ar em baixos níveis, contudo, não sugere diminuição da atividade de convergência durante este período.

Tabela 7. Idem a Figura 5 para o terceiro subperíodo (1997 a 2003) de anomalia de vazão média na região centro-norte do Pantanal

3o. Sub-período						
Anos	Omega		Divergencia		Vorticidade	
	500 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa
1997						
1998						
1999						
2000						
2001						
2002						
2003						
Legenda						
	Anomalias positivas			Anomalias negativas		

A média da velocidade do escoamento em 850 hPa para a estação chuvosa deste subperíodo foi de $9,8 \text{ m s}^{-1}$, valor menos intenso do que durante o subperíodo chuvoso de 1979 a 1996. Em geral, o ar mais quente e mais úmido transportado pelo escoamento em 850 hPa durante este subperíodo foi oriundo preferencialmente da porção ocidental da Amazônia em relação ao observado no período de 1970 a 1978, como mostra a Figura ‘b’ do anexo I-b. O posicionamento do escoamento em 850 hPa neste terceiro subperíodo se diferencia do observado no primeiro subperíodo (também de anomalia negativa de vazão) que esteve muito mais preso dentro das porções orientais da Amazônia. O posicionamento do escoamento em 850 hPa ajuda a compreender um pouco mais alguns das razões deste terceiro subperíodo apresentar as anomalias de chuva (Figura 44) mais intensas do que as observadas no primeiro subperíodo.

A análise dos campos médios de anomalias de TSM para os três subperíodos considerados permite concluir que existem padrões oceânicos com características específicas para cada subperíodo. Os mapas de anomalias de TSM para cada estação chuvosa de cada ano são apresentados no Anexo II.

O campo médio de anomalias de TSM para o primeiro subperíodo (1970 a 1978) apresenta valores negativos intensos na região equatorial do Pacífico e a formação do padrão

de ferradura a oeste da bacia, com anomalias positivas nas áreas subtropicais do oceano Pacífico, como mostra a figura 51.

Figura 51 Exemplo de anomalias de TSM para o primeiro subperíodo de anomalias negativas da vazão (1970 a 1978)

A presença das intensas anomalias negativas na bacia equatorial do Pacífico está associada a padrões de La Niña que gera modificações nos padrões de circulação pelo alongamento zonal da célula de Walker. É de conhecimento na literatura que este prolongamento pode causar intensificação de subsidências em algumas regiões do Brasil, como ocorre na região Sul, inibindo a formação de nebulosidade e precipitação. Sobre a região centro-oeste e sudeste do Brasil há uma baixa previsibilidade das consequências causadas por este fenômeno, o que caracteriza ainda mais a transitoriedade climática da região, como sugeriu Zavatini (1990). Entretanto, buscando uma associação entre a variabilidade da vazão e o comportamento das TSM observados, neste primeiro subperíodo, suspeita-se que o movimento de subsidência tenha sido predominante sobre a região do Pantanal.

Além destes padrões de TSM do Pacífico, nota-se que a configuração das anomalias para a bacia do Atlântico, se apresenta com padrões negativos dentro do Atlântico Norte

subtropical, extratropical e em alguns episódios na faixa tropical norte (ver Anexo II). Já a bacia sul deste oceano é marcada por anomalias positivas de grande intensidade.

Durante o segundo subperíodo, caracterizado por anomalias positivas de vazão, observa-se a presença de mais anos (onze dos dezessete anos analisados) com anomalias positivas de TSM no setor equatorial da bacia do Pacífico, compondo um padrão de ferradura com a presença de anomalias negativas de TSM nas regiões subtropicais deste mesmo oceano, como mostra a Figura 52.

O padrão de intensas anomalias positivas na bacia do Pacífico equatorial está associado a típicos episódios de El Niño e/ou a fase positiva da PDO. Períodos de maior aquecimento do setor equatorial do Pacífico estão associados à intensificação do jato subtropical em altos níveis e, consequentemente, à intensificação da instabilidade atmosférica sobre o centro-sul da América do Sul, como destacou Fernandez *et al.* (2006).

Figura 52 Exemplo de anomalias de TSM para o segundo subperíodo de anomalias positivas da vazão (1979 a 1996)

As anomalias do Atlântico observadas para este segundo subperíodo se apresentaram com sinais negativos dentro das faixas subtropical e extratropical norte e positivas nas faixas subtropical e extratropical sul.

A porção tropical do Atlântico é marcada por haver episódios com anomalias positivas na costa leste do território brasileiro e alguns episódios de anomalias negativas dentro do mar do Caribe.

Por fim, o terceiro subperíodo apresenta anomalias negativas de TSM no setor central do Pacífico equatorial. Associadas a este padrão de TSM, observou-se a presença de anomalias negativas no setor leste do Pacífico Norte, na costa da América do Norte, e positivas na bacia central do Pacífico Norte, configuração semelhante aos padrões positivos de PDO. Foram observadas também, para este terceiro subperíodo, anomalias positivas de TSM no Atlântico Equatorial, ao norte da América do Sul, para quatro dos sete episódios analisados, como mostra o anexo II. Este padrão é semelhante às configurações características do primeiro subperíodo e com sinal contrário ao observado nos anos pertencentes ao segundo subperíodo, caracterizado por anomalias contrárias de vazão, como podemos ver nas Figuras 53 e 54.

Figura 53 Padrões de anomalias TSM predominantes, observados para os primeiro e terceiro subperíodo de anomalia de vazão

Figura 54 Padrões de anomalias TSM predominantes, observados para os segundo subperíodo de anomalia de vazão

Tal como no primeiro subperíodo, as anomalias negativas de TSM são mais frequentes a leste do Pacífico Equatorial e anomalias positivas, a oeste, nos setores subtropicais dos dois hemisférios, configurando um padrão de ferradura.

Para este subperíodo, as anomalias de TSM do Atlântico se configuraram com padrões distintos dos observados nos dois subperíodos anteriores, sobretudo dentro das faixas subtropicais e extratropicais do Atlântico Sul e Norte. Foi observado que o padrão predominante na bacia do Atlântico Norte neste subperíodo foi de anomalias positivas, o inverso do padrão predominante observado até então.

Dentro da bacia do Atlântico Sul foi observado episódios de padrões de dipolos dentro das latitudes subtropicais e as anomalias positivas muito mais deslocadas para as latitudes mais baixas da faixa tropical quando comparado com os subperíodos anteriores, como mostra o Anexo II.

6.3.4. Simulação da vazão para a região do rio Miranda (região sul do Pantanal)

A simulação da vazão para este posto foi realizada com os mesmos critérios metodológicos aplicados para o posto da região centro-norte do Pantanal, discutido no item 6.3.2. Os exemplos de modelos utilizados foram descritos dentro da Tabela 4. O primeiro modelo de simulação com dados sem suavização e com a presença da precipitação, o Modelo1B, se mostrou com ajuste linear com R^2 igual a 0,33, como mostra a Figura 55.

MODELO1B, sem suavização e com precipitação

b)

Figura 55 Idem à Figura 46, mas referente ao Modelo1B do posto do rio Miranda. Modelo elaborado sem suavização e com a presença da precipitação

A variável estatisticamente melhor selecionada pelo modelo (a precipitação) explica 95% da variância referente à vazão anual.

Analisando os resultados encontrados para o caso do Modelo2B, sem precipitação no conjunto das variáveis independentes, gerou um R^2 igual a 0.23.

Comparando o Modelo1B, que considera a precipitação no modelo (Figura 55) com o Modelo 2B, sem suavização e sem precipitação (Figura 56), observa-se que os valores de precipitação explicam, aproximadamente, 10% da variabilidade da vazão.

As variáveis independentes selecionadas no Modelo2B foram às áreas de TSM do Atlântico Norte extratropical (Islândia) e Pacífico Sul extratropical que explicam 95% da variância e o índice SAM, explicado por 90% variância referente à vazão anual.

MODELO2B, sem suavização e sem precipitação
Figura 56 Idem à Figura 46, mas para o conjunto de variáveis independentes oceânicas sem precipitação, Modelo2B

A consideração dos dados suavizados (com média móvel 6), tanto de vazão quanto das variáveis independentes, gerou um ajuste linear, Modelo3B, com um R^2 igual a 0,99.

Este modelo conseguiu selecionar treze preditores, sendo eles: as TSM das regiões do Atlântico Equatorial (região de Niño1+2), Pacífico Sul (extratropical), Pacífico Sul/subtropical (sul da Austrália), Índice extratropical, o índice climático da NAO, Atlântico Sul subtropical, SAM e a TSM da região de Niño3, com variância explicativa de 99%, além

dos preditores representados pelo Índice de Oscilação Sul e as regiões de Niño1+2 e 3.4, com variância de 95% de explicação.

Os menores valores de variância foram observados para o índice da PDO e para a região de Niño4, com 90% de explicação. O modelo 3B pode ser observado na Figura 57.

MODELO3B, com suavização e sem precipitação

b)

Figura 57 Idem à Figura 46, com dados suavizados por mm=6 anos e sem a precipitação como variável independente, Modelo3B

Analisando a tendência linear dos dados representativos das variáveis independentes e a variável dependente, com suavização por média móvel (mm=6), como mostram as Figuras 58, 59 e 60.

Os maiores valores de correlação linear encontrados entre a vazão e as variáveis independentes foram para as regiões de TSM do Pacífico Sul (sul da Austrália) ($R^2 = -0.34$), Pacífico Sul/extratropical ($R^2 = -0.33$) e para o Índice de Oscilação Sul ($R^2 = -0.36$).

Diferentemente das altas correlações e linearidades encontradas dentro dos painéis de dispersão dos *scatterplot* obtidos para a vazão central-norte do Pantanal, os resultados se mostram com uma baixa tendência linear, o que exemplifica os baixos valores de correlações entre as variáveis predictoras e a predictanda.

Figura 58. Idem à Figura 49, mas para variáveis independentes: ‘vazan’ (vazão), ‘as’ (Atlântico Sul extratropical), ‘at’ (Atlântico equatorial), ‘ins’ (Índice extratropical), ‘ps’ (Pacífico Sul extratropical)

Figura 59. Idem à Figura 49, mas para variáveis independentes: ‘vazan’ (vazão), ‘psi’ (Pacífico Sul – Sul da Austrália), ‘pdo’ (Oscil. Dec. do Pacífico.), ‘soi’ (Índice de Oscil. Sul), ‘sam’ (Modo Anular Sul)

Figura 60 Idem à Figura 49, mas para variáveis independentes: ‘vazan’ (vazão) e regiões dos Niños1+2, 3.4, 3 e 4.

6.3.5 Padrões atmosféricos para os subperíodos com anomalias expressivas de vazão na região do rio Miranda

Os resultados das anomalias dos campos atmosféricos durante períodos pré-determinados foram analisados. Os campos analisados foram de acordo com as anomalias positivas e negativas de vazão do rio Miranda (Figura 57 – pág. 122).

Estes campos foram analisados para sete subperíodos sendo eles: 1970 a 1973, 1978 a 1980, 1986 a 1988 e 1994 a 2003, com anomalias negativas; e 1974 a 1977, 1981 a 1985 e 1989 a 1993, com anomalias positivas.

Os campos atmosféricos selecionados foram idênticos aos analisados no item 6.3.3, também, para os meses de verão (de outubro a março). As figuras dos campos atmosféricos foram agrupadas dentro dos Anexos III-a e III-b e os resultados das análises, sintetizados e organizados nas Tabelas de 8 a 14.

O primeiro subperíodo, compreendido entre 1970 a 1973, foi caracterizado por anomalias negativas de vazão (Figura 57 – pág. 122).

Observando os resultados na Tabela 8, verifica-se anomalias positivas de divergência e vorticidade a 850 hPa para quase todo o subperíodo e anomalias negativas intensas para alguns anos. As anomalias positivas de vorticidade em baixos níveis caracterizam o enfraquecimento de circulações ciclônicas e as anomalias positivas de divergência do ar em baixos níveis favorece a formação de áreas de alta pressão em superfície. Além destes dados, verifica-se a presença de mais anos com anomalias negativas de omega em baixos níveis, o que favoreceria movimentos descendentes do ar sobre a região. Assim, verifica-se que tanto os movimentos de divergência, de convergência e de velocidade vertical do vento contribuem na característica deste primeiro subperíodo ter anomalias negativas de precipitação e vazão.

Tabela 8. Sinal dos campos atmosféricos de anomalia de velocidade vertical (Omega, 500 e 850 hPa), de divergência (250 e 850 hPa) e de vorticidade (250 e 850 hPa) para os meses de verão (outubro a março), para o primeiro subperíodo, 1970 a 1978, de anomalia de vazão na região do Miranda

1o. Sub-período						
Anos	Omega		Divergencia		Vorticidade	
	500 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa
1970						
1971						
1972						
1973						
Legenda						
	Anomalias positivas			Anomalias negativas		

Neste primeiro subperíodo, verifica-se velocidade média de 1.25 m s^{-1} do escoamento em 850 hPa. O escoamento atmosférico em baixos níveis neste primeiro subperíodo sobre a região sul do Pantanal apresentou indícios de desintensificação, como mostra o exemplo da Figura ‘a’ Anexo III-b.

Além destas observações, verifica-se a presença de intensificação de fluxo dentro da bacia do Pacífico equatorial (região do Niño4) e uma forte intensificação de fluxos de leste para oeste. Uma dos possíveis motivos para este fato é a presença de anomalias positivas intensas TSM na costa oeste Equatorial do Pacífico. As observações feitas neste subperíodo são semelhantes às realizadas, também para o primeiro subperíodo, para a região centro-norte do Pantanal.

O segundo subperíodo, compreendido entre 1974 a 1977, caracterizado por anomalias positivas de vazão (Figura 57 – pág. 122) está associado, em média, a condições de anomalias de divergência negativa em baixos níveis e as anomalias positivas de divergência em altos níveis (Tabela 9). Os sinais destes campos atmosféricos em baixos (altos) níveis exemplificam a possibilidade de fortalecimento de movimentos de convergência de ar e em níveis baixos e o fortalecimento de movimento de divergência em altos níveis. Estas condições associadas podem possibilitar a formação de áreas de instabilidades e pluviosidade.

Tabela 9. Idem a Figura 8 para o segundo subperíodo (1974 a 1977) de anomalia de vazão média na região do rio Miranda

2o. Sub-período						
Anos	Omega		Divergencia		Vorticidade	
	500 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa
1974						
1975						
1976						
1977						
Legenda						
	Anomalias positivas				Anomalias negativas	

O escoamento em 850 hPa dentro da região equatorial da bacia do Pacífico apresentou uma trajetória de oeste para leste. O fluxo migratório da região equatorial em direção à cadeia dos Andes e seu escoamento para as regiões subtropicais do continente mostram a influência que o escoamento em 850 hPa teve no transporte de umidade para dentro das regiões centrais da América do Sul.

O posicionamento do escoamento em 850 hPa, observado neste segundo subperíodo, são coerentes com as observações de transferência de umidade das regiões equatoriais para os subtrópicos feitas por Marengo *et al.* (2009). A Figura ‘b’ do Anexo III-b exemplifica estas informações.

O terceiro período analisado, de 1978 a 1980, apresentou anomalias negativas de vazão (Figura 57 – pág. 122). A velocidade vertical neste terceiro subperíodo apresentou anomalias positivas em níveis médios e negativas em altos níveis atmosféricos (Tabela 10).

As configurações destas anomalias sugerem a formação de movimentos descendentes de ar e de centros de alta pressão em baixos níveis da atmosfera. Atreladas a estas observações iniciais, verificou-se a presença de anomalias positivas (negativas) de divergência em 850 hPa (250 hPa) (Tabela 10), caracterizando um período seco.

Tabela 10. Idem a Figura 8 para o terceiro subperíodo (1978 a 1980) de anomalia de vazão média na região do rio Miranda

3o. Sub-período						
Anos	Omega		Divergencia		Vorticidade	
	500 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa
1978						
1979						
1980						
Legenda						
	Anomalias positivas				Anomalias negativas	

O escoamento em 850 hPa neste terceiro subperíodo se apresentou enfraquecidos e com o deslocamento leste para o oeste. Além disto, verificou-se que a região sul do Pantanal

sofreu influencia de fluxos de escoamento em 850 hPa vindos do quadrante sul da América do Sul (Figura ‘c’ do Anexo III-b).

O quarto subperíodo verificado, de 1981 a 1985, apresentou anomalias positivas de vazão (Figura 57 – pág. 122). Neste subperíodo, o escoamento em 850 hPa se posiciona no sentido de oeste para leste dentro da bacia do Pacífico Equatorial e com velocidade média acima dos 8.0 m s^{-1} (ver Figura ‘d’ do Anexo III-b).

Dentro da América do Sul, o escoamento em 850 hPa se apresentou mais intensificado e com o deslocamento das áreas mais úmidas da América do Sul, em anos de El Niño (regiões próximas ao Equador e noroeste do Peru), para dentro das regiões do Pantanal brasileiro (Figura ‘d’ do Anexo III-b).

Além destas observações, verificou-se a presença de anomalias negativas de velocidade vertical e vorticidade em baixos níveis (Tabela 11) que contribui à formação de convergência em baixos níveis e a possibilidade de formação de áreas de instabilidades e precipitação. Porém, nota-se um equilíbrio ao longo dos anos para os campos de divergência e vorticidade para os níveis atmosféricos.

Tabela 11. Idem a Figura 8 para o quarto subperíodo (1981 a 1985) de anomalia de vazão média na região do rio Miranda

4o. Sub-período						
Anos	Omega		Divergencia		Vorticidade	
	500 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa
1981						
1982						
1983						
1984						
1985						
Legenda						
	Anomalias positivas			Anomalias negativas		

O quinto subperíodo analisado, de 1986 a 1988, apresentou anomalias negativas da vazão (Figura 57 – pág. 122). As anomalias de positivas de velocidade vertical para os

níveis médios e anomalias negativas para os níveis baixos da atmosfera (Tabela 12) favorecem os movimentos descendentes de ar.

Além destas observações, verificou-se, a partir da presença de anomalias negativas em baixos níveis e positivas em altos níveis da atmosfera de divergência (Tabela 12), que há o favorecimento de formação de áreas de alta pressão em superfície sobre a região.

Tabela 12. Idem a Figura 8 para o quinto subperíodo (1986 a 1988) de anomalia de vazão média na região do rio Miranda

5o. Sub-período						
Anos	Omega		Divergencia		Vorticidade	
	500 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa
1986						
1987						
1988						
Legenda						
	Anomalias positivas				Anomalias negativas	

O escoamento em 850 hPa sobre a região se apresentou intensificado com a direção de leste para oeste. Além destas observações iniciais foi verificado que o escoamento em 850 hPa sobre a região Equatorial do Pacífico apresentou intensidade máxima na costa oeste desta bacia oceânica. A direção do escoamento em 850 hPa nestes níveis se direcionava de oeste para leste (Figura ‘e’ do Anexo III-b).

A partir de todas as verificações dos campos atmosféricos analisados dentro deste subperíodo, há um reforço de que processos dinâmicos atmosféricos tenham contribuído para que neste tenha sido mais seco do que o habitual, e consequentemente, tenham aparecido anomalias negativas na vazão de regiões ao sul do Pantanal.

O sexto subperíodo, de 1989 a 1993, foi verificado anomalias positivas de vazão (Figura 57 – pág. 122). As anomalias negativas de divergência em baixos níveis (Tabela 13) sugerem um aumento das atividades convergentes na atmosfera e as anomalias negativas de vorticidade, o fortalecimento de sistemas ciclônicos em baixos níveis (Tabela 13). Além

disso, verificou-se anomalias positivas de velocidade vertical em baixos níveis, o que leva ao enfraquecimento do movimento vertical ascendente.

Tabela 13. Idem a Figura 8 para o sexto subperíodo (1989 a 1993) de anomalia de vazão média na região do rio Miranda

6o. Sub-período						
Anos	Omega		Divergencia		Vorticidade	
	500 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa
1989						
1990						
1991						
1992						
1993						
Legenda						
	Anomalias positivas			Anomalias negativas		

É importante destacar que a presença de anomalias negativas (positivas) de divergência em baixos níveis (altos níveis), neste sexto subperíodo, talvez tenha corroborado com os sinais positivos das anomalias da vazão.

O sétimo e último subperíodo, de 1994 a 2003, foi verificado anomalias negativas da vazão (Figura 57 – pág. 122).

Durante toda a estação chuvosa, neste subperíodo, a velocidade vertical foi marcada pela existência de anomalias de velocidade vertical negativa em baixos níveis e positivas em níveis médios da atmosfera (Tabela 14). Este padrão de anomalias se associa a existência de um movimento vertical ascendente enfraquecido, o que induz a interpretação de que não houve frequência de desenvolvimento de nuvens com grandes profundidades. Os campos atmosféricos das anomalias de vorticidade em baixos níveis indicam sinais positivos para a maior parte dos anos analisados (Tabela 14). O sinal deste campo atmosférico indica a possibilidade de haver sistemas ciclônicos mais enfraquecidos com relação à média climatológica. Apesar de haver mais números de anos com anomalias de divergência em baixos níveis com sinais positivos (Tabela 14), os períodos de anomalias negativas foram

mais intensos em relação à média. Desta forma, dentro da média climatológica, há convergência do ar na região.

Tabela 14. Idem a Figura 8 para o sétimo subperíodo (1994 a 2003) de anomalia de vazão média na região do rio Miranda

7o. Sub-período						
Anos	Omega		Divergencia		Vorticidade	
	500 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa	250 hPa	850 hPa
1994						
1995						
1996						
1997						
1998						
1999						
2000						
2001						
2002						
2003						
Legenda						
	Anomalias positivas			Anomalias negativas		

O escoamento em 850 hPa neste sétimo subperíodo se apresentou desintensificado (Figura ‘g’ do Anexo III-b) e com o escoamento de leste para o oeste dentro da bacia do Pacífico Equatorial.

Na análise dos campos médios de anomalias de TSM dos subperíodos de anomalias positivas e negativas, encontradas dentro do modelo de simulação da vazão do rio Miranda, foi possível observar que alguns subperíodos têm padrões inversos de anomalias de TSM para os mesmos sinais de anomalias de vazão.

Nos subperíodos de 1970 a 1973 e 1994 a 2003, marcados por anomalias negativas de vazão para o rio Miranda, as TSM se apresentaram com anomalias negativas dentro da bacia do Pacífico equatorial e anomalias positivas dentro das bacias sul e norte do Pacífico subtropical, formando o padrão ferradura a oeste da bacia (Figura 61 e 62). Para o Atlântico, os padrões de TSM, no primeiro subperíodo, apresentaram-se com anomalias negativas dentro da bacia norte e positivas dentro da bacia sul. Entretanto, as anomalias de TSM dentro da primeira bacia apresentam sinais contrários (sétimo subperíodo) aos verificados no

primeiro subperíodo (Figura 61 e 62). Outros episódios de TSM dentro dos dois subperíodo aqui discutidos podem ser observados em Anexo IV.

Figura 61 Exemplo de anomalias de TSM para o primeiro subperíodo do posto do rio Miranda (1970 a 1973)

Figura 62 Exemplo de anomalias de TSM para o sétimo subperíodo do posto do rio Miranda (1994 a 2003)

As anomalias negativas dentro da bacia equatorial do Pacífico, associam-se ao padrão de La Niña. Durante os períodos de La Niña, a célula de circulação de Walker sofre um prolongamento zonal anômalo, o que pode causar o fortalecimento de movimentos subsidentes de ar em algumas regiões da América do Sul. No Brasil, a região sul e a porção norte e leste da região norte são áreas bem documentadas (Marengo e Oliveira, 1998 e Grimm, 2004) sobre os impactos causados pela a La Niña, no regime de distribuição de chuvas. As consequências da La Niña na região centro-oeste do Brasil são de baixa previsibilidade e com baixos impactos significativos, como destacaram Ropelewski e Halpert (1987) e Rao e Hada (1989). Os resultados apresentados nos campos de divergência do ar em baixos níveis para o primeiro e sétimo subperíodos (Tabela 8 e 14) identificam a existência de anomalias positivas que estão associadas à intensificação do movimento de subsidências e, portanto, a inibição da formação de nebulosidade e precipitação. Para dentro da bacia do Pacífico Norte, o padrão observado se assemelha a fase negativa da PDO.

Durante os subperíodos de 1981 a 1985 e 1989 a 1993, marcados por anomalias positivas de vazão para o rio Miranda, foi verificado a existência de intensas anomalias positivas de TSM dentro da bacia equatorial do Pacífico e de anomalias negativas dentro das regiões subtropicais, compondo um padrão ferradura (Figuras 63 e 64). Outros episódios de TSM podem ser verificados em Anexo IV.

Figura 63 Exemplo de anomalias de TSM para o quarto subperíodo da vazão do rio Miranda (1981 a 1985)

Figura 64 Exemplo de anomalias de TSM para o sexto subperíodo da vazão do rio Miranda (1989 a 1993)

Dentro da bacia do Pacífico Norte, a presença de anomalias negativas de TSM no centro da bacia e positivas na costa do continente norte-americano, configura-se a fase positiva da PDO (Figuras 63 e 64). Para o oceano Atlântico Norte, de 1981 a 1985 e 1989 a 1993, os padrões de TSM apresentam um dipolo nas latitudes subtropicais. Dentro das latitudes tropicais do Atlântico, verificou a existência de anomalias negativas e anomalias positivas nas latitudes subtropicais no Atlântico Sul, porém, mais intensas para o quarto subperíodo (Figura 63) do que para o sexto (Figura 64).

Os padrões de TSM positivas na bacia do Pacífico equatorial estão associados a típicos episódios de El Niño e, os padrões no norte desta bacia, a fase positiva da PDO. As anomalias de aquecimento na bacia equatorial do Pacífico intensificam o posicionamento dos jatos em altos níveis e o aumento da instabilidade atmosférica, Fernandez *et al.* (2006),

Grimm (2004), Ropelewski e Halpert (1987) e Rao e Hada (1989), podendo ter contribuído com maiores taxas de convecção e formação de nuvens mais profundas. Para estes dois episódios de TSM é sugerido que tenha ocorrido aumento das taxas de convecção pelas observações da presença de anomalias negativas de vorticidade em baixos níveis (Tabela 11 – observação do quarto subperíodo), assim como anomalias negativas de velocidade vertical (Tabela 13 – observação do sexto subperíodo).

O subperíodo de 1974 a 1977, embora com o mesmo sinal de anomalias na vazão (positivas) dos subperíodos de 1981 a 1985 e 1989 a 1993, apresentou padrões de anomalias de TSM ao contrário. Anomalias negativas dentro da região equatorial do Pacífico e a formação do padrão ferradura a centro-oeste da bacia, com anomalias positivas nas áreas subtropicais do oceano Pacífico, foram observadas.

Para a bacia norte do Atlântico, nas regiões tropicais e subtropicais, foram observadas anomalias negativas para a bacia sul do Atlântico e para as regiões tropicais e subtropicais apresentaram anomalias positivas (Figura 65).

Figura 65. Exemplo de anomalias de TSM para o segundo subperíodo da vazão do rio Miranda (1974 a 1977)

Por fim, durante os subperíodos de 1978 a 1980 e 1986 a 1988 foram observados anomalias negativas de vazão para o rio Miranda. A presença de anomalias positivas de

TSM na região equatorial do Pacífico, negativas nas latitudes subtropicais e padrão de PDO na fase positiva, caracterizaram os padrões de TSM do Pacífico do terceiro e quinto subperíodo (Figuras 66 e 67).

No Atlântico, as anomalias negativas nas regiões subtropicais norte são as características mais semelhantes entre os dois subperíodos. Todas as demais anomalias apresentam sinais contrários para os subperíodos de 1978 a 1980 e 1986 a 1988.

O subperíodo de 1978 a 1980 (1986 a 1988) foi verificado a presença de anomalias positivas (negativas) na região tropical, anomalias negativas (positivas) na faixa equatorial Atlântica e anomalias positivas (negativas) na região subtropical do Pacífico Sul (Figuras 66 e 67). Outros episódios de TSM podem ser verificados em Anexo IV.

Figura 66 Exemplo de anomalias de TSM para o terceiro subperíodo da vazão do rio Miranda (1981 a 1985)

Figura 67 Exemplo de anomalias de TSM para o quinto subperíodo da vazão do rio Miranda (1981 a 1985)

Os padrões de TSM dentro do Pacífico para os subperíodos de 1978 a 1980 e 1986 a 1988 se mostram inversos dos observados para nos subperíodos de 1970 a 1973 e 1994 a 2003 verificados, também, com anomalias negativas de vazão. Estas observações reforçam os resultados de Ropelewski e Halpert (1987), Rao e Hada (1989), Grimm *et.al* (1998) e Grimm (2004).

6.4 Previsão e verificação do modelo estocástico para a vazão mensal no Pantanal brasileiro

6.4.1. Modelo de previsão mensal de vazão no Pantanal

A elaboração de modelo estocástico para a previsão da vazão no setor centro-norte do Pantanal brasileiro, com a respectiva verificação em período de tempo distinto, foi realizada para a escala mensal com o objetivo de se ter uma série temporal mais longa do que a anual, verificada nos modelos de simulação da vazão. O modelo de previsão foi elaborado com defasagem temporal de três meses entre a variável dependente (vazão) e as variáveis independentes para se obter prognóstico da variável dependente. Todos os dados das variáveis independentes e da variável dependente foram submetidos à retirada da sazonalidade, tendência e normalizados pelo desvio-padrão.

A previsão de qualquer variável é fundamental para o planejamento geral por possibilitar conhecimentos antecipados sobre a ocorrência de fenômenos e de seus desdobramentos. Os modelos de previsão ganham importância nas tomadas de decisões, organização e planejamento social, como destacou Pielke *et al.*, (2000).

O modelo elaborado para a previsão da vazão mensal foi construído com defasagem temporal de três meses, com a vazão temporalmente adiante das variáveis independentes, para os primeiro 276 meses (primeiros 23 anos, de 1970 a 1993) da série temporal. A verificação do modelo elaborado foi realizada para a parte final da série temporal, para os últimos 124 meses (últimos 10 anos, de 1993 a 2003), como mostra o esquema abaixo.

As variáveis independentes selecionadas para a previsão da vazão mensal foram a TSM do Pacífico Equatorial (região de Niño 1+2 e de Niño 3.4), do Pacífico Norte subtropical (golfo do Alasca), do Atlântico Norte tropical (Açores), do Atlântico Norte

extratropical (Islândia) e do Pacífico Central Sul extratropical, como indicado na Figura 68 'b'.

A forma geral do modelo (Modelo β) pode ser escrita como:

$$\text{vazão}(t+3) = a_0 + a_1 * \text{pe}(t) + a_2 * \text{pei}(t) + a_3 * \text{pni}(t) + a_4 * \text{at}(t) + a_5 * \text{na}(t) + a_6 * \text{psi}(t);$$

sendo que t é o mês em que são observadas as variáveis independentes e a_i são o intercepto e os coeficientes angulares do modelo, cujos valores estão indicados na Figura 68 'b'.

a)

Residuals:					
	Min	1Q	Median	3Q	Max
	-0.65992	-0.18010	-0.02058	0.17708	0.73847
Coefficients:					
	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)	
(Intercept)	-0.006106	0.013335	-0.458	0.647	
pe	-0.129640	0.030440	-4.259	2.58e-05 ***	
pei	0.038764	0.033435	1.159	0.247	
pni	0.130092	0.022394	5.809	1.30e-08 ***	
at	0.303924	0.024068	12.628	< 2e-16 ***	
an	-0.356606	0.023341	-15.278	< 2e-16 ***	
psi	0.138108	0.027867	4.956	1.07e-06 ***	

Signif. codes: 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1					
Residual standard error: 0.2663 on 392 degrees of freedom					
(9 observations deleted due to missingness)					
Multiple R-squared: 0.5786, Adjusted R-squared: 0.5722					
F-statistic: 89.71 on 6 and 392 DF, p-value: < 2.2e-16					

b)

MODELO β , mensal e sem precipitação

c)

Regiões de TSM que supostamente exercem influências físico-dinâmicas no controle da vazão de rios do Pantanal

- 1- Pacífico Norte Subtropical (golfo do Alasca);
- 2- Atlântico Norte sub/extratropical (baixa da Islândia);
- 3- Atlântico tropical norte;
- 4- Pacífico Equatorial extremo/oeste (região de Niño4)
- 5- Pacífico Equatorial extremo/leste (região de Niño1+2);
- 6- Pacífico central tropical

Figura 68. (a) modelo de previsão mensal da vazão centro-norte do Pantanal, para o período de 1970 a 2003, (b) variáveis selecionadas e valores de coeficientes das variáveis independentes selecionadas pelo modelo de previsão mensal da vazão, (c) regiões de TSM selecionadas pelo modelo de previsão mensal da vazão

O ajuste linear do modelo de simulação da vazão (Figura 68 ‘a’) foi de aproximadamente R^2 0.60, o que significa que as variáveis independentes selecionadas por este modelo de previsão (Figura 68 ‘c’) consegue prever quase 60% a variância mensal da vazão (Figura 68 ‘b’).

Comparando as variáveis selecionadas pelo Modelo β , de previsão da vazão mensal sem precipitação e sem suavização, com as selecionadas pelo Modelo2B, com características semelhantes, verificou-se que muitas semelhanças na seleção das variáveis independentes como mostram a Tabela 15.

As únicas variáveis que não foram coincidentes entre os modelos foram as encontradas nas áreas de TSM da região do Niño4, pelo Modelo β e as regiões de TSM da região do Niño3.4.

Tabela 15 Comparação das variáveis independentes entre o Modelo β e o Modelo2B

<i>Variáveis independentes verificadas na construção do Modelo2B</i>	<i>Variáveis independentes verificadas na construção do Modelo2β</i>
TSM da região do Pacífico Norte subtropical (golfo do Alaska)	TSM da região do Pacífico Norte subtropical (golfo do Alaska),
TSM da região do Atlântico Norte tropical	TSM da região do Atlântico Norte tropical (Açores),
TSM da região do Niño (Niño1+2)	TSM no Pacífico Equatorial (região de Niño 1+2)
TSM da região do Niño4	-----
TSM da região do Atlântico Norte extratropical (Islândia)	TSM da região do Atlântico Norte extratropical (Islândia)
TSM da região do Pacífico Sul extratropical central/extratropical	TSM da região do Pacífico Central Sul extratropical
-----	TSM da região do Niño 3.4
O gráfico do Modelo2B pode ser verificado na Figura 47	O gráfico do Modelo2 β pode ser verificado na Figura 64

6.4.2 Validação do modelo de previsão

A verificação do modelo elaborado para a previsão da vazão mensal foi realizada com o período que vai de janeiro de 1994 até dezembro de 2003 (esquema acima), para os últimos 123 meses da série temporal, por meio de cálculos do erro médio quadrático entre a

vazão mensal simulada e a observada. Os dados das variáveis independentes para a segunda parte da série temporal foram substituídos no modelo β .

O erro médio quadrático entre a vazão mensal simulada (prevista) e a observada foi calculado como, tal como descrito no Capítulo 5, de materiais e métodos.

$$REM Q = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N (vazão\ estimada_i - vazão\ observada_i)^2}$$

O erro médio quadrático para o modelo elaborado para a previsão da vazão mensal para a região centro-norte do Pantanal foi igual a 31,7%. Desta forma, para esta série temporal, verifica-se que a porcentagem de acerto do modelo é próxima à 70%, o que indica uma boa habilidade. Além disso, o valor do EMQ indica que as variáveis selecionadas como independentes realmente apresentam alguma importância física e dinâmica na determinação climática da vazão, que será mais bem analisada no próximo capítulo com a análise das teleconexões atmosféricas.

7. TELECONEXÃO ENTRE O PACÍFICO E A AMÉRICA DO SUL

O intuito desta análise é verificar possíveis teleconexões entre áreas oceânicas do Pacífico e o comportamento climático na América do Sul, em especial sobre o Pantanal Brasileiro.

A motivação desta análise dinâmica transcende a de cunho estatístico por prover uma análise explicativa dos processos dinâmicos que podem influenciar o clima na América do Sul. Para tanto, estudos específicos de variáveis meteorológicas, tais como a análise das anomalias de função de corrente (ψ) em 250 hPa, são realizados. Referências científicas clássicas demonstraram o funcionamento e a complexidade dos padrões de teleconexões atmosféricas através da filtragem de campos atmosféricos.

A análise da anomalia da função de corrente em altos níveis foi realizada para períodos de anomalias da vazão com sinal contrário, tal como visto na Figura 69. Os

períodos com anomalias negativas de vazão estão definidos de 1970 a 1978 e de 1996 a 2003, e o período com anomalia positiva, de 1979 a 1995.

Figura 69. Modelo simulado de anomalias de vazão média do Pantanal

As análises de anomalia de corrente em altos níveis foram realizadas para anos específicos dentro do primeiro, segundo e terceiro subperíodos, com anomalias determinadas no setor centro-leste do Pacífico Equatorial.

7.1 A dinâmica atmosférica e padrões de teleconexões

As contribuições de Hoskins e Karoly (1981), Horel e Wallace (1981), Karoly (1989), Mo e Higgins (1997), Müller e Ambrizzi (2007), Saji e Yamagata (2003), Saji, Ambrizzi e Ferraz (2005), Taschetto e Ambrizzi (2011) dentre outros, trouxeram uma série de conhecimentos específicos e detalhados das consequências causadas na atmosfera pela existência de anomalias de temperatura nas superfícies oceânicas (forçantes térmicas). Estas anomalias podem ser representadas por diversas manifestações e padrões, como os que ocorrem com a formação dos dipolos, por exemplo.

Os padrões de dipolo de TSM nos oceanos tropicais são capazes de gerar diversas alterações nos campos atmosféricos, as quais podem ser observadas pelas análises de

anomalias da função de corrente em altos níveis e na propagação de trens de ondas de Rossby a partir das regiões fonte e em direção a regiões remotas, como mostraram Hoskins e Karoly (1981). Um exemplo de como isto ocorre foi mostrado por Saji, Ambrizzi e Ferraz (2005) em um estudo com o uso de um modelo baroclínico. Neste estudo, os autores exemplificam as consequências que o dipolo do Oceano Índico (IOD) pode gerar na atmosfera ao promover a formação de trens de ondas que vão desde o Oceano Índico até as regiões subtropicais dos oceanos Pacífico e Atlântico. Os resultados deste estudo sugerem possibilidades de interferências do IOD na variabilidade climática do continente sul-americano, além de sugerirem que, em estudos anteriores (SAJI e YAMAGATA, 2003a), anomalias nos dados de geopotencial no Índico tropical numa situação de estrutura barotrópica equivalente, estavam associadas a períodos de IOD. Estas estruturas são capazes de representar, qualitativamente, estruturas consistentes com os padrões de teleconexões forçado por anomalias convectivas tropicais, tal com as estudadas por Hoskins e Karoly (1981), o que simboliza a importância da consideração das forçantes tropicais nas análises climáticas.

Com base nos resultados obtidos por Saji e Yamagata (2003a) e por aqueles descritos nas contribuições de Saji, Ambrizzi e Ferraz (2005), foram traçados campos de anomalia de função de corrente em 250 hPa para períodos específicos coincidentes com o sinal das anomalias de vazão e de TSM no Pacífico Equatorial leste. Verificou-se a possibilidade de formação de trens de ondas das regiões com forçantes térmicas que se deslocassem até a região da área de estudo, centro da América do Sul.

Ano com TSM neutra no Pacífico Equatorial - 1980

É possível notar a presença de anomalias positivas intensas no Pacífico Sul, próximo à costa da América do Sul, e anomalias negativas mais a oeste, na mesma faixa latitudinal,

para a estação chuvosa de 1980-1981, tal como indicado na Figura 70. No setor extratropical do Pacífico Sul, verificam-se anomalias positivas neste período, próximo ao mar de Ross

Figura 70. Anomalias de TSM 1980. Destaca-se a região F como possível área com forçante térmica. Composição de anomalias de TSM anual de janeiro de 1980 a dezembro de 1981.

No Índico tropical sul é possível notar anomalias positivas de TSM, com máximo próximo à longitude de 60E. As anomalias negativas no hemisfério sul foram observadas no setor centro-oeste do Pacífico subtropical, a oeste da costa da Austrália e ao sul de Madagascar.

A identificação das áreas específicas com anomalias de TSM possibilita, juntamente com os preceitos teóricos trazidos por Hoskins e Karoly (1981), interpretações sobre a existência de possíveis áreas forçantes à propagação de ondas de Rossby.

A região tropical no setor central do Pacífico Sul, destacada com a letra F (forçante) (Figura 70), pode ser uma área com potencial para gerar modificações nos campos atmosféricos e contribuir para a propagação de ondas, como indicado na Figura 71 nas análises da anomalia da função de corrente.

Verifica-se a formação de uma forte anomalia negativa da função de corrente em 250 hPa sobre o setor centro-oeste subtropical do Pacífico Sul (intensificando ou enfraquecendo

movimentos ciclônicos e anticiclônicos, respectivamente) na Figura 71.

Esta anomalia do escoamento em altos níveis da atmosfera pode estar associada à anomalia de TSM indicada na Figura 70.

Atrelada a esta anomalia negativa a oeste, observa-se a formação de um trem de ondas que se propaga, de oeste para leste, em direção à América do Sul e a formação de uma área com anomalias positivas da função de corrente sobre o setor central da América do Sul (anomalias positivas da função de corrente estão associadas à intensificação/enfraquecimento do movimento anti-ciclônico/ciclônico), seguido por uma anomalia negativa sobre o Oceano Atlântico tropical e por uma anomalia positiva no setor meridional do continente Africano – denominado de Trem-A.

ANOMALIA DE LINHA DE CORRENTE 250 mb – (JAN.1980)

ANOMALIA DE LINHA DE CORRENTE 250 mb – (FEV.1980)

Figura 71 Anomalia mensal da função de corrente para 250 hPa para (a) janeiro e (b) fevereiro de 1980, período normal em relação a ENOS. O valor da função de corrente está multiplicado por 10^6 .

Esta alternância de sinais da anomalia da função de corrente caracteriza a propagação de ondas nos níveis altos da atmosfera.

As anomalias positivas da função de corrente no centro da América do Sul favorecem a formação de movimentos divergentes e convergentes em altos e baixos níveis, respectivamente, possibilitando a existência de um período mais úmido sobre a região do Pantanal e, possivelmente, contribuindo para um período de anomalias positivas da vazão, tal como indicado na Figura 69.

Além deste trem de onda, aparentemente mais associado ao padrão atmosférico dinâmico sobre o centro da América do Sul, nota-se que a mesma anomalia negativa de função de corrente, formada sobre o centro-oeste do Oceano Pacífico Tropical Sul, possivelmente, esteja também atrelada à formação de um trem de ondas que se propaga em regiões mais ao sul do que o anterior, favorecendo anomalias negativas da função de corrente no sul da América do Sul e da África – trem de onda denominado de Trem-B.

Anos com anomalia de TSM positiva - 1972-1973 e 1982-1983

Os dois episódios de El Niño selecionados nesta análise apresentam padrões bem distintos de anomalias de TSM no Pacífico Equatorial, tal como indicado na Figura 72.

Figura 72 Anomalia anual de TSM para os anos 1972/73 e 1982/1983 – Episódios de El Niño. As regiões destacadas pelas caixas podem ter o papel propagadoras de ondas de Rossby. Composição de anomalias de TSM de janeiro de 1972(1982) a dezembro de 1973(1983).

Durante o evento de El Niño em 1972-1973, as regiões que se apresentaram com as anomalias positivas de TSM no Pacífico Equatorial e que possivelmente forçaram os campos atmosféricos se estenderam para o interior da bacia, atingindo a linha da data, conforme observado na Figura 72a. Durante o evento de EN em 1982-1983, as anomalias positivas de TSM estiveram mais concentradas no setor leste do Pacífico Equatorial e foram bem mais intensas do que as observadas no caso de 1972-1973.

A distribuição espacial das anomalias de TSM também é distinta nos dois casos analisados. No evento de 1972-1973, as anomalias positivas de TSM são também observadas, em média, no setor oeste da bacia, tanto norte quanto sul, além de serem observadas, logicamente, no setor equatorial centro-leste do Pacífico. No evento de 1982-1983, o padrão espacial de anomalias de TSM fica muito mais caracterizado como um padrão de ferradura, com anomalias negativas a oeste, nas regiões subtropicais e extratropicais da bacia e com anomalias positivas no setor centro-leste do Pacífico Equatorial.

A presença destas anomalias negativas com intensidades relevantes, com valores absolutos máximos entre 0,6 e 0,9, deve provavelmente perturbar os campos atmosféricos, o que reforça a argumentação de Ambrizzi (2003) sobre as particularidades observadas em cada evento ENSO.

Na figura 72a, as duas regiões destacadas no Pacífico Equatorial apresentaram valores anômalos de TSM bem expressivos.

Estas duas regiões podem ser consideradas como áreas de origem das principais forçantes térmicas no interior do Pacífico.

Estas áreas são bastante coincidentes com as regiões de Niño 3.4 e Niño1+2, regiões cuja TSM é bem correlacionada com a precipitação na América do Sul, como demonstrado por pesquisas de análise dinâmica atmosfera, como a de Coelho (2001).

Estas evidências podem ser usadas como ponto de partida para a explicação dos processos dinâmicos que podem ocorrer entre os oceanos e a atmosfera remota.

A observação do campo médio mensal da anomalia zonal da função de corrente em altos níveis, tal como indicado nos trens de ondas denominados de Trem-A e Trem-B, na figura 73a, auxilia esta análise.

Os períodos de 1972-1973 e de 1982-1983 foram caracterizados, respectivamente, por anomalias negativas e positivas de vazão na região do Pantanal brasileiro, região central da América do Sul (Figura 72).

Em setembro de 1973, tal como indica a Figura 73a, observa-se a formação de uma área com anomalias positivas da função de corrente em 250 hPa, evidenciando o enfraquecimento de movimentos convergentes em altos níveis ou a intensificação de movimentos divergentes.

Observa-se adicionalmente a formação de um padrão de trem de ondas que se transfere de oeste para leste, das latitudes tropicais mais baixas para latitudes tropicais mais altas, próximas aos subtrópicos, como mostra o Trem-A.

A região central da América do Sul é caracterizada por anomalias negativas da função de corrente em altos níveis, o que está associado à intensificação de movimentos convergentes ou ao enfraquecimento de movimentos divergentes em altos níveis.

Consequentemente, assumindo-se uma atmosfera baroclínica, pode-se presumir a intensificação de movimentos mais divergentes, ou o enfraquecimento de movimentos convergentes, em baixos níveis da atmosfera, o que poderia melhor explicar anomalias negativas de vazão neste período sobre o Pantanal brasileiro.

Ainda em relação à Figura 73a, observa-se a alternância do sinal da anomalia da função de corrente conforme se caminha para leste. Anomalias positivas são observadas sobre o setor sul da África, atrelada ao Trem-B.

ANOMALIA DE LINHA DE CORRENTE 250 mb – (SET.1973)

ANOMALIA DE LINHA DE CORRENTE 250 mb – (JAN.1983)

ANOMALIA DE LINHA DE CORRENTE 250 mb – (DEZ.1982)

Figura 73. Anomalia mensal de função de corrente em 250 hPa, em anos com anomalias positivas de TSM no Pacífico Equatorial (anos de El Niño), para (a) setembro/1973 (b) janeiro de 1983 e (c) dezembro de 1982). O valor da função de corrente está multiplicado por 10^6 . A trajetória dos Trens “A” e “B” foram definidas a partir das observações dos padrões ciclônicos e anti-ciclônicos em alto da troposfera

Durante o período de 1982-1983, por outro lado, nota-se que o padrão de TSM e o posicionamento das áreas oceânicas interpretadas como fontes de energia são distintos do observado no período de 1972-73, como indicado na figura 72b.

A formação de uma intensa anomalia positiva de TSM na região de Niño1+2, costa do Peru e Equador, pode ter desencadeado a formação de uma anomalia positiva da função de corrente em 250 hPa, tal como observado pelo Trem-B na Figura 73c, propagando-se com anomalias de sinal alternado para leste e para as latitudes mais altas, tal como indicado pelo eixo de propagação do trem de onda (como presumiram Hoskins e Karoly (1981) e Karoly (1989)).

A região subtropical do Pacífico Sul apresenta neste período intensas anomalias negativas da função de corrente em altos níveis. Anomalias positivas a leste, sobre a região central da América do Sul são observadas, levando a sugerir a propagação de ondas de oeste

para leste, como mostra o Trem-B na Figura 73c. Anomalias positivas da função de corrente em altos níveis estariam relacionadas a anomalias negativas em baixos níveis, associando-se também a anomalias positivas de precipitação e vazão, tal como o observado neste período.

O escoamento atmosférico, ao cruzar as barreiras orográficas da costa oeste da América do Sul, dá possivelmente origem à formação de um único trem de ondas (Müller e Ambrizzi, 2007), evidenciado por anomalias negativas da função de corrente sobre o Atlântico Sul e precedido por anomalias positivas sobre o centro da América do Sul.

As anomalias positivas da função de corrente observadas sobre o centro da América do Sul no período de 1982-1983 possivelmente fortaleceram a ocorrência de movimentos de convergência do ar em baixos níveis, o que pode ter contribuído para a observação de anomalias positivas da vazão neste período.

Anos com anomalia de TSM negativa (1973/76 e 1988/1989)

Assim como os eventos de El Niño, os de La Niña se apresentaram, também, com distinções quanto ao padrão de TSM encontrados dentro das bacias oceânicas, como mostram as Figuras 74a e 74b.

a)

b)

Figura 74. Anomalia anual de TSM negativas para os anos de 1973/76 e 1988/1989 – Episódios de La Niña. As regiões destacadas pelas caixas podem ter o papel propagadoras de ondas de Rossby. Composição de anomalias de TSM de janeiro de 1973(1988) a dezembro de 1976(1989).

O evento de Niña de 1973/76 apresenta anomalias negativas muito mais distribuídas dentro da bacia do Pacífico quando comparada com a distribuição das anomalias observadas no evento de 1988/89.

De fato, a ocorrência de uma área maior com anomalias negativas dentro da bacia do Pacífico distinguiu as consequências trazidas aos campos climáticos em cada um dos eventos. Nota-se que para o episódio de La Niña de 1973/76, os maiores valores de anomalias negativas encontradas dentro da bacia equatorial do Pacífico foram vistos em sua porção central, próximo às regiões de Niño3.4.

Já as maiores anomalias observadas no evento de La Niña de 1988/1989 estiveram, zonalmente, distribuídas da região de Niño1+2 até próximo às regiões de Niño3.4.

Além disto, verifica-se a presença de campos que se configuram a formação do padrão *horseshoes*, na porção central tropical/subtropical do Pacífico Norte e Sul como mostra a Figura 74b. Todas estas anomalias de TSM, possivelmente, podem desempenhar

um papel de forçante térmica dentro da atmosfera e desencadear modificações dentro dos padrões atmosféricos.

Observando a Figura 75a, escolhida por se apresentar com as anomalias mais bem definidas, nota-se que dentro da bacia equatorial do Pacífico há o surgimento de uma intensa anomalia negativa de função de corrente (ψ) que se estende dentro da bacia Sul do Pacífico em direção as regiões subtropicais, promovendo a formação de um trem de ondas que se propaga em direção ao continente sul-americano, oceano Atlântico, continente Africano adentrando ao Índico, como indicado no Trem-A.

ANOMALIA DE LINHA DE CORRENTE 250 mb – (MAI.1976)

ANOMALIA DE LINHA DE CORRENTE 250 mb – (MAI.1989)

Figura 75. Anomalia de função de corrente (ψ) mensal para 250 mb em anos com anomalias positivas de TSM (La Niña de 1973/76 e 1988/89). O valor da função de corrente foi multiplicado por 10^6 . A figura 71a representa a ψ de maio para o evento de Niña de 1973/76 e a figura 71b, representa a ψ para o mês de maio do evento de La Niña de 1988/89.

Esta anomalia negativa de ψ sobre o Pacífico Equatorial coincide com região de TSM de Niño3.4 em que, possivelmente, se comporta como forçante térmica, por apresentar valores intensos de anomalias de TSM, como mostra o Trem-A da Figura 74a.

As anomalias negativas de função de corrente formada sobre a América do Sul em altos níveis da atmosfera com o giro-ciclônico fortalece a ocorrência de divergência em baixos níveis, o que ajuda a justificar partes da ocorrência das anomalias de vazão ter sido negativa dentro do período de ocorrência deste evento de Niña (1973/1976).

Já analisando a figura da função de corrente (ψ) da Figura 75b, nota-se um padrão muito semelhante ao observado dentro da Figura 75a, porém, as anomalias produzidas pelos trens de ondas, sobre o continente sul-americano se comporta com um padrão de anomalias positivas em altos níveis, o que pode, possivelmente, fortalecer a ocorrência de movimentos de convergência em baixos níveis.

Além destas observações, nota-se que a região de anomalias de TSM para o evento de Niña de 1988/1989 que, possivelmente, desempenham o papel de forçante dentro dos campos climáticos é maior do que a região de anomalias observadas para o evento de 1973/76, como nota-se na Figura 74b.

Realizadas as observações sobre a propagação de ondas produzidas, possivelmente, pelas anomalias negativas de TSM da bacia central do Pacífico, nota-se um padrão oposto de anomalias de função de corrente entre os eventos de La Niña 1973/1976 e 1988/1989. Apesar das regiões que, possivelmente, se configuraram como forçantes da propagação de ondas ser distinta (e isto é um fator que precisa ser levado em consideração dentro desta análise), não se pode descartar a hipótese de outras regiões de TSM terem se comportado como forçantes que interferiram dentro da propagação das ondas das regiões equatoriais para as regiões subtropicais. Um dos possíveis, exemplos destas interferências podem ser observados pela presença das intensas anomalias positivas dentro da bacia subtropical do Pacífico Sul, como mostra o Trem-A da figura.

Possivelmente, estas anomalias com alta intensidade tenham proporcionado modificações no padrão de propagação dos trens de ondas das regiões equatoriais, verificada pelo Trem-B, modificando o posicionamento das anomalias que garante as ondas a se propagar sobre o centro da América do Sul.

8. COSIDERAÇÕES FINAIS

- ✓ Os resultados de correlações entre as séries de vazão e as TSM dos oceanos foram mais expressivos dentro da bacia do Pacífico. Para as bacias do Índico e Atlântico os valores se apresentaram com intensidades menores, porém, com particularidades bem específicas e motivadoras para trabalhos futuros;
- ✓ Para os resultados de correlação entre a vazão centro-norte do Pantanal e as TSM do Pacífico foram encontrados altos valores de correlação (acima dos 0.5) para os 4 primeiros *lags* de defasagem e uma redução de intensidades a partir do *lag* 5. Isto sugere que a vazão dos rios da região centro-norte do Pantanal pode ter relações físicas mais associadas à variabilidade das TSM do Pacífico durante os cinco primeiros meses. Além disso, foi observada a formação do padrão *horseshoes* de TSM durante a defasagem de todos os 12 *lags*, o que sugere uma associação física mais persistente durante o ano todo da vazão com este padrão de anomalias de TSM;
- ✓ Para os resultados de correlação entre a vazão centro-norte do Pantanal e as TSM do Atlântico foram observadas anomalias persistentes de TSM com as regiões subtropicais do Atlântico Sul e Norte (próxima à Islândia), assim como para a região tropical da costa atlântica da Mauritânia. Já para as correlações com o Índico não foram encontrado valores expressivos para os *lags* usados. A persistência das anomalias de TSM das regiões do Atlântico sugere possíveis relações físicas com a vazão dentro de uma escala temporal muito maior do que interanual;
- ✓ A partir dos resultados de correlações entre as TSM e a vazão centro-norte do Pantanal, conclui-se que, possivelmente, o Pacífico exerça uma influência na vazão dentro de uma escala interanual e o Atlântico dentro de uma escala multi-anual à interdecadal;
- ✓ Para os resultados de correlação entre a vazão do rio Miranda e o Pacífico foram observados, para os três primeiros *lags* temporais, baixos valores de correlação (abaixo de 0.4), assim como o desaparecimento de áreas como: as regiões no extremo leste da bacia equatorial do Pacífico Sul e na porção central. Isto sugere pouca associação física entre a variabilidade das TSM do Pacífico com a porção sul do Pantanal, reforçando as conclusões de transitoriedade climática desta porção do Pantanal, como já havia sugerido Zavattini (1990);
- ✓ Para os resultados de correlação entre a vazão do rio Miranda e o Índico foram observados valores mais expressivos para os últimos *lags* de defasagem temporal (Figura 77). Isto sugere que quanto mais deslocado, à frente, a vazão estiver (em relação às TSM) maiores são as possibilidades de fisicamente haver associações com o Índico. A sugestão é que esta associação ocorra pelas transferências de energia do Índico à atmosfera local, capaz de gerar perturbações nos campos atmosféricos em altos níveis, que viajam milhares de quilômetros, por meio da propagação de ondas de Rossby, até chegar à América do Sul (Figura 76), promovendo modificações nos padrões de

escoamento e no comportamento dos principais elementos climáticos que condicionam as características de tempo da América do Sul. Estas observações parecem muito coerentes com os recentes resultados obtidos por Müller e Ambrizzi (2007), Saji, Ambrizzi e Ferraz (2005) e Taschetto e Ambrizzi (2011), sobre a influência do oceano Índico dentro da variabilidade atmosférica da América do Sul;

Figura 76. Modelo hipotético de propagação de ondas de Rossby, induzida a partir de uma anomalia de TSM dentro da bacia do Índico Tropical. Fonte: Müller e Ambrizzi (2007)

Figura 77. Mapa de correlação entre TSM e vazão do rio Miranda com defasagem adiante da vazão de 12 meses em relação a TSM

- ✓ Para os resultados de correlação entre a vazão do rio Miranda e o Atlântico foram observados que os maiores valores de correlações se apresentaram dentro da bacia tropical norte e dentro dos subtrópicos/extratrópicos para os *lags* mais defasados, semelhantes à defasagem observada para a bacia do Índico;
- ✓ Observado as áreas de TSM mais expressivas, quando correlacionadas com a vazão, assim como observadas as correlação mais expressivas entre os índices climáticos: PDO, SAM, SOI, NAO e as regiões de Niño1+2, 3, 3.4 e 4 e as séries de vazão, foram adquiridos todas as variáveis independentes utilizadas na construção de modelos de simulação anual e de previsão mensal da vazão do Pantanal;

- ✓ Foram construídos três modelos de simulação anual da vazão a partir de três ajustes lineares (1°. modelo com chuva e sem suavização; 2°. modelo sem chuva e sem suavização e 3°. modelo sem chuva e com suavização) e um modelo de previsão mensal da vazão, construído a partir dos 276 meses iniciais (primeiros 23 anos, de 1970 a 1993) e, validado para os últimos 124 meses finais (últimos 10 anos, de 1993 a 2003);
- ✓ Para o primeiro modelo foi obtido um ajuste linear com R^2 de 0.99, isto significa que as variáveis indicadas na Figura 78a, explicam 99% da variância da vazão anual. Para o segundo modelo foi obtido um ajuste linear com R^2 de 0.64, o que significa que as variáveis indicadas na Figura 78b, explicam 64% da variância da vazão anual. Para o terceiro modelo foi obtido um ajuste linear com R^2 de 0.99, o que significa dizer que as variáveis apresentadas na Figura 78c, são capazes de explicar a variância da vazão anual observada;

a)

Regiões de TSM indicadas no mapa

1 – Atlântico Norte Subtropical (baixa da Islândia)

2 – Atlântico Norte Tropical (Açores)

b)

Regiões de TSM indicadas no mapa

1 – Atlântico Norte Subtropical (baixa da Islândia);

2 – Atlântico Norte Tropical (Açores);

3 – Pacífico Norte Subtropical (golfo do Alaska);

4 – Pacífico Equatorial (região de Niño4);

5 – Pacífico Equatorial (região de Niño1+2);

6 – Pacífico Sul central subtropical;

Figura 78. (a) variáveis independentes selecionadas pelo modelo de simulação com precipitação e sem suavização, (b) idem da figura 78a para o modelo de simulação sem precipitação e sem suavização, (c) idem da figura 78a para o modelo de simulação sem precipitação e com suavização pela média móvel (6).

- ✓ O modelo de previsão da vazão mensal apresentou um R^2 de aproximadamente 0.6, o que significa dizer que as variáveis selecionadas (Figura 79) são capazes de explicar quase 60% da variância da vazão prevista. Além disso, foi calculado o erro médio quadrado (REMQ) do modelo e obtido um valor de aproximadamente 30% de erro. Este valor de REMQ indica que há uma boa habilidade no ato de prever com o uso deste modelo;
- ✓ Observando as variáveis independentes selecionadas pelos modelos de simulação e previsão que supostamente influenciam na variabilidade da vazão do Pantanal, podemos sinteticamente, indicar na Figura 79. Sugere-se que todas estas seis variáveis independentes apresentem relações físicas e dinâmicas no controle climático do Pantanal e sejam capazes de influenciar a variabilidade da vazão de rios da porção central da América do Sul;

Figura 79. As variáveis independentes oceânicas que influenciam, supostamente, a vazão dos rios do Pantanal

- ✓ A análise da função de corrente possibilitou identificar a propagação de ondas de grande escala entre o Pacífico passando pelo continente sul-americano identificando, dentro de um âmbito físico-dinâmico, de que as anomalias de TSM dentro da bacia do Pacífico são capazes de promover alterações dentro dos campos atmosféricos (Walker 1924, Walker e Bliss 1931, Bjerknes 1969, Troup 1965, Horel e Wallace 1981, Hoskins e Karoly 1981 e Karoly 1989) por meio de padrões de teleconexões (Mülller e Ambrizzi, 2007, Karoly 1989 e Bjerknes 1969) e modificar os campos climáticos e, conseqüentemente, os elementos espaciais associados, como presumiu ser a vazão. Foram observados que padrões positivos (negativos) de função de corrente em altos níveis (baixos níveis) estiveram associados a períodos chuvosos (secos) por estarem vinculados a movimentos de divergência (convergência) em altos níveis e convergência (divergência) em baixos níveis.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, A.N. (1949). Regiões de circundesnudação Pós-Cretácea, no Planalto Brasileiro. Boletim Paulista de Geografia. N°1.

AB'SABER, A.N. (1964). Depressão do Pantanal. (in) Azevedo, A. Brasil, a Terra e o Homem I: as bases físicas. O relevo e seus problemas. São Paulo 160-163;236-237.

ACEITUNO, P. (1988). The Interannual Variability of South American Climate and the Southern Oscillation. *Thesis (PH.D.) - The University of Wisconsin – Madison*.

ACEITUNO, P. (1988). On the functioning of the southern oscillation in the South American sector. Part I: surface climate. *Monthly Weather Review*, 116, 505-524.

ACEITUNO, P. (1989). On the functioning of the southern oscillation in the South American sector. Part I: surface climate. *Journal of Climate*, vol. 2, issue 4. pp 341-355.

ALMEIDA, F.F.N de. (1964). Fundamentos geológicos do relevo paulista em geologia do Estado de São Paulo. Secretaria Agr. Do Estado de São Paulo, IGG.

ALMEIDA, F.F.N de. (1949). Relevo de “Cuestas” na Bacia Sedimentar do Rio Paraná. Boletim Paulista de Geografia. N°3.

AMBRIZZI, T. (2003). El Niño/La Niña; Teleconexão Atmosférica. (Livre-docência). IAG/USP.

AMBRIZZI, T. e HOSKINS, B.J. (1997)., Stationary Rossby-wave propagation in a baroclinic atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123, 919–928.

ANDREOLI, R.V e KAYANO, M.T. (2007). A importância relativa do Atlântico Tropical Sul e Pacífico Leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*. V. 22, n.1, 63-74.

ASHOURI, H., ABRISHAMCHI, A., MORADKHANI, H e TAJRISHY, M. (2010). Assessment of Interannual and Interdecadal Climate Variability Effects on Water Supply in Zayandeh-rood River Basin, Iran. (no prelo).

BARROS, V., L. CHAMORRO, G. CORONEL, e BAEZ, J. (2004). The major discharge events in the Paraguay River: Magnitudes, source regions, and climate forcings. *J. Hydrometeor.*, 5, 1161–1170.

BERBERY, H e NÚÑEZ, M N. (1989)., An Observational and Numerical Study of Blocking Episodes near South America: *Journal of Climate*, 2, 1351-1361.

BERBERY, E.H., NOGUES-PAEGLE, J. e HOREL, J. (1992). Wavelike Southern Hemisphere extratropical teleconnections. *J.Atmos.Sci.*, 49:155-177.

BERGERON, T. (1939). Richtlinien einer dynamischen klimatologie. *Met. Z.. Braunschweig*: 47:246-62.

BEROUTCHACHVILI, e PANAREDA, J.M. (1977). Tendencia actual de la ciencia del paisaje en la Unión Soviética: El estudio de los geosistemas en la estación de Martkopi (Georgia). *Revista de Geografia, Barcelona*. vol. 11, n. 1-2, pp. 23–36.

BEROUTCHACHVILI, N. e MATHIEU, J. L. (1977). L'Etologie des géosysteemes. *L'Espace Géographique.*, t. 6, n.2, 1977, pp. 73–84.

BERTRAND, G. (1972). Paisagem e Geografia Física global: um esboço metodológico. *Caderno de Ciências da Terra*. N.13. São Paulo. IGUSP. 27p.

BIONDI, F., GERSHUNOV, A. e CAYAN, D.R. (2001). North Pacific Decadal climate variability since 1661. *J. Climate*, 14, 5–10.

BJERKNES, V. (1921). On the dynamics of the circular vortex with application to the atmosphere and atmospheric vortex and wave motions. *Geof. Publ. Oslo*.

BJERKNES, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*. Vol. 97, number 3, March.

BLACKMON, M.L. (1976). A Climatological Spectral Study of the 500 mb Geopotential Height of the Northern Hemisphere. *J.A.S.*, 33, 1607-1623.

BOLÓS, M.I.C. (1981). Problemática actual de los estudios de paisaje integrado. *Revista de Geografia. Barcelona*. V.15. n1-2. p. 45-68.

BROECKER, W.S. (1991). The great ocean conveyor. *Oceanography*. 4. 79-89.

CAMILLONI, I e BARROS, V., (2000). The Paraná River Response to El Niño 1982–83 and 1997–98. Events. *Journal of Hydrometeorology*. (1) 10., 412-430.

CARDOSO, A. O. e DIAS, P.L.S., (2002). Relação entre a vazão de alguns rios do Estado de São Paulo e anomalias de TSM no Atlântico e Pacífico. XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz de Iguaçu-PR. 1077-1086.

CARDOSO, A. O., DIAS, P.L.S., CHAMRRO, L. (2004). O uso de TSM e vazão como preditores de vazão no Rio Paraná. CBMET – anais do congresso brasileiro de meteorologia – Fortaleza.

CARDOSO, A. O. (2005). Relações entre a TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico e as condições climáticas nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil. (tese de doutorado) IAG/USP.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. (2005). Opposite Phases of the Antarctic Oscillation and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity in the Tropics during the Austral Summer. *Journal of Climate*, v. 18, p. 702-718.

CASSETI, Valter. Geomorfologia. [S.l.]: [2005]. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em 2200h dia 10/12/2011.

CAVALCANTI, I.F.A., (1992). Teleconexões no Hemisfério Sul e suas influências na circulação da América do Sul. *Anais do VII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, São Paulo, 28 set-2 out, 1992.

CAVALCANTI, I.F.A e AMRBIZZI, T., (2009). Teleconexões e suas Influências no Brasil. In: Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti; Nelson Jesus Ferreira; Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva; Maria Assunção Faus da Silva Dias. (Org.). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, v. , p. 317-335.

CAYAN, D.R.; KAMMERDIENER, S. A; DETTINGER, M. D; CAPRIO, J. M e PETERSON, D.H. (2001). Changes in the onset of spring in the western United States. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 399–415.

CHARNEY , J. G., (1963) A note on large scale motions in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 20, 607-609.

CHARNEY , J. G., (1969): A further note on large scale motions in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 26, 182-185.

COELHO, C.A.(2001). Anomalias de precipitação sobre a América do Sul e sua relação com a temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico durante períodos de extremos da Oscilação Sul.. *Dissertação IAG/USP*.

COLUCCI, S.J. (1976). Winter Cyclone Frequencies over the eastern United States and adjacent western Atlantic, 1964-1973. *Bulletin of the American Meteorological Society* 57(5), 548-553.

CONNOLLEY, W. M. (1997). Variability in annual mean circulation in southern high latitudes, *Climate Dynamics*, 13,745-756.

COSTA, K.M dos Santos. (2011) Variabilidade oceânica associada à variabilidade climática da vazão na Bacia do Rio São Francisco. (Dissertação de Mestrado) FFLCH/USP., p.176.

COSTA NETO, P. L de O. (1977). Estatística. Editora: Edgard Blücher. São Paulo.

DRUMOND, A. R. M., AMBRIZZI, T. (2003). Estudo observacional e numérico da variação da circulação atmosférica nas Américas em episódios extremos da Oscilação Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 18, (1), 1-12.

EADY, E.T. (1949). Long waves and cyclone waves. *Tellus*, 1, 33-52.

FERNANDEZ J. P. R., FRANCHITO, S. H. e RAO, V. B. (2006). Simulation of the summer circulation over South America by two Regional Climate Models. Part I: Mean climatology. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 86, p. 247-260.

FRANCO, M. S. M e PINHEIRO, R. (1982). Geomorfologia (in) Levantamento de recursos naturais. Projeto Radambrasil., vol 27.

FREDERIKSEN, J.S. e WEBSTER, P. (1988)., Alternative Theories of Atmospheric teleconnections and low frequency fluctuations. *Rev.Geophys.*, 26:459-494.

GAN, M. A., RAO, V. B., (1991): Surface Cyclogenesis over South America, *Mon. Weath. Rev.*, 119, 1293-1302.

GARCIA, N. O. e VARGAS, W., (1997). The temporal climatic variability in the “Rio de la Plata” basin displayed by river discharges. *Climate Change*, 102, 929–945.

GEDALOF, Z. e SMITH, D.J. (2001) Interdecadal climate variability and regime-scale shifts in Pacific North America. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1515–1518.

GENTA, J.L., IRIBARREN, G.P., MECHOSO, C.R., (1998). A Recent Increasing Trend in the Streamflow of Rivers in Southeastern South America. *J. Climate*, 11, 2858–2862.

GERSHUNOV, A e BARNETT, T.P. (1998)., Interdecadal Modulation of ENSO Teleconnections. *Bulletin of the American Meteorological Society.*, 79, 12, 2715-2725.

GLAHN, H.R. (1985). Probability, statistics and decision making in the atmospheric sciences. Westview Press. Cap. 8.

GLAHN H.R; LOWRY, D. L. (1972). The use of Model Output Statistics in Objective Weather Forecasting. *Journal of Applied Meteorology*, v.11, p. 1203-1211.

GREATBACH, R.J. (2000). The North Atlantic Oscillation . *Stochastic Environmental*

Research and Risk Assessment . Entretiens Jacques-Cartier, Montreal 2000 . Version as of May 4.

GOMES FILHO, M, SOUSA, F de A.S e CAVALCANTI, E.P. (2000). Relação entre as vazões médias mensais do Rio Piancó e as anomalias de Temperatura da Superfície dos Oceanos Atlântico e Pacífico Tropical. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental. V.4, n.2, p304-308.

GONG, D.Y., e WANG, S.W. (1998) Antarctic oscillation: concept and applications, Chinese Sci. Bull., 43,734-738,1998.

GRIMM, A. M, CARDOSO, A. O, FERRAZ, S. E. T e SORIANO, B. (1998). Há impacto significativo de eventos El Niño e La Niña no Centro-Oeste do Brasil? In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia e VIII Congresso da FLISMET, Brasília. Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998. v. (CD-ROM).

GRIMM, A. M. (2004). How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil?. Climate Dynamics, Berlim, Alemanha, v. 22, n.2-3, p. 123-138.

HAIR et al. (2009). Análise Multivariada de Dados. 6a ed., Editora Bookman. Porto Alegre-RS. p.427-481.

HALL, M.M. e BRYDEN, H. (1982) Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport. Deep . 31. Sea Res Part A 29:339-359.

HARE, S.R. e FRANCIS, R.C. (1995). Climate change and salmon production in the Northeast Pacific Ocean. Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci. 121, 357-372.

HARTLEY, S. (1996). Atlantic Sea Surface Temperatures and New England Snowfall, Hydrological Processes, 10, 1553-1563.

HARTLEY, S e KEEBLES, M.J. (1998). Synoptic Associations of winter Climate and Snowfall Variability in New England. International Journal of Climatology 18: 281-298.

HARTMANN, D. L. e MICHELSEN, M. L. (1989). Intraseasonal Periodicities in Indian Rainfall. Journal of the Atmospheric Sciences. p. 2838-2862.

HASTENRATH, S. (1984) Towards the monitoring and prediction of north-east Brazil droughts. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 100, 411-425.

HASTENRATH, S., HELLER, L. (1977). Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. Q.J.R. Meteor. Soc., v. 107, p. 77-92.

HASTENRATH, S. (1978). On modes of tropical circulation climate anomalies. *J. Atmos. Sci.*, v.35, p.2222-2231.

HASTENRATH, S., (1990). Diagnostic and prediction of anomalous river discharge in northern South America. *J. Climate*, 3, 1080–1096.

HOLTON, J.R (2004). An introduction to dynamic meteorology. Ed.4^a.vol. 88 International Geophysics series. Department of Atmospheric Sciences University of Washington Seattle (Washington).

HOREL, J. D.L e WALLACE, J.M. (1981)., Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 109: 813-829.

HOSKINS, B.J, SIMMONS, A.J; ANDREWS, G. (1977) Energy dispersion in a barotropic atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. vol.103. pp.553-567.

HOSKINS, B. J. e KAROLY, D.L. (1981)., The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J.Atmos. Sci.*,38: 1179-1196.

HOSKINS, B. J. e AMBRIZZI, T. (1993)., Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmos.Sci.*, 50:1661-1671.

HURRELL, J.W. (1995b). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* 269:676-679.

HURRELL, J.W. (1996) Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys Res Lett* 23:665-668.

IKEFUTI, P.V (2012). Variabilidade climática no oeste Paulista e suas ligações com a temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico. (Dissertação de Mestrado). FFLCH/USP., p.168.

JONES, G.V. e DAVIS, R.E. (1995). Climatology of Northeasters and the 30 kPa Jet. *Journal of Coastal Research* (11)., p. 1210-1220.

JOHNSTON, R.J. (1968). Choice in classification: subjectivity of objectivity methods. *Annals of Association American Geographers*. Washington, 58. Vol.3.

KAPLAN, A., KUSHNR, Y e CANE, M.A. (2000). Reduced Space Optimal Interpolation of historical marine sea level pressure: 1854–1992. *J. Climate*, 13, 2987–3002.

KAROLY, D.J. (1989). Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation events. *Journal Climate*. 2., 1239-1252.

KAYANO, M. T. e ANDREOLI, R. V. (2009). Variabilidade decenal a multidecenal. In: Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti; Nelson Jesus Ferreira; Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva; Maria Assunção Faus da Silva Dias. (Org.). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, v. , p.. 375-384.

KIDSON, J. W. (1975). Eigenvector analysis of monthly mean surface data, *Mon Wea Rev*, 103, 177-186.

KUMAR, A., e HOERLING, M.P. (1997). Interpretation and implications of the observed inter-El Niño variability. *J. Climate*, 10, 83-91.

KUSHNIR, Y. (1999). Europe's winter prospects. *Nature* 398:289-291.

LATIF, M., e BARNETT, T.P. (1994). Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, 266, 634-637.

LATIF, M., e BARNETT, T.P. (1996). Decadal climate variability over the North Pacific and North America: Dynamics and predictability. *J. Climate*, 9, 2407-2423.

LAU, N e PHILLIPS, T.J. (1986)., Coherent fluctuations of extratropical geopotential height and tropical convection in interseasonal time scales. *J. Atmos.Sci.*, 43, 1164-1181.

LIVEREZ, R. E., MASUTANI, M., LEETMA, A., RUI, H., JI, M., e KUMAR, A., (1997). Teleconnective response of the Pacific-North American region atmosphere to large central equatorial Pacific SST anomalies. *J. Climate*, 10, 1787-1820.

LORENZ, E. (1963)., The mechanics of vacillation. *J. Atmos. Sci.*, 20, 448-464.

LUZ, G. (2010). O Oceano Atlântico e a precipitação no estado de São Paulo. (dissertação de mestrado) FFLCH/USP. São Paulo.

MANN, M.E e PARK, J. (1996). Join spatiotemporal modes of surface temperature and sea level pressure variability in the Northern hemisphere during the last century. *Journal Climate*. 9. 2137-2139.

MANTUA, N. J., S. R. HARE, Y. ZHANG, J. M. WALLACE, AND R. C. FRANCIS. (1997). A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1069-1079.

MANTUA, N.J e HARE, S.R. (2002). The Pacific Decadal Oscillation . Journal of Oceanography, Vol. 58, pp. 35-44.

MARENGO, J.A e OLIVEIRA, G.S (1998). Impactos do fenómeno La Niña no tempo e clima do Brasil: desenvolvimento e intensificação do La Niña 1998/99. Congresso Brasileiro de Meteorologia. Anais de 1980-2006.

MARENGO, J.A, AMBRIZZI, T. e SOARES, W.R. (2009). Jatos de baixos níveis ao longo dos Andes. pp.169-180. In: Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti; Nelson Jesus Ferreira; Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva; Maria Assunção Faus da Silva Dias. (Org.). Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos.

MCPHADEN, M. J. (2002). El Niño and La Niña: Causes and global consequences. Encyclopedia.

MECHOSO, C.R., IRIBARREN, G. P., (1991) Streamflow in southeastern South America and the Southern Oscillation. Journal of climate. (5) 1535-1539. MO, K.C. , and GHIL, M. (1987):, Statistics and dynamics of persistent anomalies. J. Atmos. Sci., 44, 877-901.

MILLER, V. C. (1953). A quantitative geomorphic study os drainage basin characteristic in the Clinch Mountains area. NY, Columbia University. Tec. Report.

MINOBE, S., (1997). A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. Geophys. Res. Lett., 24, 683–686.

MINUZZI, R.B, SEDIYAMA, G.C, COSTA, J.M.N e VIANELLO, R.L.(2007) Influência da La Niña na estação chuvosa da região sudeste do Brasil. Revista Brasileira de Meteorologia. V 22, n.3, 345-353.

MO, K. C., e WHITE, G.N. (1985). Teleconnections in the Southern Hemisphere, Mon Wea Rev.113,22-37,1985.

MO, K. C., (1986). Quasi-stationary states in the Southern Hemisphere, Mon Wea Rev,114,808-823.

MO, K.C. GHIL, M. (1987). Statistics and dynamics of persistent anomalies. Journal of the Atmosphere Sciences. 144, 808-823.

MO, K.C. e HIGGINS, R.W. (1997). The Pacific–South American Modes and Tropical Convection during the Southern Hemisphere Winter. Mon. Wea. Rev., 126, 1581–1596.

MO, K.C e NOGUÉS-PAEGLE, J (2001)., The Pacific–South American modes and their

downstream effects. *Int. J. Climatol.* 21: 1211–1229.

MOLION, L.C.B e MORAES, J.C., (1987). Oscilação Sul e descargas de rios na América do Sul Tropical. *Revista Brasileira de Engenharia. Caderno de Recurso Hídrico.* 5, 53-63.

MONTEIRO, C.A de F. (1951). Notas para o estudo do clima do Centro-Oeste Brasileiro. *Revista Brasileira de Geografia.* Ano XIII.

MONTEIRO, C.A de F. (1969). A frente polar atlântica e as chuvas de inverno na fachada sul-oriental do Brasil: contribuição metodológica à análise rítmica dos tipos de tempo no Brasil. São Paulo (Serie tese e monografia).

MONTEIRO, C.A de F. (1971). Análise Rítmica em Climatologia. *Climatologia*, 1 São Paulo. IGEOG/USP.

MONTEIRO, C.A.F. (2000). Geossistemas: a história de uma procura. São Paulo: Contexto/GeoUSP. (Novas abordagens 3). 127p.

MORIZE, H. (1927). Contribuição aos estudos do clima no Brasil. Rio de Janeiro. Ministério da Agricultura, Indústria e Comércio.

MOURA, A.D., SHUKLA, J. (1981). On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a GCM. *J. Atmos. Sci.*, v. 38, p.2653-2675.

MÜLLER, G.V. e AMBRIZZI, T. (2007)., Teleconnection Patterns and Rossby Wave Propagation Associated to Generalized Frosts over Southern South America. *Clim. Dyn.*, 29, No. 6, 633-645.

MURAKAMI, T e UNNINAYAR, M.S. (1977). Atmospheric circulation during December 1970 through February 1971. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1024-1038.

MUSK, L. F. (1996). *Weather Systems.* Cambridge University Press.

NAMIAS, J. (1951)., General aspects of extended range forecasting, *Compendium of meteorology, Amer. Meteor. Soc.*, 802–813.

NEWMAN, M., COMPO, G.P. e ALEXANDER, M.A., (2003). ENSO-Forced Variability of the Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Climate.*, 16, n. 23., 3858-3857.

PERCIVAL, D. B., e WALDEN, A.T. (1993). *Spectral Analysis for Physical Applications.*

Cambridge University Press, 580 pp.

PIELKE, Jr., R. A., SAREWITZ, D. e BYERLY, R. (2000), Decision making and the future of nature: Understanding, using, and producing predictions. Prediction: Decision Making and the Future of Nature 361-387, Island Press (D. Sarewitz, D., R. A. Pielke, Jr., and R. Byerly, editors).

PINTO, M. N. (1988). Geomorfologia do Pantanal Matogrossense. Estudos e projetos de engenharia. Engevix S.A., p.78-85. Universidade de Brasília. Departamento de Geografia. Brasília.

PLATZMAN, G. (1968). The Rossby wave. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. Vol.04, n.401, p. 94-208.

PROWSE, T.D. e BELTAOS, S. (2002). Climatic control of river-ice hydrology: a review. Hydrological Processes. 16, 805 – 822.

RAO, V. B. e HADA, K. (1989). Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the Southern Oscillation. Theor. Appl. Climatol., 42, 81-90.

REBOITA, M.S. (2005) Introdução à Estatística Aplicada à Climatologia. Parte III – Análise de Séries Temporais (material didático usado na disciplina Climatologia II do IAG/USP de 2005).

REBOITA, M.S, AMBRIZZI, T. e ROCHA, R.P. (2009). Relationship between the Southern Annular Mode and Southern Hemisphere Atmospheric Systems. Revista Brasileira de Meteorologia, v.24, n.1, 48-55.

RENWICK, J.A. e REVELL, M.(1999)., Blocking over the South Pacific and Rossby Wave Propagation. Monthly Weather Review., 2233-2247 v. 127.

REX, D.F. (1950a). Blocking action in the middle troposphere and its effects upon regional climate. Part I: An aerological study of blocking action. Tellus, 2, 196-211.

RIVAS-KAINAY, E. e MERKINE, L.O (1981). A simple mechanism for blocking. Journal of the Atmospheric Science. 38. 2077-2091.

ROBERTSON, A. W., MECHOSO, C. R. (1998). Interannual and decadal cycles in river flows on southeastern South America. J. Climate, n. 11, v. 10, p. 2570 –2581, 1998.

ROGERS, J. R., e VAN LOON, H. (1981). Spatial variability of sea level pressure and 500

mb height anomalies over the Southern Hemisphere, *Mon Wea Rev*, 110, 1375-1392.

ROGERS, J.C., (1990). Patterns of Low-Frequency Monthly Sea Level Pressure Variability (1899-1986) and Associated Wave Cyclone Frequencies. *Journal of Climate*, vol. 3, pp. 1364-1379

ROPELEWSKI, C.F e HALPERT, M.S. (1986). North Atlantic precipitation and temperature patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO). *Monthly Weather Review*. Volume 114, pp. 2352 – 2362.

ROPELEWSKI, C.F e HALPERT, M.S. (1987). Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*. Vol. 115 (1606-1622)

ROPELEWSKI, C.F e HALPERT, M.S. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *Journal of Climate*., 2, 268-284.

ROPELEWSKI, C.F e HALPERT, M.S. (1996). Quantifying Southern Oscillation–precipitation relationships. *J. Climate*, 9, 1043–1059.

ROSSBY, C.G. (1938.). Fluid mechanics applied to the study of atmospheric circulation. A study of flow patterns with the aid of isentropic analysis. Chicago. Man Inst. Technol. 125 pp.

ROSSBY, C.G. (1949)., On the dispersion of planetary waves in a barotropic atmosphere., *Tellus*., 1. 54-58.

ROSS, J.L.S. (1996). Os fundamentos da Geografia da Natureza. (in) (org) Ross, J.L.S. *Geografia do Brasil*. Edusp. São Paulo. ed.01., pp 11-51.

ROSS, J.L.S e SANTOS, L.M. (1982). Geomorfologia (in) *Levantamento de recursos naturais*. Projeto Radambrasil., vol.26.

RUELLAN, F. (1952) O escudo brasileiro e os dobramentos de Fundo. Departamento de Geografia da Universidade do Brasil.

SAJI, N.H. e YAMAGATA, T. (2003). Possible impacts of Indian ocean dipole mode events on global climate. *Climate Research*. Vol.25:151-196.

SAJI, N H ; AMBRIZZI, T. ; FERRAZ, Simone T. (2005). Indian Ocean Dipole mode events and austral surface air temperature anomalies. *Dynamics Of Atmospheres And*

Oceans, Inglaterra, v. 39, n.1, p. 87-101.

SANT'ANNA NETO, J.L. (1990) Ritmo climático e a gênese das chuvas na zona costeira paulista. Dissertação (Mestrado em Geografia). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SANT'ANNA NETO, J.L. (1995). As chuvas no Estado de São Paulo: contribuição ao estudo da variabilidade e tendências da pluviosidade na perspectiva da análise geográfica. Tese (Doutorado em Geografia). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SANT'ANNA NETO, J L; SILVA, C.B. Dinâmica atmosférica e tipologia climática da área de integração paisagística da Raia Divisória SP/PR/MS. In: Messias Modesto dos Passos. (Org.). A Raia Divisória São Paulo, Paraná, Mato Grosso do Sul: cenas e cenários. 1ed. São Paulo: Outras Expressões, 2011, v. , p. 81-132.

SMITH, T. M e REYNOLDS, R. Improved extended reconstruction of SST (1854-1997). (2004). Journal of Climate. 17, p. 2466-2477.

SILVA, C.B e SILVA, M.E.S. (2010). A influência da variabilidade climática em rios tropicais brasileiros. Anais do IX Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica. Fortaleza/CE (CD-ROM).

SILVA, C.B.; SANT'ANNA NETO, J.L. e TOMMASELLI, J.T.G. (2006). Dinâmica Atmosférica e Análise Geoestatística do Clima da Área de Integração Paisagística “Raia Divisória” SP/ PR/ MS: Uma Proposta de Tipologia Climática. Revista Brasileira de Climatologia, v.2, p. 53 – 70.

SILVA, G.A.M. (2010). (nota de aula) Introdução a variabilidade de baixa frequência e teleconexões. IAG/USP. disponível em: http://www.dca.iag.usp.br/www/material/ambrizzi/clima1/clim1_variabilidade_de_baixa_frequencia.pdf. Acessado em <10/12/2011>.

SILVA, J.S.V da e ABDON, M. M. (1998). DeLIMITAÇÃO DO PANTANAL BRASILEIRO E SUAS SUB-REGIÕES . Pesq. agropec. Brasileira, v.33, Número Especial, p.1703-1711 .

SILVA-DIAS, M. A. F., ROZANTE, J.R., MACHADO, L A. T. (2009). Complexos convectivos de mesoescala na América do Sul. In: Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti; Nelson Jesus Ferreira; Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva; Maria Assunção Faus da Silva Dias. (Org.). Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, v. p. 182- 194.

SILVA, M.E.S da. (1994). Previsão probabilística de precipitação em São Paulo no verão – baseada em componentes principais. (dissertação de mestrado). Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP). São Paulo.

SOCHAVA, V.B. (1977). O estudo de geossistemas. Métodos em questão, n.16, IGUSP. São Paulo. 51 p.

SOUZA, E.B e NOBRE, P. (1998). Uma revisão sobre o padrão de dipolo no Atlântico Tropical. Revista Brasileira de Meteorologia.,v 13 n. 1 p. 31-44, 1998.

STOMMEL, H e ARONS, A. B. (1960). On the abyssal circulation of the world ocean. I. Stationary planetary flow patterns on a sphere. Deep-Sea Res. 6., 140-154.

SZEREDI, I e KAROLY, D. (1987a)., The vertical structure of monthly fluctuations of the Southern Hemisphere troposphere. Australian Meteorological Magazine., 35:19–30.

SZEREDI, I e KAROLY, D. (1987b)., The horizontal structure of monthly fluctuations of the Southern Hemisphere troposphere. From station data. Australian Meteorological Magazine 35: 119–129.

TARIFA, J.R. (1975). Fluxos Polares e as Chuvas de primavera - verão no Estado de São Paulo. São Paulo (Série Teses e Monografias). IGEOG/USP. São Paulo.

THOMPSON, D.W.J e WALLACE, J.M. (1998). The Arctic Oscillation signature in wintertime geopotential height and temperature fields. Geophys Res Lett 25:1297-1300 .

THOMSON, D. J., (1982). Spectrum estimation and harmonic analysis. Proc. Inst. Electr. Electronics Eng., 70, 1055–1096.

TRENBERTH, K.E. (1986). The signature of a blocking episode on the general circulation in the Southern Hemisphere. Journal of the Atmospheric Science. 43. 2061-2069.

TRENBERTH, K E e SHEA, D J (1987) On the Evolution of the Southern Oscillation, Mon. Weather Rev., 115, 3078 – 3096.

TRENBERTH, K. E. (1990). Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. Bull. Amer. Meteor. Soc. 71, 988-993.

TRENBERTH, K.E., HURRELL, J.W. (1994). Decadal atmosphere– ocean variations in the Pacific. Climate Dynamics 9, 303– 319.

TRENBERTH, K. E. (1997). The definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2771-2777.

TRIGO, R, OSBORN, T.J e CORTE-REAL, J. (2002) Influência da Oscilação do Atlântico Norte no clima da Europa e no caudal de rios Ibéricos Atlânticos. *Finisterra*, (Portugal/Lisboa) XXXVII, 73, pp. 5-31.

TROUP, A. J. (1965)., The southern oscillation, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 91. 490-506.

VAN LOON, H. e ROGER, J.C., (1978). The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description. *Mon Wea Rev.* 106:296-310.

VAUTARD, R., e GHIL, M. (1989). Singular spectrum analysis in non-linear dynamics, with applications to paleoclimatic time series. *Physica D*, 35D, 395–424.

VAUTARD, R., e GHIL, M. (1992). Singular spectrum analysis: A toolkit for short, noisy, chaotic signals. *Physica D*, 58, 95–126.

VELOSO, H.P. (1946). Considerações gerais sobre a vegetação de Mato Grosso. *Memórias do Instituto Oswaldo Cruz*. Tomo 44, Fascículo n.4.

ZAVATINI, J. A. (1983). Variações do ritmo pluvial no oeste de São Paulo e norte de Paraná: eixo Londrina, Presidente Prudente e Araçatuba. *Dissertação (Mestrado em Geografia) FFLCH/USP, São Paulo*.

ZAVATINI, J. A. (1990). A Dinâmica Atmosférica e a Distribuição das Chuvas no Mato Grosso do Sul. (Tese de Doutorado). *FFLCH/USP*.

ZHANG, Y., WALLACE, M., BATTISTI, D.S. (1997) ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *Journal climate*. 10., 1004-1020.

XAVIER, T. de M.A. B. S.; XAVIER, A. F. S. (1987). Classificação e Monitoramento de Períodos Secos ou Chuvosos e Cálculo de Índices Pluviométricos para a Região Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Engenharia*, vol. 5 ,n. 2.

XU, K, BROWN, C, Kwon, H.H, LALL, U, ZHANG, J, HAYASHI, S e CHEN, Z. (2007) Climate teleconnections to Yangtze river seasonal streamflow at the Three Gorges Dam, China. *International Journal of Climatology*. 27, 771-780.

WALLACE, J.M e GUTZLER, D.S., (1981). Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Weat. Rev.* 109, 785-812.

WALKER, G.T (1924)., Correlation in seasonal of weather. Memoirs of the India Meteorological Departament. V. XXIX. (1926).

WALKER, G.T. (1928). World weather, Q. J. R. M. S., 54,79-87.

WALKER , G. T. e BLISS, E. M. (1932)., World Weather. V Mem.Roy. Meteor. Soc., 4:53-84.

WEBSTER, P.J. e HOLTON, J.R. (1981). Cross-Equatoial Response to Middle-Latitude Forcing in a Zonally Varying Basic State. Journal of the Atmosphere Sciences. 39, 722-733.

WILKS, D.S. (1995). Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: an introduction. San Diego: Academic Press. 467 p.

Novembro de 2012
São Paulo

ANEXO I-a

(padrões atmosféricos para os valores médios de vazão da região centro-norte do Pantanal)

Padrões atmosféricos representativos para o período de anomalias negativas da vazão média da região centro-norte do Pantanal (1970/78)

Anom. da veloc. vertical (850mb) – período chuvoso (1973)

Anom. da veloc. vertical (500mb) – período chuvoso (1974)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 850 mb – (1973)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 250 mb – (1978)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 850 mb – (1976)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 250 mb – (1972)

Padrões atmosféricos representativos para o período de anomalias positivas da vazão média da região centro-norte do Pantanal (1979/96)

Anom. da veloc. vertical (850mb) – período chuvoso (1981)

Anom. da veloc. vertical (500mb) – período chuvoso (1986)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 850 mb – (1980)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 250 mb – (1981)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 850 mb – (1986)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 250 mb – (1985)

Padrões atmosféricos representativos para o período de anomalias negativas da vazão média da região centro-norte do Pantanal (1997/03)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 850 mb - (2003)

Anom. da veloc. vertical (500mb) - período chuvoso (2002)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 250 mb - (2000)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 850 mb - (1999)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 250 mb - (2001)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 850 mb - (1998)

ANEXO I-b

(padrões atmosféricos de escoamento em 850 hPa para os valores médios de vazão da região centro-norte do Pantanal)

a

Padrão de escoamento em 850 hPa para o período de anomalia negativa da vazão média do Pantanal para o período de 1970/78.

b

Padrão de escoamento em 850 hPa para o período de anomalia positiva da vazão média do Pantanal para o período de 1979/96.

c

Padrão de escoamento em 850 hPa para o período de anomalia negativa da vazão média do Pantanal para o período de 1997/03.

ANEXO II

(TSM anual do período de 1979-2003)

(variabilidade para o posto médio da região centro-norte do Pantanal)

Primeira fase com anomalias negativas da vazão 1970/78

ANOMALIA DE TSM DO CHUVOSO (70)

ANOMALIA DE TSM DO CHUVOSO (71)

ANOMALIA DE TSM DO CHUVOSO (72)

ANOMALIA DE TSM DO CHUVOSO (73)

ANOMALIA DE TSM DO CHUVOSO (74)

ANOMALIA DE TSM DO CHUVOSO (75)

ANOMALIA DE TSM DO CHUVOSO (76)

ANOMALIA DE TSM DO CHUVOSO (77)

ANOMALIA DE TSM DO CHUVOSO (78)

Terceira fase com anomalias negativas da vazão 1997/2003

ANEXO III-a

(padrões atmosféricos para os valores de vazão do Rio Miranda)

Padrões atmosféricos representativos para o período de anomalias negativas da vazão do rio Miranda (1970/73)

Anom. da veloc. vertical (500mb) – período chuvoso (1971)

Anom. da veloc. vertical (850mb) – período chuvoso (1971)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 250 mb – (1972)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 850 mb – (1970)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 250 mb – (1972)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 850 mb – (1971)

Padrões atmosféricos representativos para o período de anomalias positivas da vazão do rio Miranda (1974/77)

Anom. da veloc. vertical (500mb) – período chuvoso (1975)

Anom. da veloc. vertical (850mb) – período chuvoso (1974)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 250 mb – (1974)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 500 mb – (1976)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 250 mb – (1974)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 850 mb – (1977)

Padrões atmosféricos representativos para o período de anomalias negativas da vazão do rio Miranda (1978/80)

Anom. da veloc. vertical (850mb) – período chuvoso (1978)

Anom. da veloc. vertical (500mb) – período chuvoso (1980)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 250 mb – (1978)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 850 mb – (1979)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 250 mb – (1978)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 850 mb – (1980)

Padrões atmosféricos representativos para o período de anomalias positivas da vazão do rio Miranda (1981/85)

Anom. da veloc. vertical (500mb) – período chuvoso (1985)

Anom. da veloc. vertical (850mb) – período chuvoso (1982)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 250 mb – (1982)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 850 mb – (1982)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 250 mb – (1981)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 850 mb – (1985)

Padrões atmosféricos representativos para o período de anomalias negativas da vazão do rio Miranda (1986/88)

Anom. da veloc. vertical (500mb) – período chuvoso (1987)

Anom. da veloc. vertical (850mb) – período chuvoso (1988)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 250 mb – (1988)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 850 mb – (1988)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 250 mb – (1987)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 850 mb – (1988)

Padrões atmosféricos representativos para o período de anomalias positivas da vazão do rio Miranda (1989/93)

Anom. da veloc. vertical (500mb) – período chuvoso (1991)

Anom. da veloc. vertical (850mb) – período chuvoso (1989)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 250 mb – (1990)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 850 mb – (1990)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 250 mb – (1991)

Anom. da veloc. vertical (850mb) – período chuvoso (1989)

Padrões atmosféricos representativos para o período de anomalias negativas da vazão do rio Miranda (1994/03)

Anom. da veloc. vertical (500mb) – período chuvoso (1999)

Anom. da veloc. vertical (850mb) – período chuvoso (1995)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 250 mb – (2000)

ANOMOMALIA DE DIVERGENCIA VENTO 850 mb – (1999)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 250 mb – (2001)

ANOMOMALIA DE VORTICIDADE VENTO 850 mb – (2003)

ANEXO IV

(TSM anual do período de 1979-2003)

(variabilidade para o posto de vazão do rio Miranda)

Primeira fase com anomalias negativas da vazão 1970/73

Segunda fase com anomalias positivas da vazão 1974/77

Terceira fase com anomalias negativa da vazão 1978/80

Quarta fase com anomalias positivas da vazão 1981/85

Quinta fase com anomalias negativa da vazão 1986/88

Sexta fase com anomalias positivas da vazão 1989/93

Sétima fase com anomalias negativas da vazão 1997/2003

ANEXO III-b

(padrões atmosféricos de escoamento em 850 hPa para os valores médios de vazão do rio Miranda)

a

b

c

d

e

f

g