



ISSN:1984-2295

# Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: [www.ufpe.br/rbgfe](http://www.ufpe.br/rbgfe)



## Oscilação Decadal do Pacífico e Multidecadal do Atlântico no Clima da Amazônia Ocidental

Leydson Galvêncio Dantas<sup>1</sup>, José Ivaldo Barbosa de Brito<sup>2</sup>, Herika Pereira de Rodrigues<sup>3</sup>,  
Rafaella de Araújo Aires<sup>4</sup>, Danilo Ericksen Costa Cabral<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Estudante de Graduação em Meteorologia; Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas-UFCG. E-mail: [leydsongalvencio@hotmail.com](mailto:leydsongalvencio@hotmail.com). <sup>2</sup>Meteorologista. Professor, Doutor; Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas - UFCG. <sup>3</sup>Centro de Previsão e Estudos Climáticos-CPTEC-GPC. <sup>4,5</sup>Estudante de Graduação em Meteorologia; Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas-UFCG.

Artigo recebido em 04/10/2012 e aceito em 09/10/2012

### RESUMO

Este trabalho tem como objetivo principal verificar a influência das Oscilações Decadais do Pacífico e Multidecadais do Atlântico nos índices extremos de precipitação e temperatura do ar da Amazônia Ocidental. Foram utilizados dados diários de precipitação e temperatura do ar (mínima e máxima), distribuídas em ponto de grade, oriundas da reanálise do Centro Europeu de Previsão de Tempo de Médio Prazo (ECMWF), para o período de 1961 a 2001. Também foram utilizadas informações de índices de teleconexões PDO e AMO extraídos do Home Page dos Centros Nacionais de Previsão Ambiental do Estados Unidos da América (NCEP). Utilizou-se os softwares Fortran, Excel e RCLimdex para fazer o tratamento dos dados e análise de tendências, análises de regressões e testes estatísticos, para cálculo dos coeficientes de correlação. Observou-se que os de índices extremos climáticos como amplitude térmica, temperaturas máxima e mínima e total anual de precipitação estão correlacionados com os índices de teleconexões. Portanto, concluiu-se que os índices de extremos climáticos da Amazônia Ocidental são influenciados pelos índices PDO e AMO.

Palavras - chave: Teleconexões, Oceanos, Florestas Tropicais

## Pacific Decadal Oscillations and Multidecadal Atlantic in the Western Amazon Climate

### ABSTRACT

The main objective this work was to verify the influence of the Pacific Decadal Oscillation and the Atlantic Multidecadal Oscillation over the extreme climatic indices from precipitation and air temperature on the Western Amazon. We used daily data of precipitation and minimum and maximum air temperature. The data are distributed in grid point. They are from the reanalysis of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) for the period 1961 to 2001. We also used the information of teleconnection PDO and AMO indices extracted from the home page of the National Centers for Environmental Prediction of the United States of America (NCEP). We used the Fortran, Excel and RCLimdex to the processing of data, and tendency analysis. The regression analysis and statistical tests were used to estimate correlation coefficients. It was observed that climate extremes indices as thermal amplitude, maximum and minimum temperatures and total annual precipitation are correlated with the teleconnection indices. Therefore, it was concluded that the indices of climate extremes in the Western Amazon are influenced by the PDO and AMO indices.

Keywords: Teleconnections, Oceans, Rainy forest

### 1. Introdução

Antes da década de 1960 a presença humana na Amazônia estava limitada à região costeira, e nas áreas próximas às margens dos

principais rios navegáveis e na cidade de Manaus. A maior mudança na região começou nas décadas de 1960 e 1970, durante o regime militar, devido às ações governamentais como a construção de rodovias com o objetivo de povoar a região e

\* E-mail para correspondência: [leydsongalvencio@hotmail.com](mailto:leydsongalvencio@hotmail.com) (Dantas, L.G.).

integrá-la ao resto do país. De acordo com Alves (2002), o desflorestamento atual tende a ocorrer próximo as áreas previamente desflorestadas, mostrando um padrão espacialmente dependente, concentrando numa faixa de 100 km das principais rodovias e zonas de desenvolvimento da década de 1970. Durante a última década, o processo de ocupação humana na região tem sido associado com a concentração da posse de terra, desigualdades sociais, conflitos relacionados com a terra, violência e atividades ilegais. O crescimento da demanda regional e externa por carne bovina e o potencial de expansão de colheitas (soja) mecanizadas são as principais ameaças à floresta.

Segundo levantamento do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), a região sudeste-sul-sudoeste da Amazônia (Pará, Mato Grosso e Rondônia) são as regiões mais afetadas pelo desflorestamento (INPE, 2005). Além disso, considerando vários anos de monitoramento, observou-se que até o ano de 1998, aproximadamente 15% da floresta Amazônica havia sido desflorestada.

Estudos indicam que a perda da floresta pode mudar os níveis de precipitação em vastas áreas do território da América do Sul, como o Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil. O Jato de Baixos Níveis na América do Sul (SALLJ), ao leste dos Andes, está associado aos ventos alísios do Oceano Atlântico Tropical, que penetram no território

brasileiro pela borda setentrional da região Nordeste e quando chegam na Amazônia absorve muito vapor d'água e atinge os Andes que funciona como um acelerador e uma barreira que aumentam a circulação dos Jatos e os desviam rumo ao Sul (Berbery e Barros, 2002). Existe uma relação direta entre o SALLJ e as chuvas que caem na bacia do Prata, devido ao transporte de umidade e aerossóis da região amazônica para as regiões subtropicais da América do Sul (Berbery e Barros, 2002).

De acordo com Hutyrá et al. (2005), eventos climáticos extremos, como secas induzidas tanto pela variabilidade climática natural (por exemplo, dos padrões de circulação do Atlântico, que causaram a seca de 2005 na Amazônia ocidental, e dos eventos El Niño) quanto pelas atividades humanas, podem fragmentar a Floresta Amazônica e transformar grandes áreas em savana. Hutyrá et al. (2005) chegaram a esta conclusão por meio das análises do mapeamento de áreas de floresta mais sensíveis à seca utilizando registros de precipitação dos últimos 100 anos. A região que se estende do Tocantins à Guiana seria a mais afetada. Essas projeções corroboram com resultados de modelos de simulação para o futuro do clima na Amazônia (BETTS et al., 2004), que indicam uma maior frequência e intensidade de eventos de seca ao longo da segunda metade do século XXI. Como salientado pelos autores desses trabalhos, as incertezas dos modelos ainda são altas, mas a tendência de uma parte

da Amazônia ter clima mais seco é evidenciada.

Segundo o IPCC (2007) as chuvas e vazões de rios na Amazônia e no Nordeste apresentam variabilidades interanual e em escala de tempo interdecadal, que são mais importantes que tendências de aumento ou redução. Estas variabilidades estão associadas a padrões de variação nas mesmas escalas de tempo nos oceanos Pacífico e Atlântico, com a variabilidade interanual associada a *El Niño* Oscilação Sul, ENOS, ou a Oscilação do Atlântico Norte (North Atlantic Oscillation – NAO), e a variabilidade decadal com a Oscilação Decadal do Pacífico (Pacific Decadal Oscillation – PDO), no Pacífico, e com a Oscilação Multidecadal do Atlântico (Atlantic Multidecadal Oscillation – AMO), no Atlântico.

Portanto, o objetivo desta pesquisa foi verificar a variabilidade e tendências interanual e interdecadal da precipitação e temperaturas máximas e mínimas do ar da Amazônia Ocidental, além de analisar possíveis influências de oscilações interdecadais do Pacífico e Atlântico no Clima da Amazônia Ocidental.

## 2. Material e Métodos

No presente trabalho foram usados dados de reanálise do projeto ERA-40 do Centro Europeu de Previsão de Tempo de Médio Prazo (ECMWF - European Center for Medium-Range Weather Forecasts), de precipitação e temperatura do ar em 2 m

acima da superfície do período de 1961 a 2001 da Amazônia Ocidental (Roraima, Amazonas, Acre, Rondônia), disponibilizados em ponto de grade com resolução de 2,5° x 2,5°, e de índices de PDO e AMO disponíveis no site do NCEP (National Centers for Environmental Prediction).

Para a análise dos dados foram utilizados os softwares Fortran, Excel e RClindex e realizadas análises de regressão e correlação por meio do método dos mínimos quadrados. A significância estatística foi verificada por testes F de Fisher (rotina interna do RClindex), t de Student e não paramétricos de Run e de Mann-Kendall. A seguir são mostrados os passos para os cálculos do coeficiente de correlação, dos testes t de Student e não paramétricos.

O coeficiente de correlação entre duas variáveis meteorológica, X (OMA, ODP) e Y (precipitação, temperatura do ar) pode ser calculado pela seguinte equação:

$$r = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i y_i - (\sum_{i=1}^n x_i)(\sum_{i=1}^n y_i)}{\{[n \sum_{i=1}^n x_i^2 - (\sum_{i=1}^n x_i)^2][n \sum_{i=1}^n y_i^2 - (\sum_{i=1}^n y_i)^2]\}^{1/2}} \quad (1)$$

onde r é o coeficiente de correlação linear entre as variáveis X e Y. Para a realização deste cálculo é necessário ter uma amostra com n valores  $x_i$  da variável X e também n valores  $y_i$  da variável Y. Para cada valor  $x_i$  da variável X existe um valor  $y_i$  da variável Y.

O coeficiente de correlação, r, apresenta valores no intervalo de -1 (menos um) a 1 (um). Quando o valor de r é igual a +1, ou a -1, a correlação é dita perfeita. O

sinal indica o sentido da correlação se positiva indica que Y cresce quando X também cresce e se negativa indica que Y decresce quando X cresce.

A significância estatística de coeficientes de correlação pode ser obtida pelo teste t de Student, que de acordo com Cecon et al. (2012) para um coeficiente de correlação, r, a estatística t é obtida pela seguinte equação:

$$t = \frac{r(n-2)^{1/2}}{(1-r^2)^{1/2}} \quad (2)$$

A Equação 2 apresenta o cálculo de t para n-2 graus de liberdade. Então, para verificar se um determinado coeficiente de

correlação apresenta um nível de significância p, calcula-se um r<sub>c</sub> (r crítico) tal que o módulo do r observado seja maior ou igual ar<sub>c</sub>, ou seja, |r| ≥ r<sub>c</sub>, onde r<sub>c</sub> é dado por:

$$r_c = \frac{t_{p;n-2}}{(t_{p;n-2}^2 + n - 2)^{1/2}} \quad (3)$$

No presente estudo o período de dados utilizado foi de janeiro de 1961 a dezembro de 2001, ou seja, 41 anos de dados o que corresponde a 41 pares de números para os cálculos dos coeficientes de correlações, r. Portanto, de acordo com o teste t de Student a correlação é estatisticamente significativa conforme a Tabela 1.

**Tabela 1.** Nível de significância estatística dos coeficientes de correlação, r, para uma amostra com 41 pares de dados.

Significância estatística	Valor de r	Valor de t
90%	-0,31 < r ≤ -0,26 ou 0,26 ≤ r < 0,31	1,68 ≤ t < 2,02
95%	-0,40 < r ≤ -0,31 ou 0,31 ≤ r < 0,40	2,02 ≤ t < 2,70
99%	-1 ≤ r ≤ -0,40 ou 0,40 ≤ r ≤ 1	t ≥ 2,70

O teste Run é um teste não paramétrico apresentado por Thom (1966), que é usado para avaliar se uma série ocorre aleatoriamente. Consiste em realizar a contagem do número de oscilações dos valores acima e abaixo da mediana, numa série de dados naturalmente ordenada. O número de oscilações é chamado de Run, e deve-se testar se o valor observado está dentro da faixa de distribuição considerada normal. Um valor alto de Run indica muitas oscilações, e valores baixos indicam um desvio em relação à mediana durante o

período de registros.

Se a sequência contém N<sub>1</sub> símbolos de um tipo, e N<sub>2</sub> símbolos de outro tipo (e N<sub>1</sub> e N<sub>2</sub> não são muito pequenos), a distribuição amostral do número de Runs total pode ser aproximada pela distribuição normal com média:

$$E(u) = \frac{2N_1N_2}{N_1 + N_2} + 1 \quad (4)$$

e a variância da distribuição pode ser estimada por:

$$Var(u) = \frac{2N_1N_2(2N_1N_2 - N_1 - N_2)}{(N_1 + N_2)^2(N_1 + N_2 - 1)} \quad (5)$$

onde u representa o número de Runs. Por isso,

a hipótese nula de que a distribuição dos símbolos ocorre normalmente, e que a amostra é aleatória, pode ser testada com base na estatística:

$$z = \frac{w - E(w)}{\sqrt{Var(w)}} \quad (6)$$

Este valor calculado pode ser comparado com valores dez para distribuição normal. Para o nível de significância de 5%, z deve estar entre -1,96 e 1,96. Caso z calculado seja maior que o valor tabelado, deve-se rejeitar a hipótese de nulidade.

A análise de regressão pode ser utilizada para indicar alterações climáticas por meio do teste de significância do coeficiente angular. Considerando a equação da reta do tipo:

$$Y = aX + b \quad (7)$$

o teste consiste em determinar o intervalo de confiança do coeficiente a, sendo que se este intervalo não inclui o valor zero, a tendência é significativa.

O teste de Mann-Kendall, proposto inicialmente por Sneyers (1975), considera que, na hipótese de estabilidade de uma série temporal, a sucessão de valores ocorre de forma independente, e a distribuição de probabilidade deve permanecer sempre a mesma (série aleatória simples). Goossens & Berger (1986) afirmam que o teste de Mann-Kendall é o método mais apropriado para analisar mudanças climáticas em séries climatológicas e permite também a detecção e localização aproximada do ponto inicial de determinada tendência.

O método considerando uma série

temporal de  $X_i$  de N termos ( $1 \leq i \leq N$ ); o teste consiste na soma  $t_n$  do número de termos  $m_i$  da série, relativo ao valor  $X_i$  cujos termos precedentes ( $j < i$ ) são inferiores ao mesmo ( $X_j < X_i$ ), isto é:

$$t_n = \sum_{i=1}^n m_i \quad (8)$$

Para séries com grande número de termos (N), sob a hipótese nula ( $H_0$ ) de ausência de tendência,  $t_n$  apresentará uma distribuição normal com média e variância:

$$E(t_n) = \frac{N(N-1)}{4} \quad (9)$$

$$Var(t_n) = \frac{N(N-1)(2N+5)}{72} \quad (10)$$

Testando a significância estatística de  $t_n$  para a hipótese nula usando um bilateral, esta pode ser rejeitada para grandes valores da estatística  $u(t)$  dada por:

$$u(t) = \frac{(t_n - E(t_n))}{\sqrt{Var(t_n)}} \quad (11)$$

O valor da probabilidade  $\alpha_1$  é calculado por meio de uma Tabela da normal reduzida tal que:

$$\alpha_1 = \text{prob}(|u| > |u(t)|) \quad (12)$$

a hipótese nula é rejeitada, ou não, a um nível de significância  $\alpha_0$  se  $\alpha_1 > \alpha_0$  ou  $\alpha_1 < \alpha_0$ , respectivamente. Em geral, considera-se o nível de significância do teste  $\alpha_0 = 0,005$ . A hipótese nula é rejeitada quando existe uma tendência significativa na série temporal. O sinal da estatística  $u(t)$  indica se a tendência é crescente ( $u(t) > 0$ ) ou decrescente ( $u(t) < 0$ ).

O ponto de início da mudança pode ser determinado aplicando-se o mesmo princípio a série inversa. Neste caso, computa-se o mesmo princípio à série inversa. Neste caso, computa-se para cada termo o número de

termos  $m'_i$  da série  $X_j$ , de maneira tal que a série retrógrada sejam dados por:

$$u^*(d_i) = -u(d'_i) \quad (13)$$

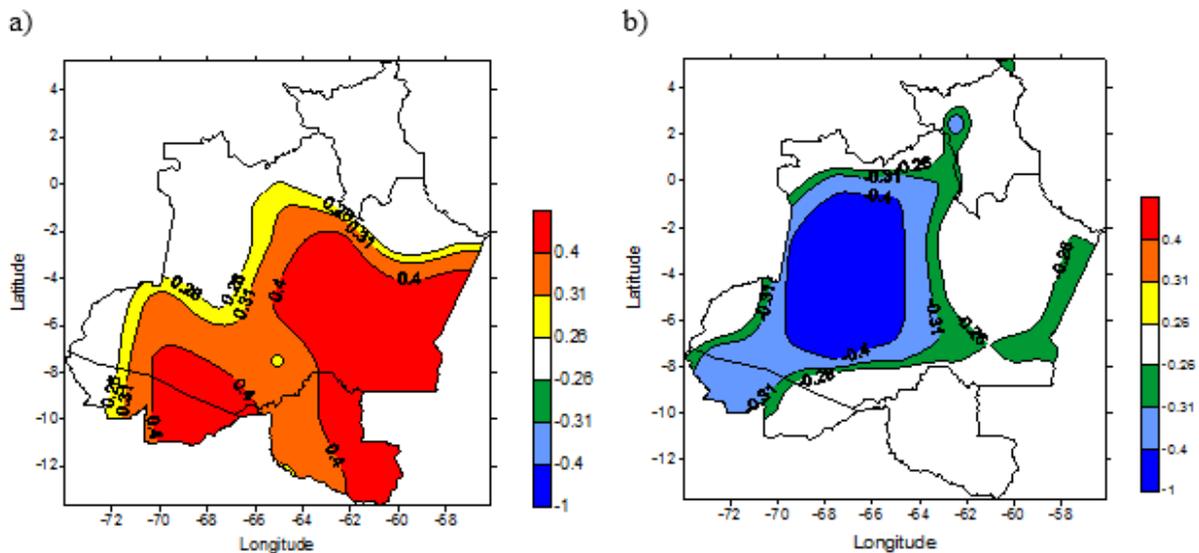
A interseção das curvas  $u(t)$  e  $u^*(t)$  localizam o ponto de mudança, se esta ocorre dentro dos valores críticos do intervalo de confiança.

### 3. Resultados e Discussão

A partir das análises de correlação foram obtidos os coeficientes de correlação linear entre os seguintes pares de variáveis: índice de AMO versus índices de amplitude térmica anual, temperatura do ar mínima absoluta anual, maior temperatura mínima anual, menor temperatura máxima anual, temperatura do ar máxima absoluta anual, precipitação total anual, dias consecutivos secos em um ano e intensidade simples da precipitação anual distribuídas em pontos de grade sobre a Amazônia Ocidental, e entre a PDO e estes mesmos índices de extremo climáticos da Amazônia Ocidental.

Nos campos dos coeficientes de correlação as áreas nas quais ocorreram correlações estatisticamente significativas estão plotadas de forma colorida, cujos limites de significância estão de acordo com a Tabela 1. Nas áreas claras (em branco) as correlações foram estatisticamente não significantes.

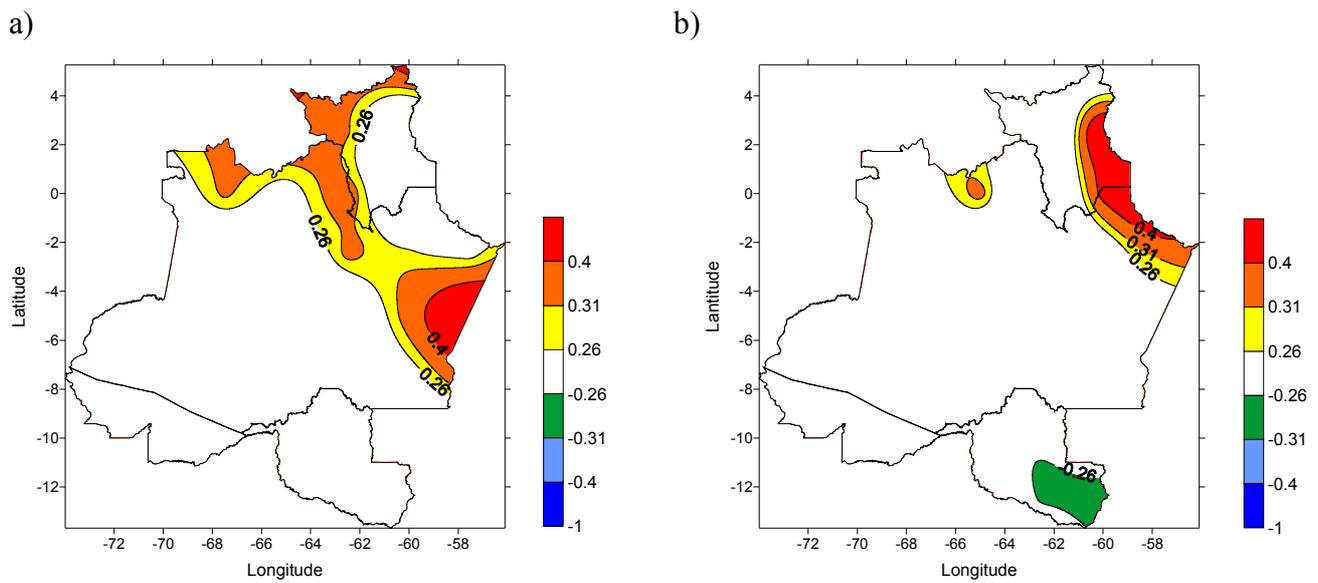
A Figura 1 mostra os campos dos coeficientes de correlação da amplitude térmica anual com a AMO (Figura 1a) e com a PDO (Figura 1b), verifica-se que para a AMO as correlações estatisticamente mais significativas ocorreram na parte centro-sudeste da região, enquanto, para DPO foi na centro-oeste do estado do Amazonas. É oportuno observar que a correlação da amplitude térmica anual com a AMO foi positiva e com a PDO foi negativa. Isto mostra que índice positivo de AMO produz maior amplitude térmica. Enquanto, índice positivo de PDO leva a uma diminuição da amplitude térmica regional.



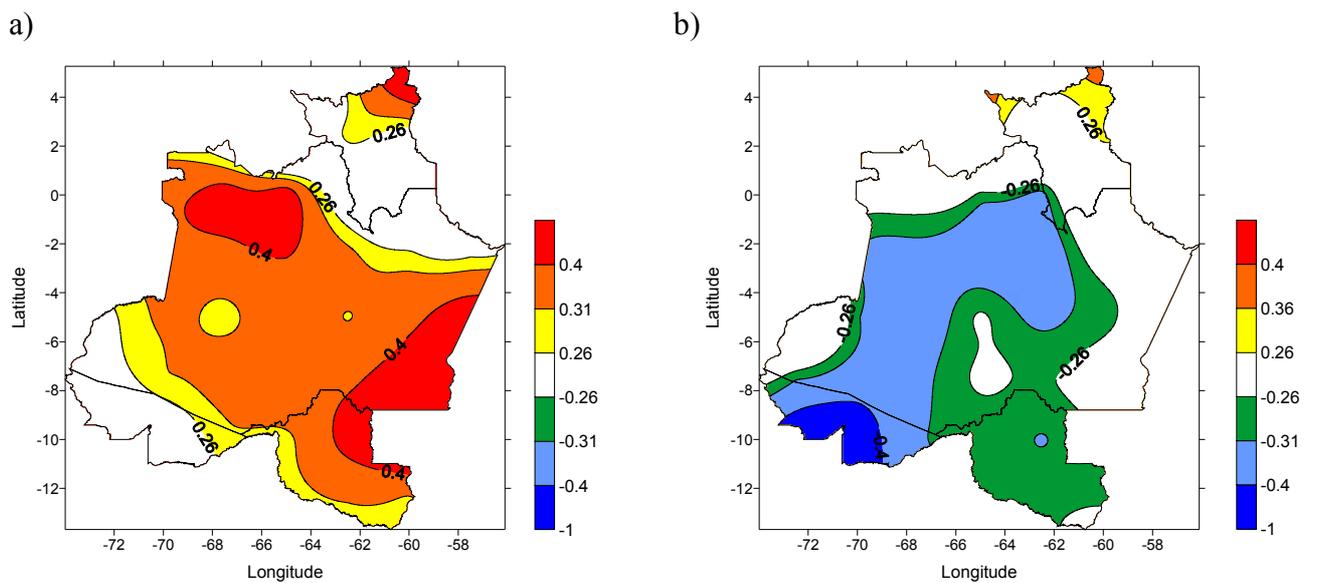
**Figura 1.** Correlação da amplitude térmica anual como: (a) Oscilação Multidecadal do Atlântico; (b) Oscilação Decadal do Pacífico

As Figuras 2ab mostram as configurações da correlação da temperatura mínima absoluta anual (TNn) com a AMO e com PDO, respectivamente. Observa-se que praticamente em toda área não foram encontradas correlações com significância estatística, exceto em uma pequena área na parte nordeste na PDO (Figura 2b). Por outro

lado, as correlações entre as maiores temperaturas mínimas anuais (TNx) foram estatisticamente significativas em quase toda Amazônia Ocidental Figuras 3ab. Isto mostra que índice positivo de AMO leva a um aumento da temperatura mínima absoluta, e que índice positivo de PDO produz diminuição da temperatura mínima absoluta.



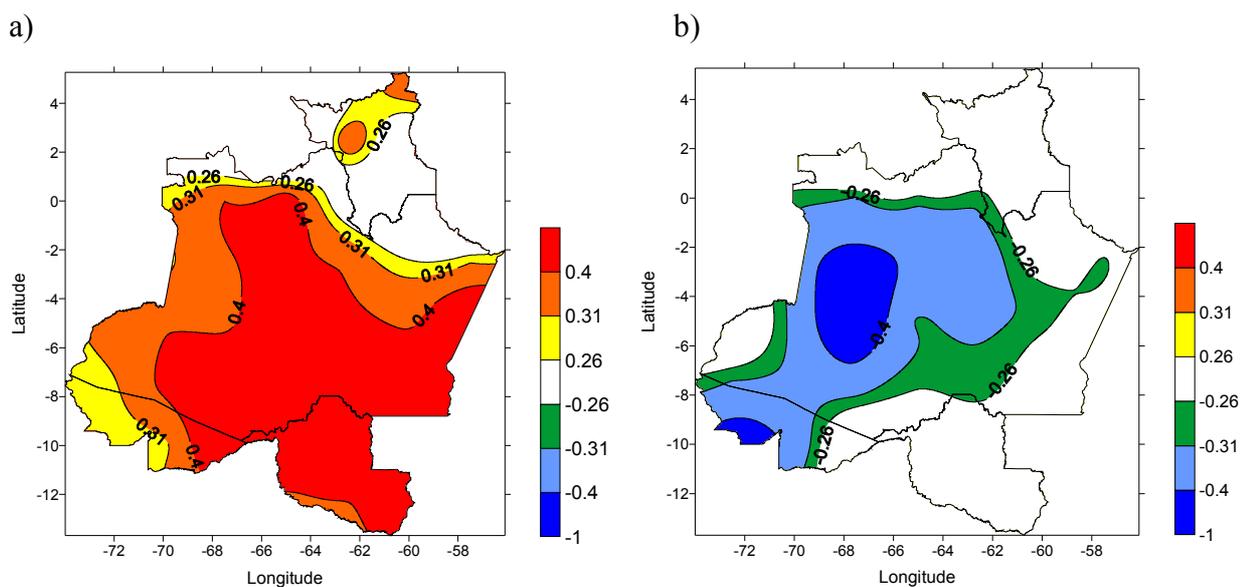
**Figura 2.** Correlação dos valores mínimos das temperaturas mínimas (TNn) com: (a) Oscilação Multidecadal do Atlântico; (b) Oscilação Decadal do Pacífico.



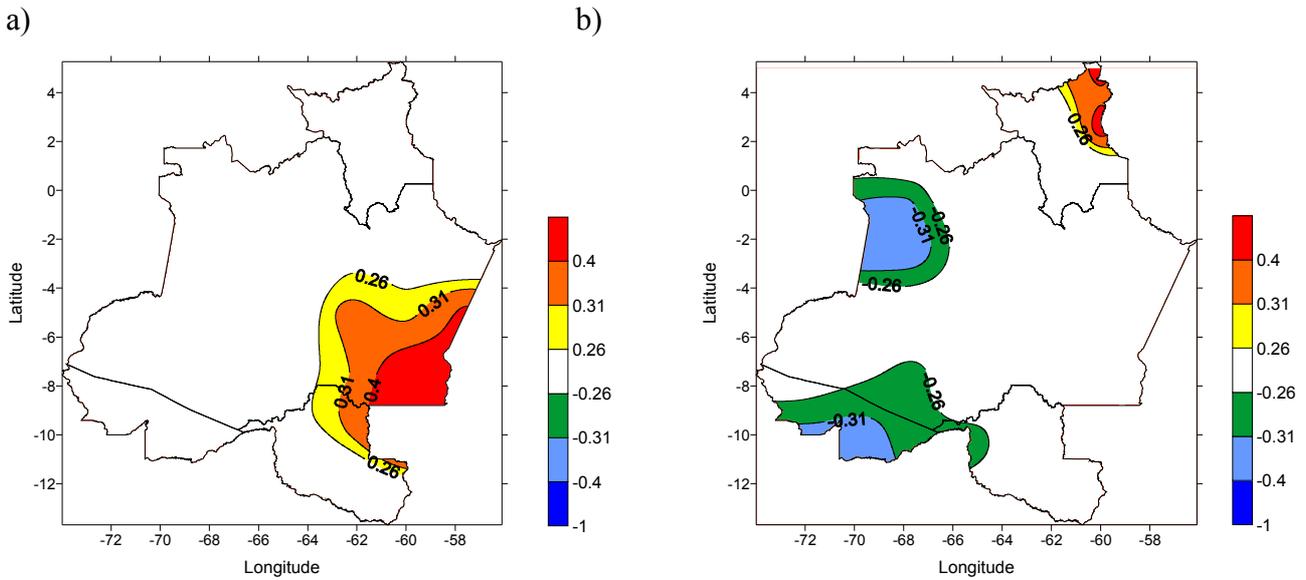
**Figura 3.** Correlação dos valores máximos das temperaturas mínimas (TNx) com: (a) Oscilação Multidecadal do Atlântico; (b) Oscilação Decadal do Pacífico.

O campo de coeficientes de correlação da temperatura máxima absoluta anual (TXx) da Amazônia Ocidental com a AMO é mostrado na Figura 4a observa-se correlação positiva e estatisticamente significativa em quase toda área a exceção foi a parte nordeste da Região. Correlação com significância estatística, mas negativa, foi observada entre TXx e PDO. Os resultados obtidos nas Figuras 4ab possivelmente foram responsáveis pelos valores obtidos na Figura 1, uma vez que as configurações entre as Figuras são semelhantes e não foi obtida correlação significativa entre AMO e TNn e entre PDO e TNn. As correlações entre as menores temperatura máxima anual (TXn) e AMO são estatisticamente significante apenas na parte sudeste da região (Figura 5a), enquanto que a correlação entre TXn e PDO foi significativa apenas na parte noroeste da Amazônia Ocidental (Figura 5b).

Os solos que predominam no “Pólo Gesseiro do Araripe” são os Latossolos Amarelos (Figura 2), que são distróficos e possuem horizonte A moderado, com textura média e argilosa; vegetação natural do tipo caatinga hiperxerófila e relevo plano. Esta classe de solo possui alto potencial para irrigação, com restrições quanto à altura de recalque e fertilidade natural. Há também os Argissolos Amarelo e Vermelho-Amarelo que possuem textura arenosa e média/argilosa, ambos com atividade de argila baixa, distrófico e eutrófico, plíntico e não plíntico, possuem horizonte A moderado com vegetação natural também do tipo Caatinga hiperxerófila, com relevo plano e suave ondulado. No tocante à irrigação eles apresentam potencial de bom a regular, respectivamente, sendo o fator limitante a fertilidade natural e a drenagem (Lopes, 2005).



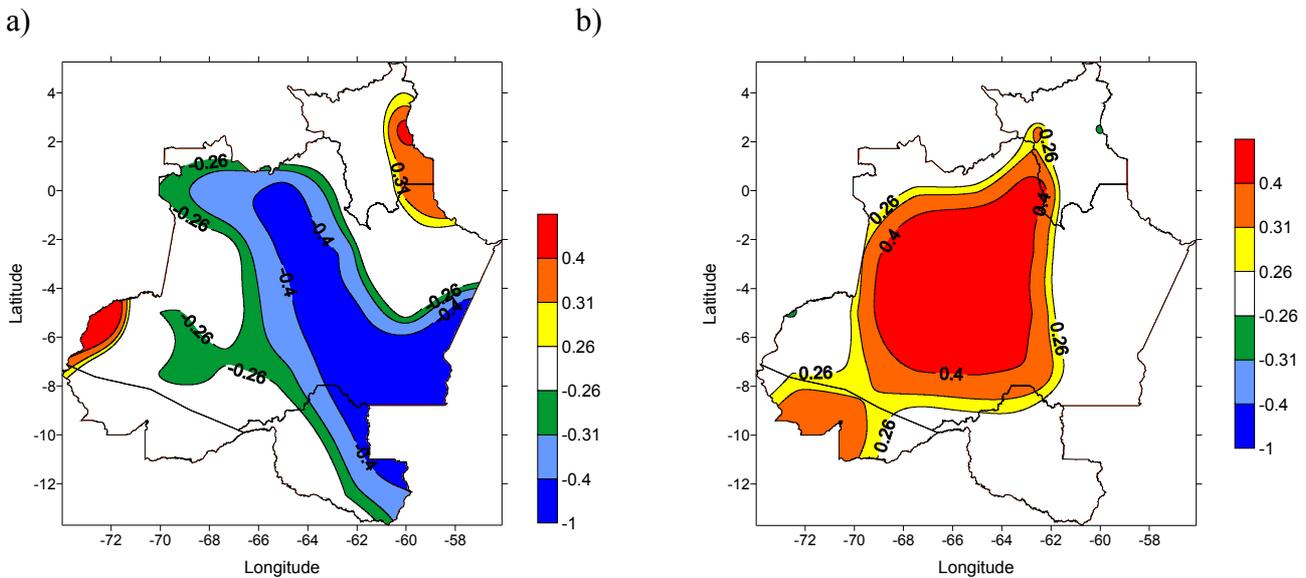
**Figura 4.** Correlação dos valores máximos das temperaturas máxima (TXx) com: (a) Oscilação Multidecadal do Atlântico; (b) Oscilação Decadal do Pacífico.



**Figura 5.** Correlação dos valores mínimos das temperaturas máxima (TXn) com: (a) Oscilação Multidecadal do Atlântico; (b) Oscilação Decadal do Pacífico.

Configurações semelhantes às obtidas para a amplitude térmica (Figura 1) também são observadas nos campos do coeficiente de correlação da precipitação total anual com a AMO (Figura 6a) e com a DPO (Figura 6b). Sendo que no caso da precipitação total anual

e AMO observa-se uma faixa de correlações estatisticamente significativa que se estende do sudeste da região até o noroeste (Figura 6a), enquanto, da amplitude térmica anual e AMO (Figura 1a) a área estatisticamente significativa abrange todo centro-sudeste.



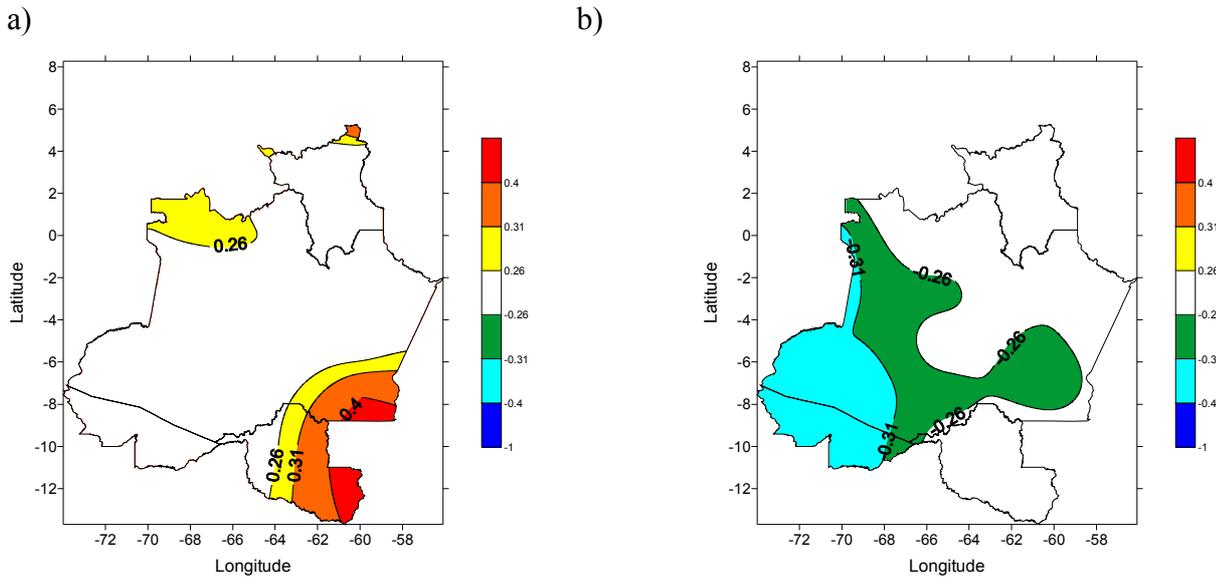
**Figura 6.** Correlação da precipitação total anual com: (a) Oscilação Multidecadal do Atlântico; (b) Oscilação Decadal do Pacífico.

As correlações entre os dias consecutivos secos com a AMO e com a PDO

foram estatisticamente significante em poucas áreas da Amazônia Ocidental como mostram

as Figuras 7ab, ou seja, a influência destes sistemas de escala decadal sobre a Amazonas

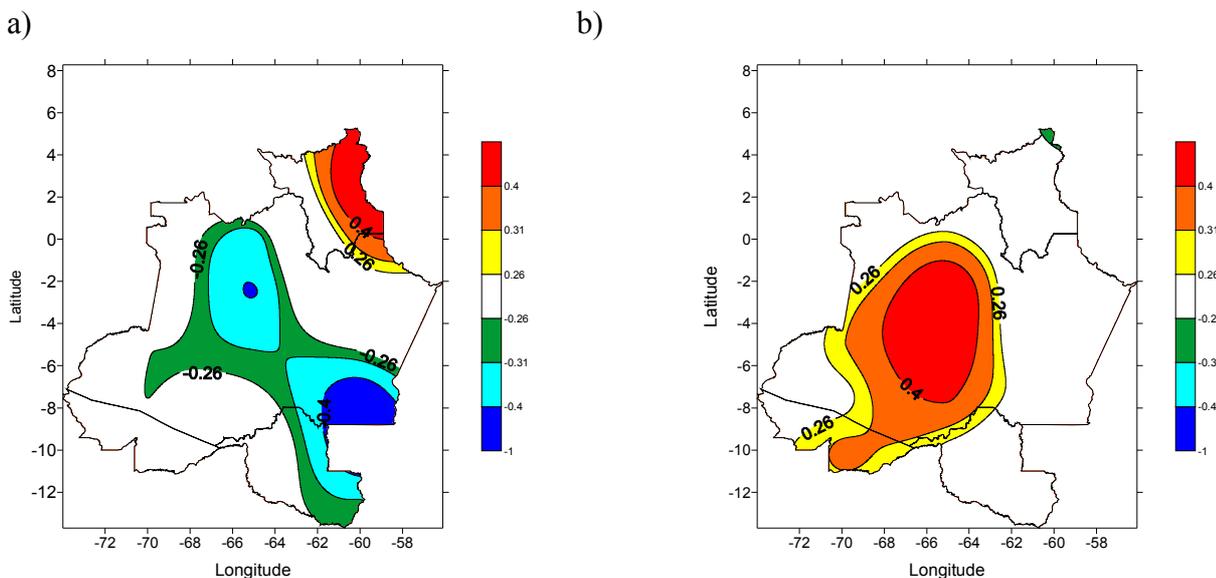
Ocidental é relativamente pequena.



**Figura 7.** Correlação dos dias consecutivos secos com: (a) Oscilação Multidecadal do Atlântico; (b) Oscilação Decadal do Pacífico.

As Figuras 8ab mostram os campos dos coeficientes de correlação do índice de intensidade simples de precipitação com a AMO e com a PDO, respectivamente, observa-se que estes campos ficaram muito próximos dos campos da precipitação total

anual com a AMO e com a PDO. Portanto, aumento ou diminuição da precipitação total anual são decorrentes do aumento ou diminuição da intensidade das chuvas e não da diminuição ou aumento dos dias consecutivos secos.



**Figura 8.** Correlação da intensidade simples de chuva com: (a) Oscilação Multidecadal do Atlântico; (b) Oscilação Decadal do Pacífico.

#### 4. Conclusões

As teleconexões, de escala interdecadal, AMO e PDO exercem influência sobre os índices de extremos climáticos: amplitude térmica anual, temperatura máxima absoluta anual e das maiores temperaturas mínimas anuais da Amazônia Ocidental, porém, a princípio não afetam o comportamento das temperaturas mínimas absolutas anuais e as menores temperaturas máximas anuais. Portanto, pode ser concluído que estas teleconexões tende a controlar as temperaturas mais elevadas (máxima ou mínima), mas não controlam as temperaturas mais baixas (máxima ou mínima) como isto produz modificações na amplitude térmica anual da Amazônia Ocidental.

As teleconexões AMO e PDO também tiveram influências sobre a precipitação total anual da Amazônia Ocidental, mas não apresentaram influências sobre os dias consecutivos secos. Isto mostra que o controle se dar sobre o total de chuva diário e não no número de dias com chuva.

#### 5. Agradecimentos

Ao ECMWF pelos dados de reanálises e ao CNPq pelo financiamento do projeto e pela concessão da bolsa PIBIC.

#### 6. Referências

Alves, D. S. (2002). Space-time Dynamics of Deforestation in Brazilian Amazônia. *International Journal of Remote Sensing*, v. 23, n. 14, p.2.903-2.908.

Berbery, E.H. & Barros, V. (2002). The hydrological cycle of the La Plata Basin in South America. *Journal of Hydrometeorology*, v.3, p.630-645.

Betts, R.A.; Cox, P.M.; Harris, P.P.; Huntingford, C.; Jones, C.D. (2004). The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global change warming. *Theoretical and Applied Climatology*, v.78, p.157-175.

Cecon, P. R.; Silva, A. R.; Nascimento, M.; Ferreira, A. (2012). *Método Estatístico*. Viçosa: Editora UFV. 229p.

Goossens, C. & Berger, A. (1987). Annual and seasonal climatic variations over the northern hemisphere and Europe during the last century. *Annales Geophysicae*, Berlin, v.4, n.B4, p.385-400.

Hutyra, L. R.; Munger, J. W.; Nobre, C. A.; Saleska, S. R.; Wofsy, S. C. (2005). Climatic variability and vegetation vulnerability in Amazonia. *Geophysical Research Letters*, 32, L24712.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. (2005). *Monitoring the Brazilian Amazon forest by satellite: 2002 – 2003*. São José dos Campos: INPE.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC 2001. (2001). *Climate Change: Impacts, Adaptation and Vulnerability – Contribution of Working*

Group 2 to the IPCC Third Assessment Report. Cambridge Univ. Press.

Sneyers, R. (1975). Sur l'analyse statistique des series d'observations. Genève: Organisation Météorologique Mondiale. 192p.

(OMM Note Technique, 143).

Thom, H.C.S. (1966). Some methods of climatological analysis. Genève: World Meteorological Organization. 54p. (WMO Technical Note, 81).