

REVISTA AIDIS

de Ingeniería y Ciencias Ambientales:
Investigación, desarrollo y práctica.

INFLUÊNCIAS DA OSCILAÇÃO ATLÂNTICO NORTE E DO ÍNDICE DE OSCILAÇÃO SUL EM ÍNDICES CLIMÁTICOS NA AMAZÔNIA OCIDENTAL

*Daris Correia dos Santos¹
José Ivaldo Barbosa de Brito²
Carlos Herriot Fernandes da Silva Júnior²

*INFLUENCES ON NORTH ATLANTIC OSCILLATION AND
CONTENT OF INDICES IN SOUTHERN OSCILLATION
CLIMATE OF WESTERN AMAZON*

Recibido el 1 de julio de 2015; Aceptado el 21 de marzo de 2016

Abstract

The objective of this research was to study the influence existing between the Southern Oscillation Index (IOS) and the North Atlantic Oscillation (NAO) on the extremes of total annual climate indices in climate in western Amazonia. For that we used the precipitation indices based on total annual precipitation (PRCPTOT), simple index of daily rainfall intensity (SDII), consecutive dry days (CDD) and consecutive wet days (CWD); and maximum temperatures of maximum (Txx), minimum temperatures of maximum (TNX), maximum temperature minimum (TXN) and minimum temperatures of the minimum (TNN), based on the data of air temperature. These data, extracted from the ERA-40 reanalysis for the period 1970-2001 and data from annual anomalies of IOS and NAO were obtained from the electronic site of the NCEP (National Centers for Environmental Prediction). Regarding correlation between IOS and NAO with the climate indices in the Western Amazon used the linear correlation coefficient of Pearson. Correlations between CWD and IOS had positive results with statistical reliability in the Northeast and Southeast Region and a negative core in the northwestern part of western Amazonia. It was observed that the smaller the IOS temperature rise occurs, it is due to the influence of El Niño these regions of higher gain producing surface solar radiation. The strong trade winds that bring moisture from the Atlantic to the Amazon are associated with the shift to the south of the ITCZ and the CDD are associated with warming of the North Atlantic Ocean, which weakens the NAO.

Keywords: Rainfall, Teleconnections, Air temperature.

¹ Universidade Federal do Ceará, Brasil.

² Universidade Federal de Campina Grande, Brasil.

*Autor correspondiente: Universidade Federal do Ceará, Centro de Tecnologia, Departamento de Hidráulica e Saneamento Ambiental, Campus Pici, Parquelândia, cep: 60190-007 - Fortaleza, CE – Brasil. Email: dariscorreia@gmail.com

Resumo

O objetivo desta pesquisa foi estudar a influência existente entre o Índice de Oscilação Sul (IOS) e a Oscilação do Atlântico Norte (NAO) sobre os totais anuais extremos dos índices climáticos no clima da Amazônia Ocidental. Para tanto foi utilizado os índices de precipitação total anual (PRCPTOT), índice simples de intensidade de precipitação diária (SDII), dias consecutivos secos (DCS) e dias consecutivos úmidos (DCU) baseados na precipitação; e temperaturas máximas das máximas (TXx), temperaturas mínimas das máximas (TNx), temperaturas máximas das mínimas (TXn) e temperaturas mínimas das mínimas (TNn), baseados nos dados de temperatura do ar. Dados estes, extraídos da reanálise ERA-40 no período 1970-2001 e os dados das anomalias anuais do IOS e NAO foram obtidos do site eletrônico do NCEP (National Centers for Environmental Prediction). Para a correlação do IOS e da NAO com os índices climáticos da Amazônia Ocidental utilizou-se o coeficiente de correlação linear de Pearson. As correlações entre DCU e IOS apresentaram valores positivos com confiabilidade estatística no nordeste e sudeste da Região e um núcleo negativo na parte noroeste da Amazônia Ocidental. Observou-se que quanto menor for o IOS ocorre aumento da temperatura, isto acontece devido à influência do El Niño nestas regiões produzindo maior ganho de radiação solar na superfície. Os fortes ventos alísios do Atlântico que trazem umidade para a Amazônia estão associados com o deslocamento para o sul da ZCIT e os DCS estão associados ao aquecimento do Oceano Atlântico Norte, que enfraquece a NAO.

Palavras-chaves: Precipitação, Teleconexões, Temperatura do ar.

Introdução

Conforme Andreoli e Kayano, 2007 a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no oceano Pacífico apresenta a variabilidade interanual do ciclo El Niño Oscilação Sul (ENOS), na faixa equatorial, e a variabilidade interdecenal que exibem padrões espaciais de TSM similares, no entanto, para essa variabilidade a configuração do padrão espacial para TSM estende-se para latitudes fora do cinturão equatorial e é relativamente mais intenso sobre latitudes extratropicais do Pacífico Norte.

Na Amazônia a possibilidade de influência do Atlântico tropical na precipitação foi evidente após o evento severo de seca em 2005 (Marengo *et al.*, 2008; Zeng *et al.*, 2008). Este evento de seca foi um dos intensos dos últimos 100 anos, que afetou rios afluentes do Amazonas, como o Solimões no oeste e o Madeira no sul da Amazônia (Marengo *et al.*, 2008). Yoon e Zeng (2010) constataram que apenas uma fração da variabilidade da precipitação na Amazônia pode ser explicada pelo ENOS, e que esta relação é mais atuante somente durante a estação chuvosa.

Rodríguez-Fonseca *et al.* (2009) encontraram evidências que desde o final da década de 60 os eventos de ENOS no Pacífico são precedidos por eventos de sinal oposto nas anomalias TSM (ATSM) do Atlântico Equatorial. O mecanismo proposto para essa relação é que um evento de anomalia positiva (negativa) no Atlântico Equatorial intensifica uma circulação de Walker anômala com movimentos ascendentes (descendentes) sobre o Atlântico Equatorial e descendente (ascendente) sobre o Pacífico equatorial leste (Wang 2006; Rodrigues-Fonseca *et al.*, 2009; Kayano *et al.*, 2011). Esse mecanismo induz processos oceânicos que favorecem o

afloramento (afundamento) da termoclina, o que contribui para que a região do Pacífico equatorial leste se torne ainda mais fria (quente), intensificando-se a La Niña (o El Niño) existente.

Kayano *et al.* (2011) analisaram a evolução temporal das TSM relacionadas ao ENOS que ocorreram após eventos quentes/frios no Atlântico Equatorial e aqueles que ocorrem independentemente das condições do Atlântico Equatorial. Seus resultados mostram diferentes padrões de evolução das anomalias de TSM e de pressão ao nível do mar (PNM), principalmente em relação às teleconexões associadas ao ENOS com efeitos na precipitação.

A Oscilação do Atlântico Norte (*North Atlantic Oscillation*- NAO) representa uma variabilidade sazonal que tem maior impacto no tempo e clima das regiões do Atlântico Norte e de alguns continentes vizinhos, como a América do Sul. O padrão espacial da NAO consiste num dipolo com orientação aproximada Norte/Sul com um dos centros localizado sobre a Islândia e o outro, de sinal oposto, estendendo-se pelas latitudes médias do Atlântico Norte e centrado cerca dos 35°N, na zona dos Açores (IPMA, 2014). A oscilação representada neste modo significa que uma depressão intensa na Islândia tende a ocorrer com um anticiclone forte nos Açores (fase positiva da NAO) e uma depressão fraca na Islândia tende a ocorrer com um anticiclone fraco nos Açores (fase negativa da NAO) (IPMA, 2014).

A NAO é um mecanismo de grande importância na variabilidade climática de longo prazo na Amazônia. Uma série de estudos (Esteban-Parra *et al.*, 1998;. Paredes *et al.*, 2006;. López-Bustins *et al.*, 2008;. González-Hidalgo *et al.*, 2009, 2010;. Rodrigo, 2010; López-Moreno *et al.*, 2010) encontrou diminuição anual de precipitação na Península Ibérica, em meados do século 20, com diferenças sazonais e espaciais. Conforme Angulo-Martínez e Begueria (2012) estas tendências têm sido relacionadas às mudanças climáticas associadas às condições mais secas, devido a um deslocamento em direção ao norte das frentes polares, e são consistentes com a evolução dos principais padrões de teleconexões que afetam a precipitação sobre a Península Ibérica como NAO, Oscilação do Mediterrâneo (MO) e do à Oscilação do Mediterrâneo Ocidental (OMO). As complexas interações entre as variáveis climáticas na Amazônia Ocidental têm implicações importantes para as mudanças climáticas, no entendimento dos diferentes processos subjacentes aos mecanismos dinâmicos do clima. A sua variabilidade temporal e interdecenal apresenta padrões ligados à circulação atmosférica.

Assim, tem-se como objetivo estudar as relações existentes entre Índice de Oscilação Sul (IOS) que expressa à fase e a intensidade do fenômeno ENOS e totais anuais extremos dos índices climáticos e precipitação pluvial e temperatura do ar estimados para a Amazônia Ocidental, podendo contribuir com a previsão da variabilidade climática interanual, com base na variação significativa do IOS e estudar a influência da NAO no clima da Amazônia Ocidental. Sabendo-se que à variação dos totais da precipitação e da temperatura do ar em regiões tropicais,

influenciam inúmeras atividades, a começar pelas agrícolas e hidrológicas, das quais tantas outras dependem, sendo gravemente afetadas pelas secas ou enchentes, ocasionando redução ou aumento das chuvas, trazendo repercussões adversas na geração de energia elétrica (redução) no nível de reservatórios e no aumento do número de queimadas. O presente estudo é de fundamental importância para o conhecimento da distribuição espacial da precipitação e temperatura do ar durante a ocorrência de eventos extremos.

Materiais e métodos

Neste trabalho foram utilizados dados diários de precipitação pluvial de 36 pontos de grade com resolução 2,5° latitude x 2,5° longitude, para o período de 1970 a 2001, provenientes da reanálise ERA-40 do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*), Figura 1. A mesma análise não foi possível ser realizada com dados observados, pois os dados disponíveis não são satisfatórios devido a falhas e não abrangem toda a área de estudo para o período analisado, não existindo dados observados disponíveis de estações meteorológicas para o Estado de Rondônia, uma vez que, a Amazônia Ocidental abrange os estados Amazonas, Acre, Rondônia e Roraima. Dados das anomalias anuais do IOS e NAO foram obtidos do site eletrônico do NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*), no período de 1970 a 2001. As análises estatísticas foram realizadas nos softwares *RClimDex* e Excel. A elaboração dos mapas foi realizada com o auxílio do *Surfer*. A partir dos dados da reanálise da temperatura do ar e de precipitação foram estimados com o *RClimDex* os índices de extremos climáticos para a Amazônia Ocidental, apresentados na Tabela 1 com suas definições conforme o *Expert Team on Climate Change Detection Monitoring and Indices (ETCCDMI)*.

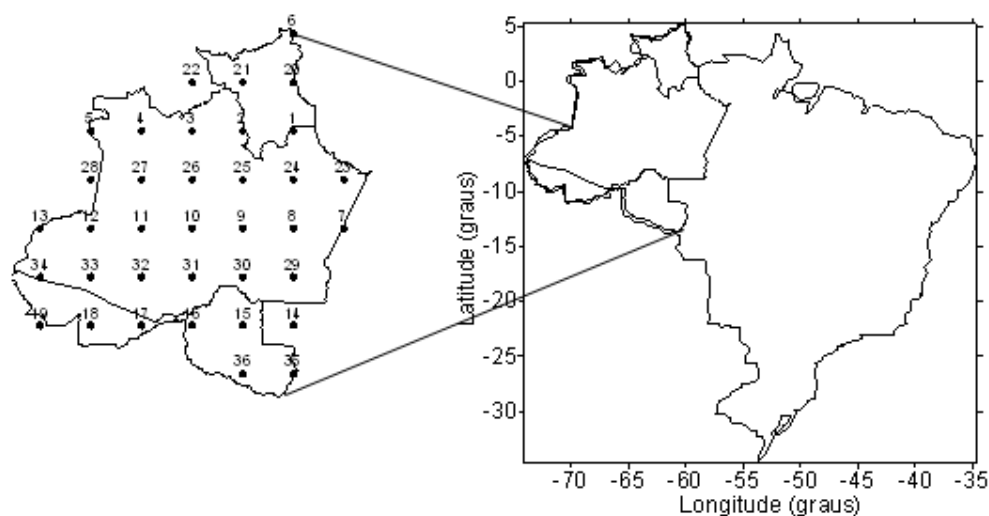


Figura 1. Distribuição espacial dos pontos de grade na Amazônia Ocidental e sua localização no Brasil.

Tabela 1. Índices climáticos dependentes da temperatura do ar e da precipitação pluvial diária, com suas definições e unidades. O RR é o valor da precipitação diária. RR > 1mm representa um dia úmido e RR < 1mm, um dia seco

Índices	Nome do Indicador	Definição	Unidade
TXx	Máxima da temperatura máxima	Valor máximo mensal da temperatura máxima diária	°C
TNx	Máxima da temperatura mínima	Valor máximo mensal da temperatura mínima diária	°C
TXn	Mínima da temperatura máxima	Valor mínimo mensal da temperatura máxima	°C
TNn	Mínima da temperatura mínima	Valor mínimo mensal da temperatura mínima diária	°C
DCS	Dias consecutivos secos	Número máximo de dias consecutivos com RR<1mm	Dias
DCU	Dias consecutivos úmidos	Número máximo de dias consecutivos com RR>1mm	Dias
SDII	Índice simples de intensidade diária	Média anual da precipitação quando PRCP≥1,0mm	mm
PRCPTOT	Precipitação total anual nos dias úmidos	Precipitação total anual nos dias úmidos (RR>1mm)	mm

O método usualmente conhecido para medir a correlação entre duas variáveis é o Coeficiente de Correlação Linear. Um dos mais notórios é o de Pearson. O coeficiente de correlação populacional (parâmetro) ρ e sua estimativa amostral estão intimamente relacionados com a distribuição normal bivariada, cuja função densidade de probabilidade é dada por:

$$f_{X,Y}(X, Y) = \frac{1}{2\pi\sigma_X\sigma_Y\sqrt{1-\rho^2}} \exp\left\{-\frac{1}{2(1-\rho^2)} \left[\left(\frac{X-\mu_X}{\sigma_X}\right)^2 - 2\rho\left(\frac{Y-\mu_Y}{\sigma_Y}\right) + \left(\frac{Y-\mu_Y}{\sigma_Y}\right)^2\right]\right\} \quad (1)$$

Sendo $\rho_{X,Y} = \rho = \frac{COV(X,Y)}{\sigma_X\sigma_Y} = \frac{\sigma_{X,Y}}{\sigma_X\sigma_Y}$ o parâmetro populacional onde:

$COV(X, Y)$ é a covariância entre X e Y

σ_X é o desvio padrão de X

σ_Y é o desvio padrão de Y

O Estimador de Máxima Verossimilhança é dado pela expressão:

$$\hat{\rho}_{X,Y} = \hat{\rho} = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(X_i - \bar{X})^2}{n}} \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(Y_i - \bar{Y})^2}{n}}} = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{n\hat{\sigma}_X\hat{\sigma}_Y} \quad (2)$$

Onde:

n é o número de observações da amostra

X é a média aritmética de X

Y é a média aritmética de Y

Outra forma de interpretar o coeficiente de correlação é em termos de $\hat{\rho}^2 = R^2$, denominado coeficiente de determinação ou de explicação. Quando multiplicado por 100, o $\hat{\rho}^2 = R^2$ fornece a percentagem da variação em Y (variável dependente), que pode ser explicada pela variação em X (variável independente), ou seja, o quanto de variação é comum às duas variáveis. O coeficiente de determinação é a relação entre a variação explicada pelo modelo linear ($\hat{Y} = \hat{\alpha} + \hat{\beta}X$, onde $\hat{\alpha}$ e $\hat{\beta}$ são constantes) e a variação total.

A significância do coeficiente de correlação estimado é verificada através de teste de hipóteses. A estatística para testar a hipótese $H_0 = \rho = 0$ contra $H_1 = \rho \neq 0$ tem distribuição t com n-2 graus de liberdade, ou seja:

$$t = \frac{\hat{\rho}\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-\hat{\rho}^2}} \sim t_{n-2} \quad (3)$$

O coeficiente de correlação de Pearson (r) ou coeficiente de correlação produto-momento ou o r de Pearson mede o grau da correlação linear entre duas variáveis quantitativas. É um índice adimensional com valores situados entre $-1,0$ e $1,0$ inclusive, que reflete a intensidade de uma relação linear entre dois conjuntos de dados. Adotou-se três níveis de confiança, ou seja, 90% que, para um conjunto de 32 anos (1970 a 2001) cada ano um par de dados, corresponde a valores de $1,69 \leq t < 2,04$ ($0,295 \leq r < 0,349$ ou $-0,349 \leq r < -0,295$), 95% com valores de $2,04 \leq t < 2,75$ ($0,349 \leq r < 0,449$ ou $-0,449 \leq r < -0,349$) e 99% correspondendo a $t \geq 2,75$ ($r \geq 0,449$ ou $r \leq -0,449$).

Resultados e discussão

As correlações de PRCPTOT com o IOS, Figura 2a apresentam-se de forma homogênea na Amazônia Ocidental, sobre a maior parte da região há aspectos comuns nessa resposta, à parte central indica o período de máxima correlação negativa de precipitação, apesar de apresentar poucas células com confiança estatística, pode afirmar-se que a Amazônia Ocidental realmente sofre um impacto consistente durante eventos provocados pelo IOS no sentido de diminuição da precipitação.

O índice IOS está correlacionado negativamente com SDII no sudoeste do Amazonas (Figura 2b) provavelmente relacionadas com anomalias de precipitação durante eventos *El Niño* que contribui com aumento de chuvas na região do Andes podendo afetar o oeste da Amazônia Ocidental, entretanto, é necessário fazer uma investigação mais aprofundada para compreender realmente as causas desta observação. Correlações positivas entre IOS e SDII foram observadas no estado do Acre e extremo sul do Amazonas e no nordeste do Amazonas. É bom ressaltar que estas áreas apesar de terem a mesma intensidade de precipitação diária ao

longo do ano e comportamento semelhante os sistemas responsáveis pelas chuvas são diferentes. As chuvas no nordeste do Amazonas são decorrentes da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), de linhas de instabilidade e convecção local, enquanto, no sul do Amazonas e no Acre são da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), sistemas frontais austrais e convecção local (Marengo e Nobre, 2009 e Reboita *et al.*, 2010). O noroeste, parte central e os extremos norte e sul da Amazônia Ocidental apresentaram correlações positivas com índice IOS, essa área apresenta diversos sistemas de tempo atuando em parte destas áreas, no sul tem-se ZCAS e sistemas frontais austrais, no norte ZCIT e sistemas de leste, porém as características da intensidade diária das chuvas ao longo do ano são semelhantes. Possivelmente as correlações positivas do SDII com o IOS estão relacionadas com anomalias de precipitação durante eventos *La Niña*, Figura 2b.

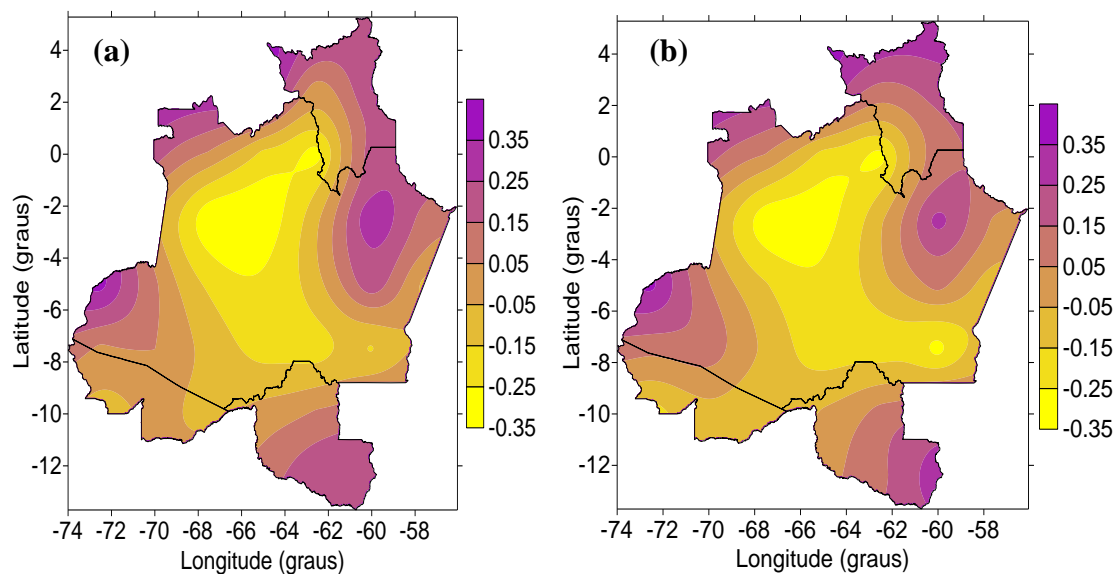


Figura 2. Correlação do IOS com PRCPTOT (a) e SDII (b) para a Amazônia Ocidental, período de 1970-2001.

Na Figura 3a, correlação entre o IOS e o DCS, observa-se que a parte central do Amazonas, estado do Acre e Roraima, apresenta correlações positivas com o Índice de Oscilação Sul, Figura 3a, resultando na diminuição das precipitações na região, nessa região o índice de chuvas é menor, a estação seca é bem definida, durante o final do outono e inverno do Hemisfério Norte. O extremo norte da Amazônia Ocidental e quase todo estado de Rondônia e pequena área do Amazonas não apresentam correlações significativas do índice DCS e o IOS.

As correlações entre DCU e IOS são mostradas na Figura 3b. Observam-se valores positivos com confiança estatística (Tabela 2) no nordeste e sudeste da Região e um núcleo negativo na parte noroeste da Amazônia Ocidental. Esta configuração concorda com as observadas para PRCPTOT, SDII e DCS reforçando uma possível influência de dipolo na direção zonal do ENOS na precipitação da Amazônia Ocidental.

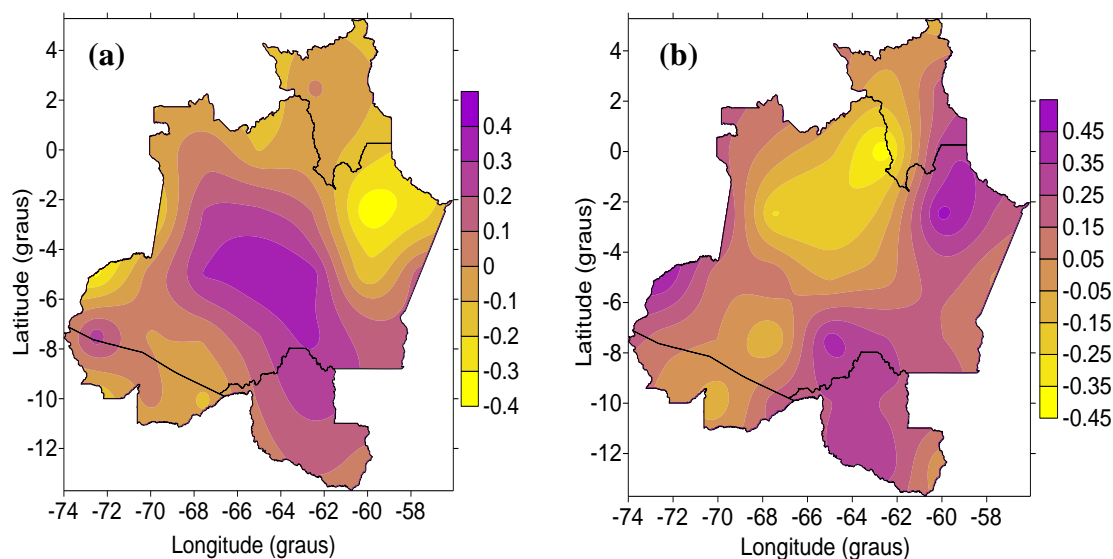


Figura 3. Correlação do IOS com os índices Dias consecutivos secos-DCS (a) e Dias consecutivos úmidos- DCU (b) para a Amazônia Ocidental, período de 1970-2001.

A Tabela 2 apresenta as correlações dos índices climáticos de precipitação pluvial com o IOS, para a Amazônia Ocidental e o nível de confiança estatística em cada célula estudada. O índice TNn está negativamente correlacionado com a Oscilação Sul de forma mais abrangente na parte central e sul de Roraima, sugerindo que o resfriamento na Amazônia Ocidental está associado com o aumento do IOS, ou seja resfriamento da água do Pacífico Equatorial, Figura 4a. Verificam-se correlações negativas com confiança estatística do índice TNx e o índice IOS na Amazônia Ocidental, Figura 4b, ou seja, menor IOS maior temperatura máxima das mínimas. Isto ocorre devido à influência do *El Niño* nestas regiões produzindo maior ganho de radiação solar na superfície que leva a maior evaporação, conseqüentemente elevando a temperatura mínima noturna.

Tabela 2. Correlações dos índices de precipitação pluvial, para a Amazônia Ocidental, período de 1970-2001. Valores críticos para o Teste t de Student: * $t \geq 1,69$ 90% de confiabilidade; ** $t \geq 2,04$ 95% de confiabilidade; *** $t \geq 2,75$ 99% de confiabilidade.

Long.	Lat.	PRCPTOT	SDII	DCU	DCS	Long.	Lat.	PRCPTOT	SDII	DCU	DCS
-60	0	0.2	0.11	0.31*	-0.14	-72.5	-10	-0.1	-0.2	0.03	-0.21
-62.5	0	-0.29	-0.29	-0.42***	-0.04	-60	2.5	0.25	0.2	0.2	-0.08
-65	0	-0.18	-0.2	-0.12	-0.11	-62.5	2.5	0	0.1	-0.11	0.02
-67.5	0	0.04	0.04	0.02	0.08	-65	2.5	0.45**	0.37**	0.15	-0.22
-70	0	0.2	0.19	0.18	-0.07	-57.5	-2.5	0.11	0.03	0.23	-0.25
-60	5	0.22	0.31*	-0.09	-0.14	-60	-2.5	0.34*	0.29	0.49***	-0.38**
-57.5	-5	-0.08	-0.12	0.02	0.17	-62.5	-2.5	-0.07	-0.06	-0.1	0.1
-60	-5	0.23	0.09	0.19	-0.19	-65	-2.5	-0.31*	-0.28	-0.24	0.22
-62.5	-5	-0.08	-0.09	0	0.34*	-67.5	-2.5	-0.33*	-0.32*	-0.26	0.21
-65	-5	-0.23	-0.23	-0.07	0.36**	-70	-2.5	-0.04	-0.06	0.33*	-0.27
-67.5	-5	-0.17	-0.14	0.13	0.31*	-60	-7.5	-0.16	-0.29	0.15	0.16
-70	-5	0.07	0.06	0.09	0.04	-62.5	-7.5	-0.2	-0.2	0.26	0.32*
-72.5	-5	0.39**	0.38**	0.45***	-0.33*	-65	-7.5	-0.19	-0.21	0.40**	0.19
-60	-10	0.15	0.2	0.24	0.17	-67.5	-7.5	-0.08	-0.07	-0.15	0.01
-62.5	-10	0.07	0.09	0.24	0.26	-70	-7.5	0.05	0.12	0.05	-0.01
-65	-10	-0.01	-0.04	0.25	0.11	-72.5	-7.5	0.03	0.08	0.1	0.26
-67.5	-10	-0.08	-0.15	0.2	-0.12	-60	-12.5	0.22	0.30*	-0.04	0.07
-70	-10	-0.03	-0.08	-0.1	0.04	-62.5	-12.5	0.24	0.12	0.31**	0.13

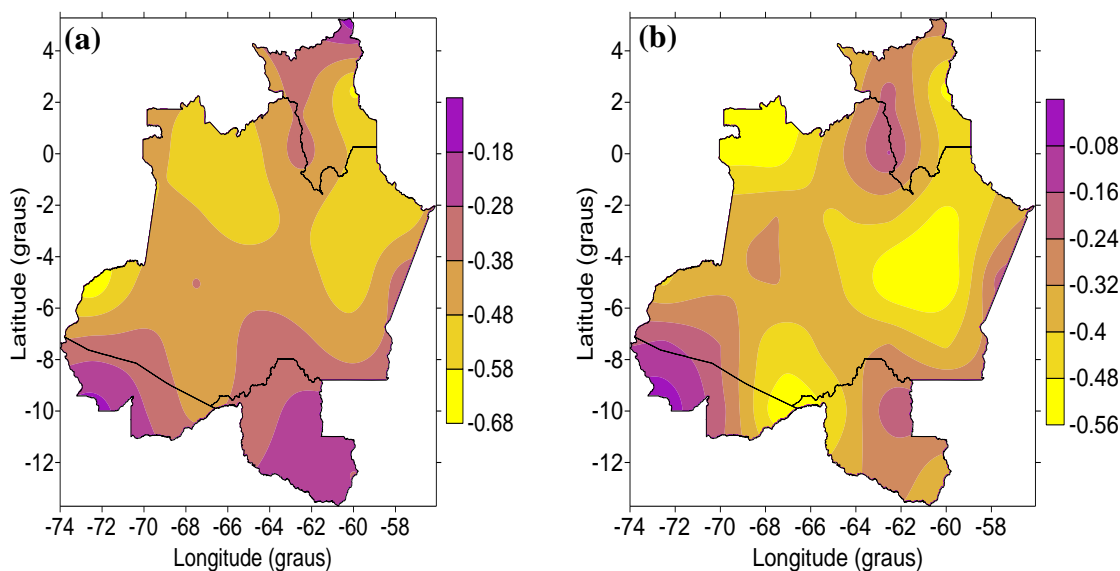


Figura 1. Correlação do IOS com os índices Tn (a) e TNx (b), para a Amazônia Ocidental, período de 1970-2001.

O índice TXn está correlacionado negativamente com o IOS na parte norte, Figura 5a, as causas destas correlações são semelhantes as dos índices TNn e TNx. O índice TXx está correlacionado negativamente com o IOS na parte nordeste da região, Figura 5b.

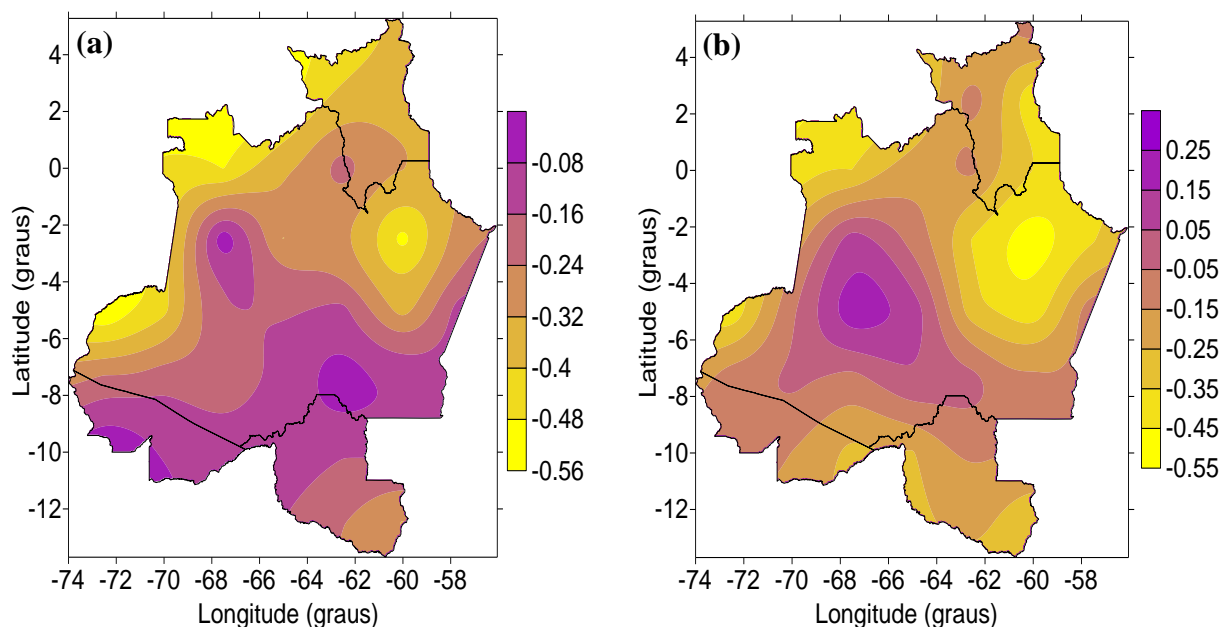


Figura 5. Correlação do índice TXn (a) e TXx (b), para a Amazônia Ocidental com IOS, período 1970-2001.

A Tabela 3 apresenta as correlações dos índices climáticos de temperatura do ar com o IOS, para a Amazônia Ocidental e o nível de confiança estatística em cada célula estudada.

Na Amazônia Ocidental verifica-se que a precipitação total (PRCPTOT) na parte noroeste da Amazônia Ocidental está positivamente correlacionada com a NAO apresentando área com confiabilidade estatística igual e superior a 90% (limite adotado nessa pesquisa), Figura 6a. A NAO apresenta correlação positiva com confiabilidade estatística com o índice simples de intensidade diária (SDII) apenas com a parte central da Amazônia Ocidental, Figura 6b, durante esta fase positiva da NAO, o gradiente meridional de pressão torna-se intenso contribuindo para o fortalecimento de ventos na região.

Tabela 3. Correlações dos índice de temperatura do ar, para a Amazônia Ocidental, período de 1970-2001. Valores críticos para o Teste t de Student: * $t \geq 1,69$ 90% de confiabilidade; ** $t \geq 2,04$ 95% de confiabilidade; *** $t \geq 2,75$ 99% de confiabilidade.

Long.	Lat.	TNn	TNx	TXn	TXx	Long.	Lat.	TNn	TNx	TXn	TXx
-60	0	-0.49***	-0.42***	-0.32*	-0.35**	-72.5	-10	-0.12	-0.02	-0.01	-0.08
-62.5	0	-0.33*	-0.15	-0.2	-0.13	-60	2.5	-0.60***	-0.51***	-0.37**	-0.43**
-65	0	-0.53***	-0.35***	-0.34*	-0.2	-62.5	2.5	-0.35**	-0.22*	-0.38**	-0.11
-67.5	0	-0.49***	-0.52***	-0.48***	-0.35**	-65	2.5	-0.48***	-0.47***	-0.53***	-0.39**
-70	0	-0.47***	-0.51***	-0.46***	-0.42**	-57.5	-2.5	-0.53***	-0.36***	-0.28	-0.36**
-60	5	-0.15	-0.29**	-0.38**	-0.11	-60	-2.5	-0.56***	-0.51***	-0.50***	-0.51***
-57.5	-5	-0.29*	-0.18	-0.12	-0.08	-62.5	-2.5	-0.46***	-0.39***	-0.30*	-0.36**
-60	-5	-0.55***	-0.56***	-0.35**	-0.41**	-65	-2.5	-0.55***	-0.42***	-0.32*	-0.09
-62.5	-5	-0.42**	-0.54***	-0.14	-0.31*	-67.5	-2.5	-0.47***	-0.32**	-0.03	0.11
-65	-5	-0.40**	-0.38***	-0.17	0.11	-70	-2.5	-0.49***	-0.34***	-0.46***	-0.22
-67.5	-5	-0.37**	-0.32***	-0.17	0.21	-60	-7.5	-0.45***	-0.41***	-0.09	-0.12
-70	-5	-0.46***	-0.33***	-0.42**	-0.07	-62.5	-7.5	-0.35**	-0.31**	-0.03	-0.01
-72.5	-5	-0.67***	-0.42***	-0.55***	-0.43**	-65	-7.5	-0.36**	-0.35***	-0.14	0.03
-60	-10	-0.22	-0.22*	-0.14	-0.17	-67.5	-7.5	-0.45***	-0.46***	-0.2	-0.1
-62.5	-10	-0.25	-0.19	-0.15	-0.13	-70	-7.5	-0.34*	-0.24	-0.19	-0.03
-65	-10	-0.34**	-0.47***	-0.11	-0.26	-72.5	-7.5	-0.33*	-0.14	-0.22	-0.08
-67.5	-10	-0.41**	-0.53***	-0.13	-0.28	-60	-12.5	-0.28	-0.39***	-0.32*	-0.32*
-70	-10	-0.27	-0.21	-0.09	-0.15	-62.5	-12.5	-0.24	-0.28**	-0.24	-0.22

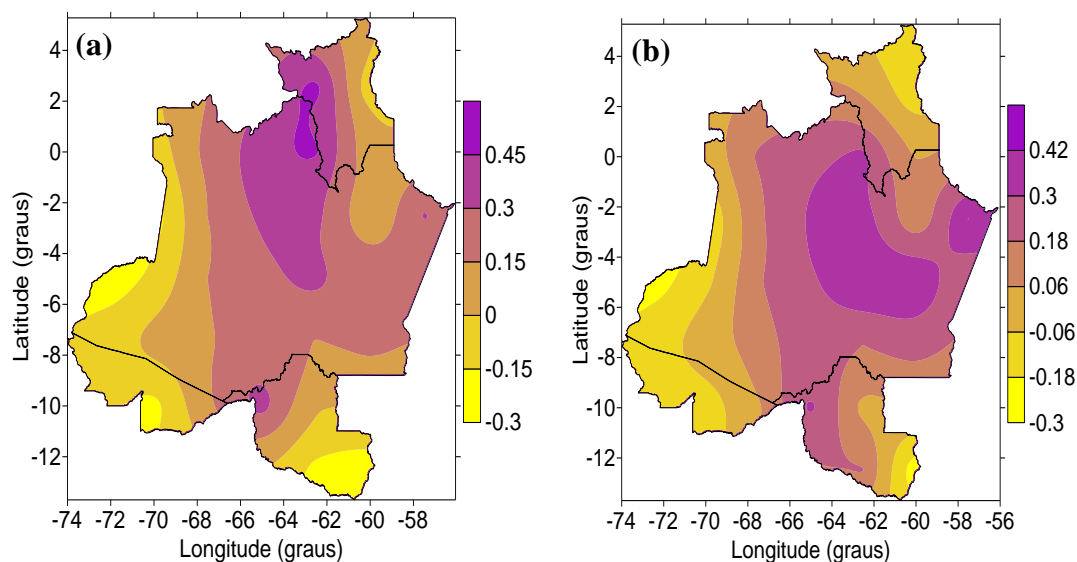


Figura 6. Correlação da NAO com os índices PRCPOT (a) e SDII (b) para a Amazônia Ocidental, período de 1970-2001.

No extremo norte da Amazônia Ocidental o índice Dias consecutivo seco (DCS) está negativamente correlacionada com a Oscilação do Atlântico Norte, Figura 7a, verifica-se que esta área é influenciada pelas condições atmosféricas e oceânicas do Atlântico, sendo que os dias consecutivos secos estão associados ao aquecimento do Oceano Atlântico Norte, que enfraquece a NAO. A Figura 7b mostra o campo dos coeficientes de correlações entre os Dias consecutivos úmidos (DCU) e a NAO, observam-se poucas áreas com correlações estatisticamente significativas, apenas um núcleo no sudoeste da Amazonas.

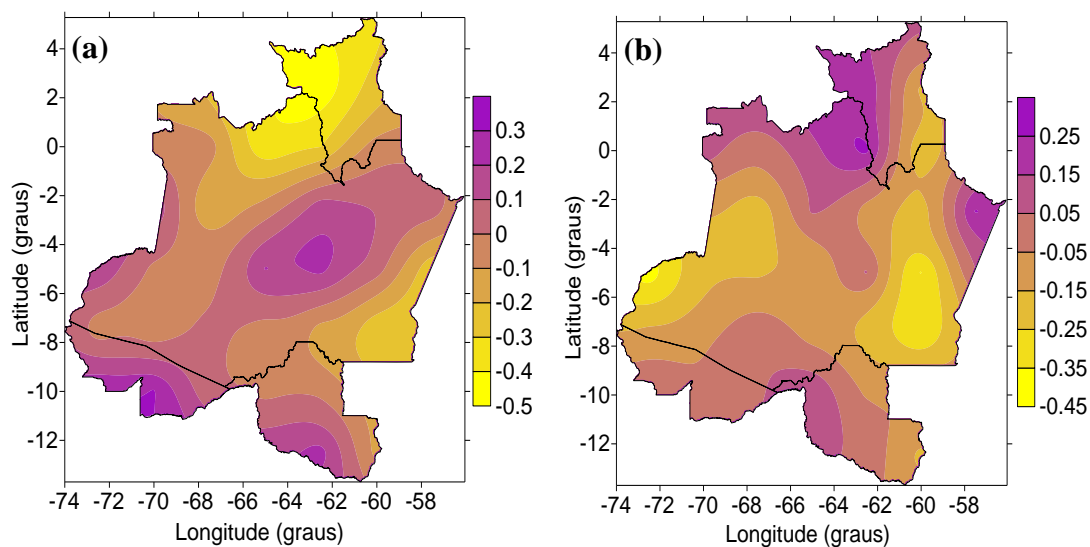


Figura 7. Correlação da NAO com os índices Dias consecutivos secos (a) e Dias consecutivos úmidos (b) para a Amazônia Ocidental, período de 1970-2001.

A Tabela 4 apresenta as correlações dos índices de precipitação com a NAO. As correlações do índice NAO e o índice TNn, apresentam algumas correlações negativas com confiança estatística (Tabela 5), distribuídas na Amazônia Ocidental indicando uma diminuição de TNn com o aumento do NAO, o que produz uma intensificação dos ventos alísios de nordeste que pode advectar ar mais frio do Oceano Atlântico na Amazônia Ocidental, Figura 8a. O índice TXx está correlacionado negativamente com a NAO com confiança estatística no centro e noroeste da Região, Figura 8b. A NAO intensificada pode advectar ar menos quente na Amazônia Ocidental e a NAO enfraquecida pode levar a um abrandamento dos ventos alísios de nordeste no Atlântico Tropical. No Equador/Amazônia as temperaturas são sempre elevadas e também há uma grande recirculação do ar entre a costa litorânea e a região ocidental (mais de 2000 km, 1-2 dias de tempo de viagem das massas de ar) (Coehn *et al.*, 1989; Coehn *et al.*, 1995).

Tabela 4. Correlações dos índices de precipitação pluvial para a Amazônia Ocidental, período de 1970-2001. Valores críticos para o Teste t de Student: * $t \geq 1,69$ 90% de confiabilidade; ** $t \geq 2,04$ 95% de confiabilidade; *** $t \geq 2,75$ 99% de confiabilidade.

Long.	Lat.	PRCPTOT	DCU	DCS	SDII
-60	0	0.07	-0.22	0.33*	0.05
-62.5	0	0.47***	0.27	0.15	0.33*
-65	0	0.37**	0.12	0.19	0.25
-60	-5	0.22	-0.35***	0.23	0.39**
-62.5	-5	0.33*	0.06	-0.38**	0.38**
-67.5	-5	0.15	-0.16	-0.34*	0.17
-72.5	-5	-0.29	-0.40**	0.26	-0.23
-65	-10	0.35**	0.14	0.29	0.32*
-67.5	-10	0.12	0.03	0.30*	0.04
-60	2.5	-0.09	-0.16	0.35**	-0.14
-62.5	2.5	0.49***	0.22	0.18	0.05
-57.5	-2.5	0.31*	0.26	0.01	0.42**
-60	-2.5	0.02	-0.19	0.31*	0.09
-62.5	-2.5	0.33*	-0.09	-0.06	0.34*
-65	-2.5	0.32*	0.06	-0.21	0.31*
-60	-7.5	0.19	-0.34*	-0.04	0.23
-72.5	-7.5	-0.03	-0.12	-0.33*	-0.1

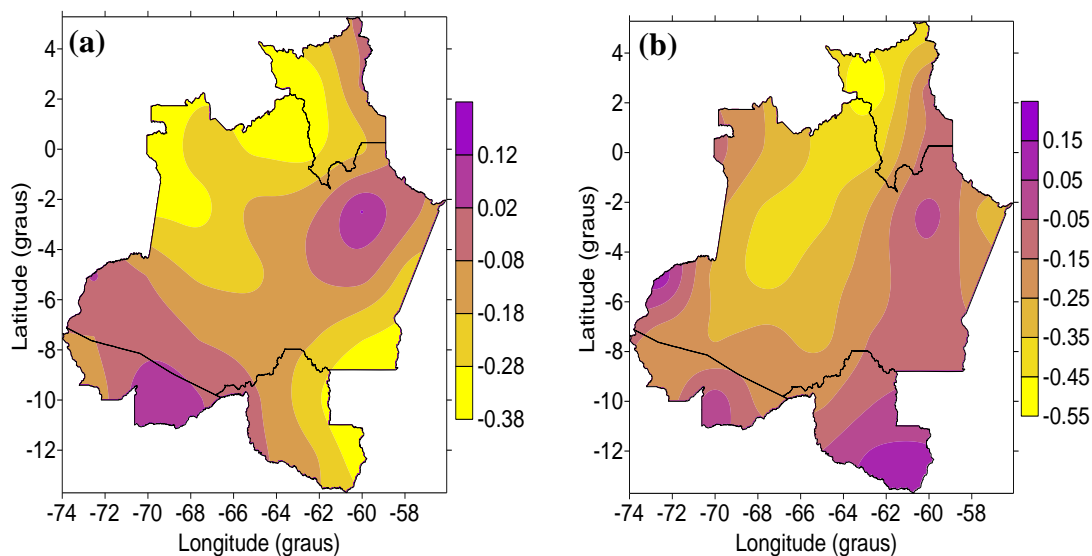


Figura 8. Correlação da NAO com os índices Tn (a) e Tx (b) para a Amazônia Ocidental, período de 1970-2001.

Tabela 25. Correlações dos índices de temperatura do ar para a Amazônia Ocidental, período de 1970-2001. Valores críticos para o Teste t de Student: * $t \geq 1,69$ 90% de confiabilidade; ** $t \geq 2,04$ 95% de confiabilidade; *** $t \geq 2,75$ 99% de confiabilidade.

Long	Lat	TXx	TNn	Long	Lat	TXx	TNn
-62.5	0	-0.39**	-0.33*	-62.5	2.5	-0.52***	-0.36**
-65	0	-0.36**	-0.29	-65	2.5	-0.37**	-0.31*
-70	0	-0.1	-0.35**	-65	-2.5	-0.37**	-0.14
-60	5	-0.40**	-0.05	-67.5	-2.5	-0.38**	-0.31*
-67.5	-5	-0.38**	-0.2	-70	-2.5	-0.23	-0.29*
-60	-10	-0.01	-0.43**	-60	-12.5	0.07	-0.33*

O índice TNx apresentam-se negativamente correlacionados com a NAO no noroeste e sudeste, Figura 9a, mostrando que a temperatura tende a diminuir nesta área, sugerindo que NAO mais intensa incide menores temperaturas máximas das mínimas, provavelmente devido a intensificação dos ventos alísios de nordeste. O índice TXn está correlacionado negativamente com a NAO na parte central, Figura 9b e com a IOS na parte norte, Figura 5a, as causas destas correlações são semelhantes as dos índices TNn e TNx, Tabela 6.

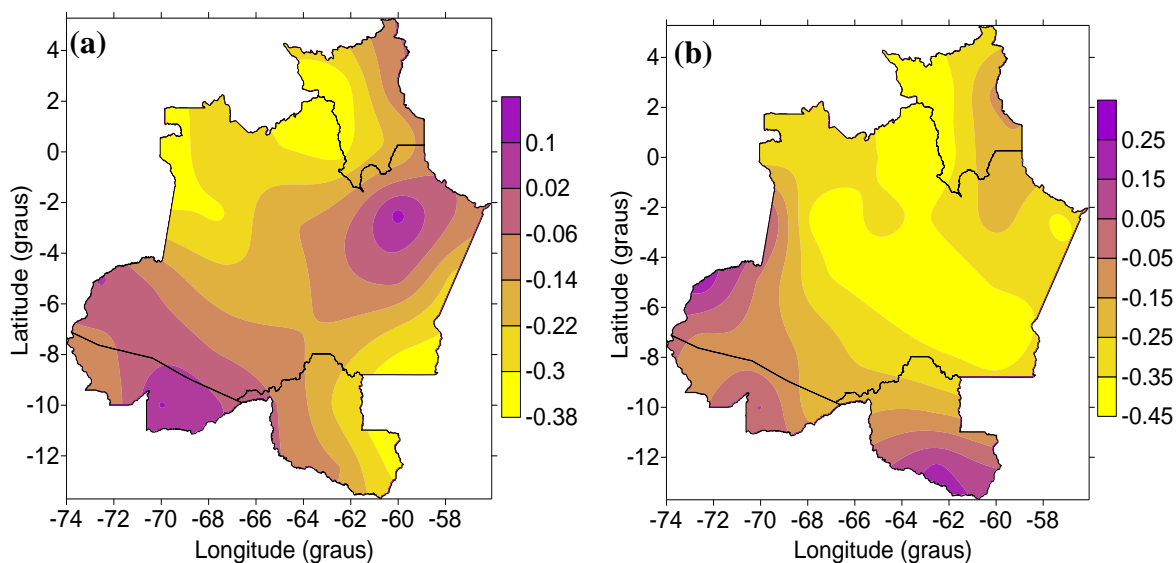


Figura 9. Correlação da NAO com os índices TNx (a) e TXn (b) para a Amazônia Ocidental, período de 1970-2001.

Tabela36. Correlações dos índices de temperatura do ar para a Amazônia Ocidental, período de 1970-2001. Valores críticos para o Teste t de Student: * $t \geq 1,69$ 90% de confiabilidade; ** $t \geq 2,04$ 95% de confiabilidade; *** $t \geq 2,75$ 99% de confiabilidade.

Long.	Lat.	TXn	Long.	Lat.	TXn	Long.	Lat.	TNx	Long.	Lat.	TNx
-62.5	0	-0.44**	-57.5	-5	-0.34*	-62.5	0	-0.38***	-67.5	0	-0.23*
-65	0	-0.35**	-60	-5	-0.34*	-65	0	-0.31**	-57.5	-5	-0.28**
-65	-5	-0.38**	-62.5	-5	-0.43**	-70	0	-0.26*	-67.5	-5	-0.28**
-67.5	-5	-0.33*	-57.5	-2.5	-0.36**	-60	5	-0.18	-60	-10	-0.29**
-62.5	2.5	-0.44**	-60	-2.5	-0.21	-70	-5	-0.28**	-62.5	-10	-0.33**
-65	2.5	-0.33*	-60	-7.5	-0.39**	-65	-10	-0.35***	-65	-2.5	-0.28**
-62.5	-2.5	-0.34*	-62.5	-7.5	-0.36**	-67.5	-10	-0.23*	-67.5	-2.5	-0.39***
-65	-2.5	-0.32*	-65	-7.5	-0.30**	-70	-10	-0.04	-65	-7.5	-0.27**
-67.5	-2.5	-0.44**				-72.5	-10	-0.29**	-67.5	-7.5	-0.24*
Long.	Lat.	TNx	Long.	Lat.	TNx	Long.	Lat.	TNx	Long.	Lat.	TNx
-62.5	2.5	-0.49***	-60	-13	-0.39***	-70	-2.5	-0.26**	-72.5	-7.5	-0.30**
-65	2.5	-0.27**	-62.5	-13	-0.30**	-70	-7.5	-0.25**			

A NAO possui variabilidade irregular, com variações de ano para ano, mas também exibe uma tendência de permanecer na mesma fase durante alguns anos. Correlações positivas sem confiabilidade estatística foram observadas em uma grande extensão da Amazônia Ocidental. Correlações negativas, que possivelmente estão associadas ao déficit de chuvas na Amazônia Ocidental, foram encontradas no extremo sul e oeste. Com exceção de pequenas áreas não foi observado influência da NAO no índice PRCPTOT. Entretanto, a variação anual de precipitação estar relacionada, pelo menos indiretamente, à NAO porque os fortes ventos alísios do Atlântico que trazem umidade para a Amazônia estão associados com o deslocamento para o sul da ZCIT, a qual, por sua vez, está relacionada a uma distribuição anômala da TSM do Atlântico (Moura e Shukla, 1981; Nobre e Shukla, 1996).

Rajagopalan *et al.*, (1999) apresentam evidências estatísticas de que as TSMs do subtropical do Atlântico Sul tropical estão associadas às variações da NAO. Esta conexão configura funcionar por meio do impacto das TSMs do Atlântico Sul sobre a precipitação amazônica; esta última influência a NAO por meio das teleconexões atmosféricas ou mudanças na célula de Hadley (Robertson *et al.*, 2000).

As teleconexões estão associadas a causas naturais, em uma fase de tempo de 100 anos, podem ser observados diferentes padrões de oscilação, em escala interanual e interdecadais que em suas fases negativas e positivas apresentam configuração diferente em várias regiões que experimentam anos anormalmente chuvosos e relativamente mais quentes, e também valores deficitários de precipitação e temperaturas mais baixas.

Algumas evidências observacionais relacionaram a descarga do Rio Amazonas e o índice de NAO. O desmatamento na Amazônia ocidental também tem exercido contrastes na precipitação com mudanças no uso e cobertura da terra. De acordo com Soares-Filho *et al.* (2006) e Sampaio *et al.* (2007) as projeções futuras de desflorestamento da Amazônia, são baseados em cenários de usos da terra do tipo “business-as-usual”, os quais consideram que as tendências observadas de desflorestamentos recentes irão continuar no futuro, isto é, os planos de pavimentação e construção de rodovias na região serão cumpridos, haverá diminuição de áreas de reservas e a política de conservação de áreas protegidas não se mantêm com o tempo. A maior parte desses estudos considera que o desmatamento produz significativa redução da precipitação na Amazônia (Sampaio *et al.*, 2007). As mudanças no uso da terra enfraquece o ciclo hidrológico na Amazônia, alterando o clima local.

Conclusões

As correlações de PRCPTOT com o IOS apresentaram-se de forma homogênea na Amazônia Ocidental. As correlações entre o índice DCU e o IOS apresentaram valores positivos com confiança estatística no nordeste e sudeste da região e um núcleo negativo na parte noroeste da Amazônia Ocidental. Esta configuração concorda com as observadas para PRCPTOT, SDII e DCS reforçando uma possível influência de dipolo na direção zonal do ENOS na precipitação da Amazônia Ocidental.

Observou-se que quanto menor for o IOS ocorre aumento da temperatura, isto acontece devido à influência do El Niño nestas regiões produzindo maior ganho de radiação solar na superfície. É notório que a variabilidade interanual do sistema hidroclimatológico está fortemente relacionada ao El Niño/Oscilação Sul.

A variação anual de precipitação configura estar relacionada, pelo menos indiretamente, à NAO porque os fortes ventos alísios do Atlântico que trazem umidade para a Amazônia estão associados com o deslocamento para o sul da ZCIT e que os dias consecutivos secos estão associados ao aquecimento do Oceano Atlântico Norte, que enfraquece a NAO. Observou-se que a NAO intensificada pode advectar ar menos quente na Amazônia Ocidental e a NAO enfraquecida pode levar a um abrandamento dos ventos alísios de nordeste no Atlântico Tropical.

Referências

- Andreoli, R.V., 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*, **22**(1), 63-74.
- Angulo-Martínez, M., Beguería, S. (2012) Do atmospheric teleconnection patterns influence rainfall erosivity? A study of NAO, MO and We MO in NE Spain, 1955–2006. *Journal of Hydrology*, **450**(451), 168-179.

- Coehn, J.C.P., Silva Dias, M.A.F., Nobre, C.A., (1989) Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia, *Climanálise: Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, **4**(11), 34-40.
- Coehn, J.C.P., Silva Dias, M.A.F., Nobre, C.A., (1995) Environmental conditions associated with Amazonian Squall Lines: a case study, *Monthly Weather Review*, **123**(11), 3163-3174.
- Esteban-Parra, M.J., Rodrigo, F.S., Castro-Díez, Y. (1998) Spatial and temporal patterns of rainfall in Spain for the period 1880–1992, *International Journal of Climatology*, **18**(2), 1557–1574.
- Garson, G. David. (2009) Testing of Assumptions, from Statnotes: Topics in Multivariate Analysis, *Retrieved*, **18**(24).
- González-Hidalgo, J.C., Lopez-Bustins, J.A., Štěpánek, P., Martín-Vide, J., De Luis, M. (2009) Monthly rainfall trends on the Mediterranean fringe of the Iberian peninsula during the second-half of the twentieth century (1951-2000), *International Journal of Climatology*, **29**(3), 1415-1429.
- González-hidalgo, J.C., Brunetti, M., De Luis, M. (2010) Precipitation trends in Spanish hydrological divisions, 1946–2005, *Climate Research*, **43**(3), 215–228.
- IPMA, Instituto Português do Mar e da Atmosfera. Área educativa (2014) NAO (North Atlantic Oscillation - Oscilação do Atlântico Norte). Acesso em: 22 de março de 2014. Disponível em: <http://www.ipma.pt/pt/educativa/tempo.clima/index.jsp?page=clima.nao.xml>
- Kayano, M.T., Andreoli, R. V., Souza, R.A.F. (2011) Evolving anomalous SST patterns leading to ENSO extremes: relations between the tropical Pacific and Atlantic Oceans and the influence on the South American rainfall, *International Journal of Climatology*, **31**(2), 1119-1134.
- Lopez-Bustins, J.A., Martín-Vide, J., Sanchez-Lorenzo, A. (2008) Iberia winter rainfall trends based upon changes in teleconnection and circulation patterns, *Global Planet Change*, **63**(5), 171-176.
- López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Angulo-Martínez, M., Beguería, S., EL-Kenawy, A. (2010) Trends in daily precipitation on the north eastern Iberian Peninsula, 1955–2006, *International Journal of Climatology*, **30**(6), 1026–1041.
- Marengo, J.A., Nobre, C.A. (2009) Clima da Região Amazônica. In: Cavalcanti, I.F.A.; Ferreira, N.J., Justi Da Silva, M. G.A.; Silva Dias, M.A.F. (Eds.). *Tempo e Clima no Brasil*, São Paulo: Oficina de Textos, 197-212.
- Marengo, J.A., Nobre, C., Tomasella, J., Marcos, O.; Sampaio, G., Camargo, H., Alves, L. M. (2008) The drought of Amazonia in 2005, *Journal of Climate*, **21**(3), 495-516.
- Moore, D.S. (2007) *The Basic Practice of Statistics*. 6. ed., W. H. Freeman and Company, New York.
- Moura, A.D., Shukla, J. (1981) On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **38**(5), 2653-2675.
- Nobre, P., Shukla, J. (1996) Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America, *Journal of Climate*, **31**(9), 2464–2479.
- Paredes, D., Trigo, R.M., García-Herrera, R.; Franco-Trigo, I. (2006), Understanding rainfall changes in Iberia in early spring: weather typing and storm-tracking approaches, *Journal of Hydrometeorology*, **20**(5), 101-113.
- Rajagopalan, B., Kushnir, Y., Tourre, Y.M. (1999) Observed decadal midlatitude and tropical Atlantic climate variability, *Geophysical Research Letters*, **25**(4), 3967–3970.
- Reboita, M.S., Gan, M.A.; Rocha, R.P., Ambrizzi, T. (2010) Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica, *Revista Brasileira de Meteorologia*, **25**(2), 185-204.
- Robertson, A.W., Mechoso, C.R., Kim, Y.-J. (2000) The influence of Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies on the North Atlantic Oscillation, *Journal of Climate*, **13**(2), 122-138.
- Rodrigo, F.S. (2010) Changes in the probability of extreme daily precipitation observed from 1951 to 2002 in the Iberian Peninsula, *International Journal of Climatology*, **30**(3), 1512–1525.
- Rodrigues-Fonseca, B., Polo, I., Garcia-Serrano, J., Losada, T., Mohino, E.; Mechoso, C.R., Kucharski, F. (2009), Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO events in recent decades? *Geophysical Research Letters*, **36**(7), 4012-4017.
- Sampaio, G., Nobre, C., Costa, M.H., Satyamurty, P., Soares-Filho, B.S., Cardoso, M.F. (2007), Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion, *Geophysical Research Letters*, **34**(6), 1-7.

- Soares-Filho, B.S., Nepstad, D.C., Curran, L.M., Cerqueira, G.C., Garcia, R.A., Ramos, C.A., Voll, E., Mcdonald, C., lefevre, P., schlesinger, P.(2006) Modelling conservation in the Amazon basin, *Nature*, **440**(6), 520-523.
- Wang, C. (2006) An overlooked feature of tropical climate: Inter-Pacific-Atlantic variability. *Geophysical Research Letters*, **33**(5), L12702, doi:10.1029/2006GL0 26324.
- Yoon, J.-H., Zeng, N. (2010) An Atlantic influence on Amazon rainfall. *Climate Dynamics*, **34**(3), 249-264.
- Zeng, N., Jin-Ho, Y., Mariotti, A.R., Swenson, S. (2008) Variability of Basin-Scale Terrestrial Water storage from a PER Water Budget Method: The Amazon and the Mississippi, *Journal of Climate*, **21**(2), 248-264.