

Diagnóstico da Precipitação e EVI em Dois Eventos de Seca no Nordeste do Brasil *Diagnosis of Precipitation and EVI in Two Drought Events on Northeast Brazil*

Washington Luiz Félix Correia Filho¹, Tatiana Vanessa dos Santos², Anacleto Marito Diogo³, Ricardo Ferreira Carlos de Amorim⁴

¹ Universidade Federal de Alagoas (Pesquisador Colaborador), w.correia.filho@hotmail.com

² Universidade Federal de Alagoas, tatinessasantos@gmail.com

³ Universidade Federal de Alagoas, anacletomarito@gmail.com

⁴ Universidade Federal de Alagoas, rfcamorim@gmail.com

Recebido (Received): 26/10/2017

Aceito (Accepted): 04/06/2018

Resumo: A resposta da vegetação é um dos indicadores utilizados na avaliação da dinâmica da Seca no Nordeste do Brasil (NEB), muito recorrente nos últimos vinte anos. Neste trabalho, o objetivo geral foi diagnosticar a precipitação e *Enhanced Vegetation Index* (EVI) em dois eventos de seca no NEB. Foram utilizados dados de acumulados mensais de precipitação e de EVI mensal, durante os anos de 2011-2012 (La Niña) e 2015-2016 (El Niño), para avaliar estes eventos de seca. No La Niña de 2011-2012, o padrão anômalo no Oceano Atlântico Tropical favoreceu a irregularidade e nos baixos índices de precipitação sobre o NEB. Este efeito é constatado principalmente no Semiárido, com valores de precipitação inferiores a 25 mm.mês⁻¹. O EVI apontou diminuição na perda de biomassa entre os meses de março a setembro nessa região, com valores inferiores a 0,3, provocados pela estiagem. Durante o El Niño de 2015-2016, houve um acréscimo sutil na precipitação em relação ao La Niña de 2011-2012, principalmente no mês de janeiro. Em janeiro, os sistemas frontais desprendidos da Zona de Convergência do Atlântico Sul, e também, de uma tempestade tropical contribuíram para precipitação expressiva na região, em especial no Semiárido, que registrou valores superiores a 350mm. Esta precipitação contribuiu para o aumento do teor vegetativo nesse período, com valores de EVI entre 0,2 a 0,5, que minimizou os efeitos da seca. Concluiu-se que os dois eventos apresentaram forte irregularidade na precipitação que resultou na expansão e agravamento das estiagens, principalmente no Semiárido.

Palavras-Chave: Semiárido; Ciclone Tropical; ZCAS; ENOS.

Abstract: The vegetation response is the indicator used to assess drought dynamics in Northeast Brazil (NEB), which has had recurring droughts in the last twenty years. In this work, the general objective was to diagnose the precipitation and *Enhanced Vegetation Index* (EVI) in two drought events in NEB. Accumulated monthly precipitation data and monthly EVI data during the years 2011-2012 (La Niña) and 2015-2016 (El Niño) were used to evaluate these drought events. In La Niña of 2011-2012, the anomalous pattern in the Tropical Atlantic Ocean was due to irregularities and low precipitation rates in NEB. This effect is mainly observed in the semiarid region, which had precipitation values below 25 mm.month⁻¹. The EVI showed a decrease in lost biomass between March and September in this region with values lower than 0.3 due to drought. During the El Niño of 2015-2016, there was a subtle increase in precipitation compared to La Niña of 2011-2012, mainly in January. In January, frontal systems detached from the South Atlantic Convergence Zone and from a tropical cyclone, contributed to significant precipitation in the region, especially in the semiarid region, which recorded values higher than 350 mm. This precipitation contributed to increased vegetative content during this period, with EVI values between 0.2 and 0.5, minimizing the drought effects. It was concluded in two events showed that the strong variability on the precipitation regime resulted in the expansion and aggravation of droughts, mainly in the semiarid region.

Keywords: Semiarid; Tropical Cyclone; SACZ; ENSO.

1. Introdução

Há séculos a sociedade convive com a problemática da seca meteorológica (escassez de chuvas) (MISHRA e SINGH, 2010), no entanto, as consequências provenientes de seus impactos resultaram no êxodo de populações, bem como a extinção da fauna e flora (ROSE, 1980; CAHILL *et al.*, 2012). Os impactos associados a este evento tornam a sociedade mais vulnerável e susceptível aos efeitos do clima, comprometendo sua qualidade de vida (TONI e HOLANDA, 2008; SIETZ, 2014).

No Brasil, esse tema é tratado como de relevância Nacional, devido aos eventos recorrentes, principalmente na Região Nordeste do Brasil (NEB) (GUTIÉRREZ *et al.*, 2014). De acordo com a Confederação Nacional dos Municípios Brasileiros, entre os anos de 2012 a 2015, estima-se um prejuízo de aproximadamente R\$ 103,5 bilhões (US\$ 30 bilhões), afetando cerca de 33,4 milhões de pessoas, ocasionados pela seca. E no ano de 2015, o setor

agrícola registrou perdas de aproximadamente de US\$ 6 bilhões, considerada a pior seca dos últimos 50 anos (MARENGO *et al.*, 2016). Com base no Atlas Brasileiro de Desastres Naturais (CEPED, 2012), este tipo de desastre representa cerca de 48% do total de eventos no país, dos quais 56,7% destes ocorreram no NEB nos últimos vinte anos, gerando enormes prejuízos aos setores socioeconômicos e ambientais (MARENGO *et al.*, 2016).

O surgimento das secas no NEB está intrinsecamente relacionado a variabilidade interanual da distribuição de chuvas na região, tanto em escala espacial quanto temporal. Esta variabilidade está condicionada as condições ambientais regionais (HOUZE JR., 2012; SILVA NETO, 2013; DE LIMA e NOLASCO, 2015), que segundo Silva Neto (2013), características ambientais como o relevo possuem papel fundamental no clima regional, principalmente no NEB. Nesse contexto, pode-se citar o Planalto da Borborema e a Chapada do Araripe que são condicionantes no padrão das chuvas na parte central e norte do NEB (NNEB), enquanto a Chapada Diamantina influencia no sul do NEB (DE LIMA e NOLASCO, 2015).

Outro fator relacionado a essa variabilidade é a mudança na configuração de circulação atmosférica de grande escala resultante dos modos de variabilidade dos Oceanos Atlântico e Pacífico, ambos condicionados a anomalias de Temperatura a Superfície do Mar (aTSM) (MOLION E BERNARDO, 2002; KAYANO e ANDREOLI, 2006; KAYANO *et al.*, 2013; KAYANO e CAPISTRANO, 2014).

Estes modos de variabilidade atuam separados ou associados e exercem uma influência nos sistemas meteorológicos regionais ou sazonais, determinantes para a ocorrência ou não de longos períodos de estiagem (KAYANO *et al.*, 2013). Em relação ao modo de variabilidade no Oceano Atlântico, o mesmo está associado ao Dipolo, com periodicidade entre 12 e 20 anos, associado ao comportamento da aTSM. Este modo de variabilidade determina o posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), sistema indispensável para o regime pluviométrico no Brasil e no NEB (XIE e CARTON, 2004; SOUZA e CAVALCANTI, 2009; NNAMCHI *et al.*, 2011; KAYANO e CAPISTRANO, 2014). Este sistema chega à sua posição mais ao sul do NEB (SNEB) nos meses de março e abril, com a ocorrência da máxima precipitação, com níveis entre 1000 e 1200 mm.ano⁻¹ (HASTENRATH E HELLER, 1977). Por outro lado, o SNEB tem, como principal mecanismo de precipitação, os sistemas frontais estacionários alimentados pela umidade proveniente do Atlântico Sul, que definem a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), os sistemas pré-frontais, convecção local e brisas marítimas e terrestres. Nesta região os índices pluviométricos variam de 300 mm.ano⁻¹, no interior, a mais de 3000 mm.ano⁻¹ no litoral (MOLION e BERNARDO, 2002).

O El Niño – Oscilação Sul (ENOS), é um dos responsáveis pela modulação do tempo e clima global (TRENBERTH, 2012; MARENGO *et al.*, 2016), com periodicidade entre 3 e 7 anos (entre as fases quente e fria) originados pelas anomalias da TSM (aTSM) na região Equatorial do Oceano Pacífico (TRENBERTH *et al.*, 2012). Durante a fase quente dos ENOS (El Niño), o ramo de subsidência da circulação da célula de Walker (oeste-leste) se desloca da região Central do Pacífico Equatorial para Amazônica e do Semiárido do NEB. Esta modificação na célula de Walker inibe a formação de precipitação, e também, o surgimento de episódios de seca no NEB (HASTENRATH, 2012).

Diante desse contexto, é indispensável o monitoramento das secas com a perspectiva de avaliar seu grau de severidade. Uma forma utilizada baseia-se em índices que analisam o comportamento da vegetação, como por exemplo, o *Enhanced Vegetation Index* (EVI) (CUNHA *et al.*, 2015). O EVI tem sido muito utilizado para a detecção da atividade fotossintética, baseado no comportamento biofísico e fenológico (BARBOSA *et al.*, 2015). Este índice minimiza os problemas relacionados à saturação, interferência do solo e da atmosfera na resposta da vegetação. Além disso, é mais sensível às variações na resposta estrutural do dossel, incluindo o índice de área foliar, a fisionomia da planta e a arquitetura do dossel (HUETE *et al.*, 2002; CUNHA *et al.*, 2015). Desta maneira, o objetivo deste trabalho é diagnosticar a precipitação e EVI em dois eventos de seca no Nordeste Brasileiro durante os anos de 2011-2012 e 2015-2016.

2. Materiais e Métodos

2.1. Descrição da Área de Estudo

O NEB possui uma área de aproximadamente 1.554,292 km², compreendida entre as Latitudes 01° 02' S (1,03°) e 18° 20' S (18,33°), e Longitudes 34° 47' W (34,78°) e 48° 45' W (48,75°), equivalente a 18% do território brasileiro (IBGE, 2017).

O relevo é composto por tabuleiros e planícies litorâneos e interioranos, depressões do Meio-Norte e Sertaneja/São Francisco, chapadas do Meio-Norte (norte), São Francisco (sul), Diamantina (sul) e Araripe (centro e norte), Planaltos Sertanejo (centro e norte) e da Borborema (nordeste), e a Serra do Espinhaço (centro e norte), atingindo 1400 metros,

visto na **Figura 1-a**. Estas chapadas e planaltos exercem influência na dinâmica do regime pluviométrico ao longo do NEB, principalmente na região semiárida, que possui uma área de 982.563,3 km², equivalente a 63,2% da extensão total da região (IBGE, 2017).

O clima apresenta características peculiares, a temperatura é homogeneizada com variações entre 20 a 28 °C, apresentando pequena variabilidade (CEPED, 2012). O regime pluviométrico varia entre 300 mm (região do Semiárido) a 2000 mm (região litorânea, visto na **Figura 1-b**), entre os anos de 1981 a 2016, conforme os dados de precipitação do *Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data* (CHIRPS) (FUNK *et al.*, 2015).

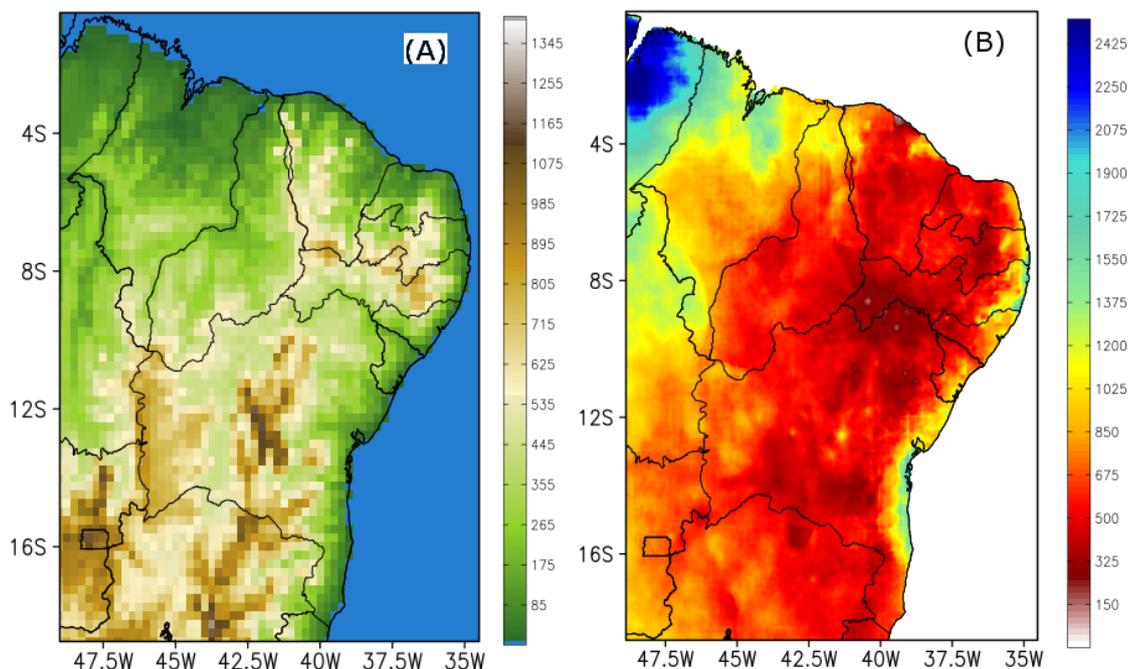


Figura 1 – Topografia (dada em metros, como 1-a) e climatologia do acumulado anual de precipitação (mm, como 1-b) do NEB (FUNK *et al.*, 2015). As legendas da topografia e precipitação variam entre 0 a 1345 metros e de 300 a 2450mm, respectivamente.

Em relação ao uso da cobertura do solo, 57% da cobertura vegetal do NEB estão ligadas a agricultura; 15,22% e 13,43% correspondem a Savana Estépica (Caatinga do Semiárido Nordeste) e Savana, respectivamente (VIEIRA *et al.*, 2013). Estes tipos de vegetação supracitados apresentam adaptações fisiológicas específicas que as tornam resistentes aos longos períodos de estiagem na região (CEPED, 2012). Há também outros tipos, tais como: Mata Atlântica e dos Cocais, além de ecossistemas como os manguezais, o cerrado e restingas, no entanto, em menores percentuais (VIEIRA *et al.*, 2013).

3.1. Metodologia

Neste tópico abordaram todos os procedimentos para a obtenção, manipulação e extração das imagens de precipitação e EVI. Na **Figura 2**, está contido o fluxograma das etapas realizadas neste trabalho, no sentido de avaliar a dinâmica do comportamento vegetativo no NEB.

Inicialmente, foram obtidas imagens brutas de EVI do sensor Global do *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), pertencentes ao conjunto de dados MYD13C2 do Programa *The Earth Observing System Data and Information System* (EOSDIS) da *National Aeronautics Space Administration* (NASA).

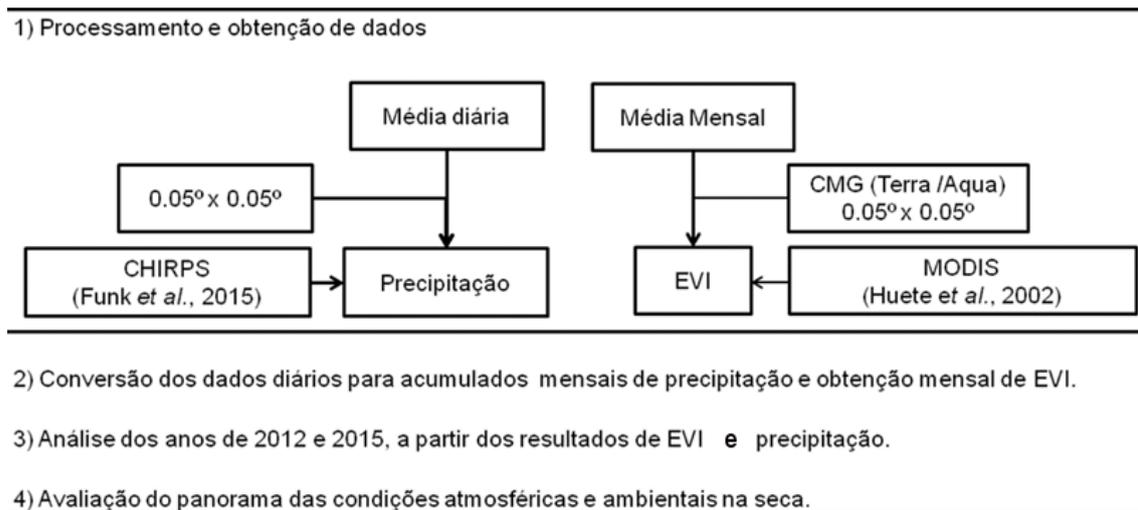


Figura 2 – Fluxograma das etapas realizadas no trabalho.

Paralelamente, foram obtidas imagens de EVI do conjunto MYD13C2 do satélite MODIS / AQUA, fornecido pelo Programa *The Earth Observing System Data and Information System* (EOSDIS) da *National Aeronautics Space Administration* (NASA). Estes dados estão disponíveis no sítio <http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>, do período de janeiro de 2003 a dezembro de 2016, com resolução espacial de 0,05° (5,6 km) e temporal de 15 dias, respectivamente (ORNL DAAC, 2008). O EVI foi desenvolvido com o propósito de melhorar a detecção do sinal da vegetação em regiões com maior densidade de biomassa (HUETE *et al.*, 2002), obtido pela seguinte expressão (SOLANO *et al.*, 2010):

$$EVI = G * (IVP - V) / (L + IVP + C1 * V - C2 * A) \quad (1)$$

Onde IVP, V e A são as reflectâncias das bandas do canal infravermelho próximo (858 nm), vermelho (645 nm) e azul (469 nm), respectivamente; L é o fator de ajuste para os componentes abaixo do dossel, C1 e C2 são os coeficientes de ajuste das resistências dos efeitos dos aerossóis da atmosfera; e G é o fator de ganho. Os valores desses coeficientes adotados pelo algoritmo do EVI são L=1, C1=6, C2=7.5 e G= 2.5, respectivamente.

A escala do EVI varia entre -1 e 1, no entanto, os valores negativos correspondem aos corpos d’água, enquanto que a faixa entre 0 e 1 se refere ao teor vegetativo. Para avaliação dos episódios de seca, além das imagens de EVI, utilizaram-se dados de precipitação da segunda versão do CHIRPS, disponíveis a partir do sítio <ftp://ftp.chg.ucsb.edu/pub/org/chg/products/CHIRPS-2.0> (FUNK *et al.*, 2015). Esse produto é composto da integração de dados extraídos de observações de satélite, provenientes da duração de nuvens frias do canal infravermelho, de estações pluviométricas e características geográficas (latitude, longitude, elevação).

Estes dados minimizam a ausência de dados em regiões remotas, com resolução espacial de 0,05° x 0,05° (5,6 km) e temporal em escala diária. Para efeitos de avaliação mensal do comportamento da vegetação, os dados de EVI e precipitação foram convertidos para médias e acumulados mensais, respectivamente. Além disso, o tempo de resposta da vegetação em relação à precipitação possui defasagem de um mês, assim, a avaliação da vegetação do mês vigente ocorre com base na precipitação do mês antecedente (GOULART *et al.*, 2015).

Em alguns casos, além do EVI e precipitação, foi avaliado o fluxo de umidade para analisar o escoamento na atmosfera sobre o NEB. Para isto, são utilizados dados do Era-Interim das seguintes variáveis: vento (componentes u e v) e a umidade específica de nove níveis de pressão padrão (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300 e 200hPa) (DEE *et al.*, 2011). Portanto, o fluxo de umidade integrado entre 1000hPa e 200hPa (ULLAH e GAO, 2012) é expresso pela Equação 2:

$$FU = \frac{-1}{g} \int_{1000hPa}^{200hPa} \left(\frac{\partial uq}{\partial x} + \frac{\partial vq}{\partial y} \right) dp \quad (2)$$

FU é o fluxo de umidade (kg.m⁻¹.s⁻¹), q é a umidade específica (kg.kg⁻¹); u e v são as componentes zonal e meridional do vento (m.s⁻¹), respectivamente; g é a aceleração gravitacional (m.s⁻²).

3. Resultados e Discussão

A seguir são avaliados o comportamento dos acumulados mensais de precipitação e EVI mensal para os anos de 2011-2012 (La Niña) e 2015-2016 (El Niño). Estes períodos selecionados iniciam-se em outubro do ano anterior até setembro do ano vigente à ocorrência do ENOS, exibindo todos os estágios: surgimento, maturação e dissipação.

3.1 La Niña de 2011-2012

Neste tópico, avalia-se a dinâmica da vegetação durante o La Niña de 2011-2012, entre os meses de setembro de 2011 a agosto de 2012. Este episódio apresenta distribuição irregular de precipitação ao longo do NEB (**Figura 3-a a 3-l**), principalmente no período chuvoso, motivadas pelas aTSM positivas no Atlântico Tropical Norte (ATN) detectadas por Rodrigues e MacPhaden (2014). Este mecanismo propicia o deslocamento da ZCIT mais a norte de sua posição climatológica, resultando na diminuição dos índices pluviométricos na região (MARENGO *et al.*, 2016), principalmente no Semiárido.

Quanto aos maiores acumulados mensais de precipitação são verificados sobre as regiões costeiras do Norte e Leste do NEB durante o período chuvoso, com valores mensais superiores a 100mm.mês^{-1} . No NNEB (Norte dos Estados do Maranhão e Piauí), estes máximos ocorrem entre os meses de janeiro a março (**Figuras 3-e a 3-g**) devido ao posicionamento da ZCIT, deslocada para o sul de sua posição climatológica (SOUZA e CAVALCANTI, 2009). Este efeito resulta em chuvas sobre essa região, com valores superiores entre 250 a 350mm.mês^{-1} neste período.

Enquanto isso, entre os meses e maio a julho (**Figuras 3-j a 3-k**), verifica-se a influência dos Distúrbios Ondulatórios de Leste na região no LNEB (extremo leste dos Estados da Paraíba, Pernambuco e do Rio Grande do Norte). Este sistema é muito frequente neste período, ao qual propicia a ocorrência de sistemas convectivos de mesoescala, resultando em chuvas intensas nessa região, com valores superiores a 50mm.dia^{-1} (KOUADIO *et al.*, 2010). Estes acumulados mensais não ultrapassam 25mm.mês^{-1} na região central do NEB, contribuindo para o surgimento, e em alguns casos, para a intensificação do período de estiagem. Estes efeitos são causados por irregularidade da precipitação, verificados no comportamento do EVI (**Figuras 3-m a 3-x**). Consta-se que o maior teor vegetativo ocorreu entre os meses de outubro a dezembro de 2011, NNEB e SNEB, em resposta das chuvas no período, com valores superiores a $0,5$ (**Figuras 3-m a 3-o**).

Neste cenário observou-se um forte contraste a partir do mês de janeiro de 2012, com uma gradual diminuição no comportamento da vegetação nos meses subsequentes. Esta perda significativa na qualidade do teor vegetativo é resultante da escassez e da irregularidade das chuvas. Na região do Semiárido, além destes fatores, a forte evapotranspiração potencializa ainda mais a degradação vegetal e do solo (MARENGO e BERNASCONI, 2015). Estes fatores quando combinados condicionam a expansão da degradação do solo, principalmente entre os meses de abril a setembro de 2012, resultando no ressurgimento das secas.

Estas evidências corroboram com as afirmações de Carrão *et al.* (2015), que identificaram uma forte diminuição de umidade no solo durante este La Niña, sendo comparado com fortes El Niños ocorridos em 1992-1993 e 1997-1999. Esses indícios alertam e preocupam devido à expansão iminente de áreas semiáridas e áridas sobre o NEB para os próximos anos, apontados por Marengo e Bernasconi (2015) com base em cenários futuros.

Além disso, a ocorrência dos baixos índices pluviométricos e de EVI estão associadas ao relevo local, ao qual exerce uma forte influência na região. Neste caso, citam-se a chapada Diamantina (Bahia) e do Araripe (Ceará, Pernambuco e Piauí), e o Planalto da Borborema (Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte) (SILVA NETO, 2013). Estas elevações impedem o transporte de umidade e calor pelo vento, acelerando o processo de convecção e precipitação a barlavento, inibindo a formação de chuvas a sotavento (HOUZE JR, 2012).

No Semiárido, a parte SNEB localizada a sotavento da Chapada Diamantina, na depressão do Rio São Francisco, exhibe o agravamento da seca proveniente do longo período de estiagem. Este padrão ocorre entre os meses de julho a setembro (**Figuras 3-s a 3-x**), com valores de EVI inferiores a $0,2$, sendo minimizada no início de novembro com a chegada em potencial de sistemas frontais nessa região (KOUSKY, 1979). Estes sistemas desprendidos da ZCAS (SOUZA e CAVALCANTI, 2009), contribuem para o aumento das chuvas e do vigor vegetativo local, respectivamente, minimizando o impacto das secas na região.

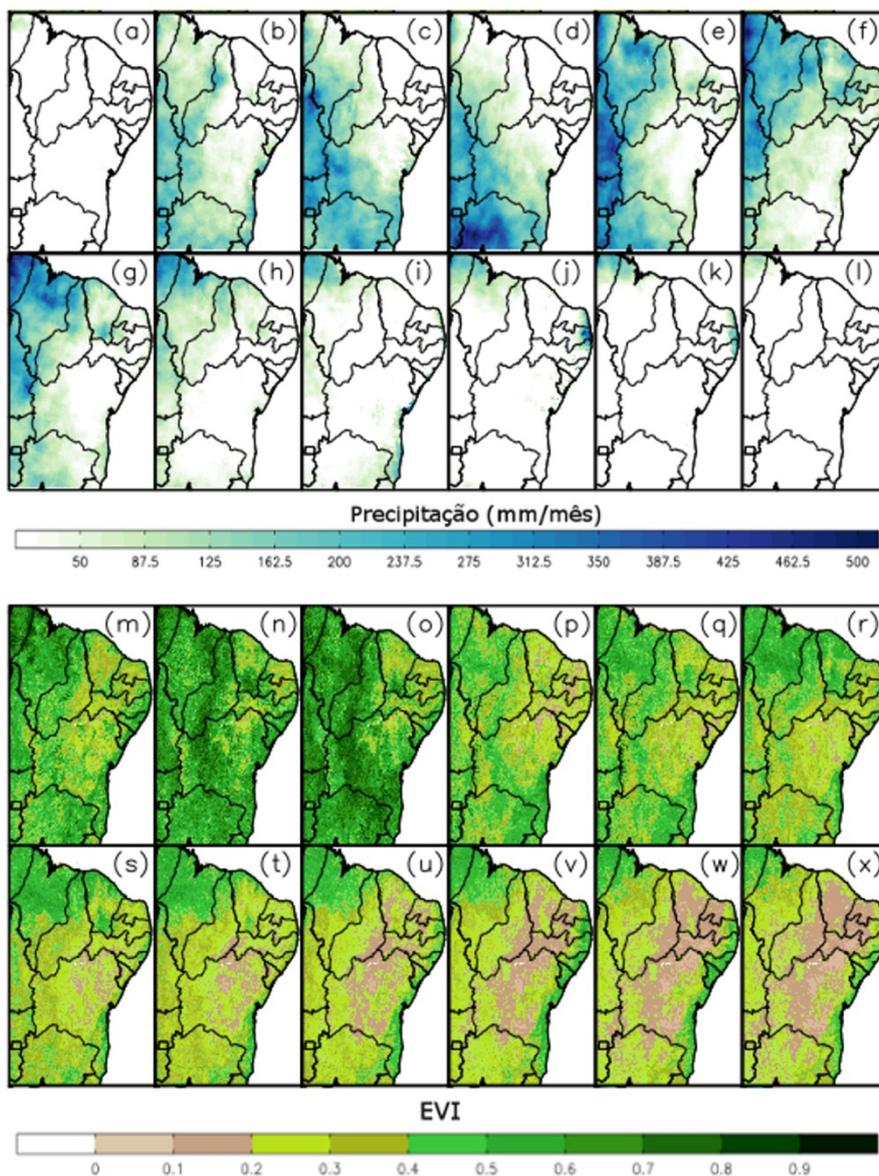


Figura 3 – Variabilidade espaço-temporal do acumulado de precipitação (mm.mês^{-1} , ilustrados nas Figuras 3-a a 3-l) e EVI (Figuras 3-m a 3-x) para o ano de 2011-2012 sobre o NEB.

3.2. El Niño de 2015-2016

Neste tópico, avaliam-se o comportamento do EVI e da precipitação durante o El Niño de 2015-2016, ocorrido entre os meses de setembro de 2015 a agosto de 2016, caracterizado como um forte El Niño. Durante a vigência deste evento, nota-se que os maiores acumulados pluviométricos estão concentrados no NNEB, com valores entre 200mm a 500mm no período de janeiro a maio (**Figuras 4-e a 4-i**); e no LNEB, com valores entre 50mm a 800mm no período de abril a junho (**Figuras 4-h a 4-j**).

A precipitação ocorrida no mês de janeiro de 2016 (**Figura 4-e**) modifica substancialmente o NEB em relação aos meses de outubro a dezembro de 2015, inclusive no Semiárido, com registros que variam entre 400 mm.mês^{-1} a 650 mm.mês^{-1} . Na região citada anteriormente, verifica-se de maneira associada a precipitação, os maiores valores de EVI entre os meses de janeiro a abril (**Figuras 4-p a 4-s**), variando entre 0,2 a 0,6, implicando no aumento da densidade de biomassa da vegetação, minimizando os impactos causados pela estiagem.

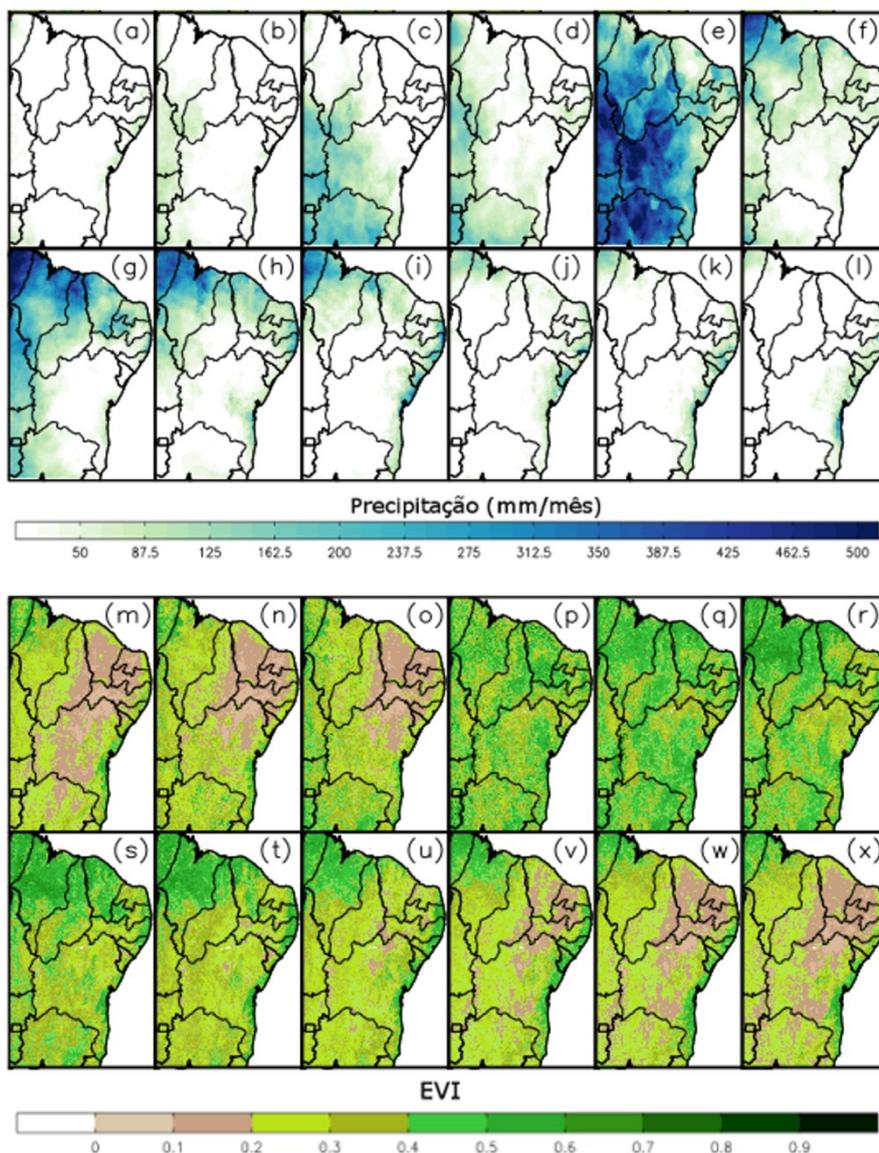


Figura 4 – Variabilidade espaço-temporal do acumulado de precipitação ($\text{mm}\cdot\text{mês}^{-1}$, ilustrados nas Figuras 4-a a 4-l) e EVI (Figuras 4-m a 4-x) para o ano de 2015-2016 sobre o NEB.

Após o mês de abril, nota-se o ressurgimento da estiagem (precipitação inferiores a $25\text{mm}\cdot\text{mês}^{-1}$), constatados pela diminuição do teor vegetativo (EVI inferiores a 0,2), propiciados pela diminuição gradativa da precipitação ao longo do Semiárido. O resultado do EVI (**Figuras 4-m a 4-x**) indica uma baixa produção fotossintética entre os meses de outubro a dezembro, resultante do longo período de estiagem motivado pelos baixos índices pluviométricos. Estes fatores expõem a vegetação ao forte estresse e a perda de biomassa, desencadeando o surgimento de queimadas, além de contribuir para perdas no setor agropecuário (MARENGO *et al.*, 2016).

No entanto, o mês de janeiro apresentou comportamento anômalo, com o volume expressivo de precipitação ao longo do NEB (**Figura 4-e**), principalmente no Semiárido. Para identificar os agentes causadores deste episódio anômalo no mês de janeiro de 2016, avaliou-se as linhas de correntes em 500hPa, fluxo de umidade e precipitação diária. O primeiro caso, dia 04 de janeiro (**Figuras 5-a, 5-d e 5-g**), os altos índices de precipitação estão associados ao desenvolvimento do Ciclone tropical sobre o Oceano Atlântico, situado na região costeira dos Estados da Bahia e Espírito Santo.

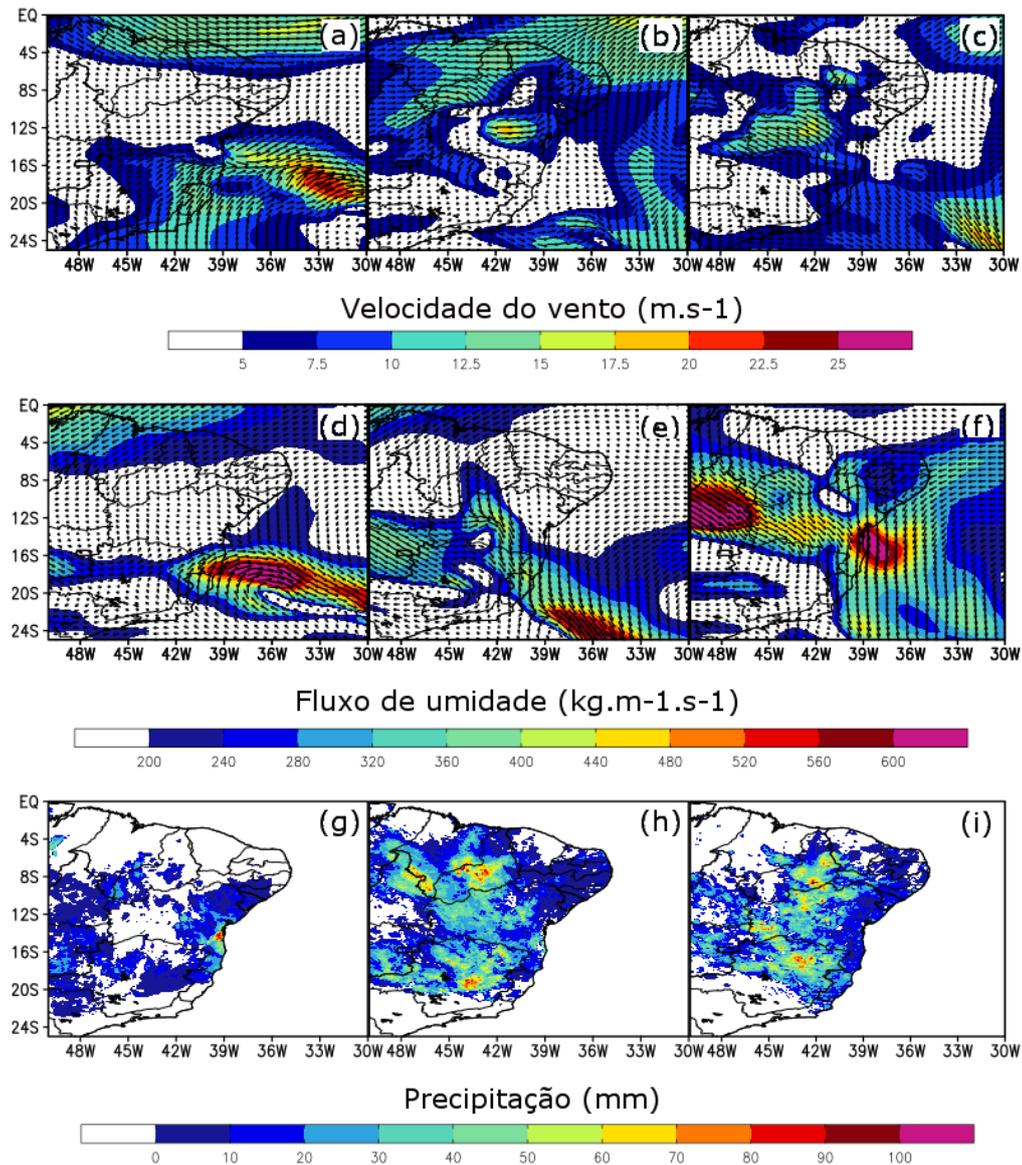


Figura 5 – Composição diária da atmosfera pelas variáveis: velocidade do vento em 500hPa ($m.s^{-1}$), fluxo de umidade ($kg.m^{-1}.s^{-1}$) e precipitação ($mm.dia^{-1}$) dos dias 04 (5-a, 5-d e 5-g), 17 (5-b, 5-e e 5-h) e 22 (5-c, 5-f e 5-i) de janeiro de 2016, respectivamente. As legendas correspondentes à velocidade do vento e fluxo de umidade iniciam a partir de $5m.s^{-1}$ e $200kg.m^{-1}.s^{-1}$, respectivamente.

Este sistema canaliza uma grande quantidade de umidade para o sul da Bahia, com valores entre $250kg.m^{-1}.s^{-1}$ a $700kg.m^{-1}.s^{-1}$ (**Figura 5-d**) com ventos entre $6m.s^{-1}$ a $20m.s^{-1}$ (**Figura 5-a**). Este excesso de umidade, associado ao calor favorecem precipitações intensas na região, com valores entre $50mm$ a $270mm$ (**Figura 5-g**). No segundo caso, dia 17 de janeiro, a precipitação ocorrida neste dia pode-se está associada ao posicionamento da ZCAS. Este sistema é verificado por uma extensa faixa de umidade com eixo de noroeste-sudeste, advectada da região amazônica para as regiões SNEB e Sudeste do Brasil, com valores entre $200kg.m^{-1}.s^{-1}$ a $500kg.m^{-1}.s^{-1}$ (**Figura 5-d**). Esse transporte de umidade aumenta a instabilidade sobre região, resultando em precipitações inferiores a $20mm$, além disso, observa-se nos Estados do Bahia, Maranhão e Piauí (**Figura 5-f**) valores superiores a $50mm$, diminuindo os efeitos da estiagem nesse período.

No terceiro caso, dia 22 de janeiro, constata-se a ZCAS posicionada sobre o Estado de Minas Gerais, deslocando-se para o extremo sul do NEB, com ventos entre $6m.s^{-1}$ e $14m.s^{-1}$ com sentido sudoeste-nordeste (**Figura 5-c**). O sistema é alimentado pela umidade da região Amazônica, com sentido noroeste-sudeste, com valores entre $250kg.m^{-1}.s^{-1}$ a $700kg.m^{-1}.s^{-1}$ (**Figura 5-f**). Estes elementos combinados resultam na ocorrência de altos índices de precipitação, principalmente no Semiárido, com valores entre $50mm$ a $110mm$. As composições diárias exibem que a ZCAS é um dos principais geradores desse padrão anômalo da atmosfera, e aliados à ocorrência do Ciclone tropical gera instabilidade. Este efeito resultou em altos índices de precipitação sobre o Semiárido e SNEB, aumentando de forma representativa o teor vegetativo na região que persistiu até o mês de abril (**Figuras 4-g e 4-h**).

4. Conclusões

De acordo com os objetivos e metodologia propostos, conclui-se que: houve distinções entre os episódios da seca ocorridos entre o La Niña de 2011-2012 e o El Niño de 2015-2016. Durante o episódio de La Niña, houve irregularidade na precipitação ao longo do NEB, inclusive com baixos volumes. Este padrão pode ser devido as anomalias negativas de TSM no ATS que deslocaram a ZCIT para o norte de sua posição climatológica, favoreceu a redução no regime pluviométrico sazonal ao longo do NEB, principalmente no NNEB.

Estas configurações impactaram no regime de precipitação no Semiárido que não ultrapassou o valor de 25mm.mês⁻¹, ao longo do período. O comportamento do EVI observou uma diminuição na perda de biomassa no Semiárido, entre os meses de janeiro para agosto, provocados pela irregularidade da precipitação. Os valores variaram entre 0,5-0,6 para 0,1 a 0,2, amenizados entre os meses de novembro a março, com a incursão de sistemas frontais.

Na avaliação do El Niño de 2015-2016, verificou-se que os totais pluviométricos tiveram um acréscimo sutil, porém maior que os registrados durante o evento La Niña de 2011-2012. A precipitação se concentrou nas regiões LNEB e NNEB, com valores superiores aos 50mm.mês⁻¹, entre os meses de janeiro a junho, com destaque para o primeiro. Este padrão anômalo está associado à ZCAS, com a entrada de sistemas frontais e o surgimento do Ciclone Tropical. Esta interação resultou em altos índices pluviométricos ao longo do NEB, principalmente sobre o SNEB e Semiárido. Neste último, estes acumulados de precipitação variaram entre 400mm e 650mm, diminuindo gradativamente até a sua dissipação, entre os meses de abril a setembro do referido ano.

O efeito da orografia impede o escoamento da umidade em direção ao Semiárido, contribuindo para a irregularidade das chuvas, causando o surgimento de períodos de estiagem e a baixa produtividade fotossintética. Estes efeitos foram visíveis principalmente no Semiárido, entre os meses de junho a dezembro, com valores de EVI inferiores a 0,2.

REFERÊNCIAS

- BARBOSA, H. A.; KUMAR, T. L.; SILVA, L. R. M. Recent trends in vegetation dynamics in the South America and their relationship to rainfall. **Natural Hazards**, v. 77, n. 2, p. 883-899, 2015.
- CAHILL, A. E.; AIELLO-LAMMENS, M. E.; FISHER-REID, M. C.; HUA, X.; KARANEWSKY, C. J.; YEONG RYU H.; SBEGLIA G. C.; SPAGNOLO F.; WALDRON J. B.; WARSI O.; WIENS, J.J. How does climate change cause extinction? **Proc R Soc B**, v. 280, 20121890, 2013.
- CARRÃO, H.; RUSSO, S.; SEPULCRE-CANTO, G.; BARBOSA, P. An empirical standardized soil moisture index for agricultural drought assessment from remotely sensed data. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 48, n. 74-84, 2016.
- CEPED - CENTRO UNIVERSITÁRIO DE ESTUDOS E PESQUISAS SOBRE DESASTRES / UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA - CEPED / UFSC. Atlas Brasileiro de Desastres Naturais 1991 a 2010: volume Brasil / Centro Universitário de Estudos e Pesquisas sobre Desastres. Florianópolis: CEPED/UFSC, 94p., 2012.
- CUNHA, A. P. M.; ALVALÁ, R. C.; NOBRE, C. A.; CARVALHO, M. A. Monitoring vegetative drought dynamics in the Brazilian Semiarid Region. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 214, p. 494-505, 2015.
- DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M. A.; BALSAMO, G.; BAUER, P.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A. C. M.; VAN DE BERG, L.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; DELSOL, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A. J. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137(I.656), p. 553–597, 2011.
- DE LIMA, C. C. U.; NOLASCO, M. C. **Chapada Diamantina: A Remarkable Landscape Dominated by Mountains and Plateaus**. In: Landscapes and Landforms of Brazil. Springer Netherlands, p. 211-220, 2015.
- FUNK, C.; PETE P.; MARTIN, L.; DIEGO, P.; JAMES, V.; SHRADDHANAND, S.; GREGORY, H.; JAMES, R.; LAURA, H.; ANDREW, H.; JOEL, M. The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes, California-USA. **Scientific Data**, v. 2, p. 10-66, 2015.
- GOULART, A. C. O.; DELGADO, R. C.; OLIVEIRA JÚNIOR, J. F.; GOIS, G.; OLIVEIRA, E. S. Relação espectro-temporal entre índices de vegetação e a chuva na cidade do Rio de Janeiro. **Revista de Ciências Agrárias**, Belém, v. 58, n. 3, p. 277-283, 2015.
- GUTIÉRREZ, A. P. A.; ENGLE, N. L.; DE NYS, E.; MOLEJÓN, C.; MARTINS, E. S. Drought preparedness in Brazil. **Weather and Climate Extremes**, v. 3, p. 95-106, 2014.

- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v. 103, p. 77-92, 1977.
- HASTENRATH, S. Exploring the climate problems of Brazil's Nordeste: a review. **Climatic Change**, v. 112, n. 2, p. 243-251, 2012.
- HOUZE JR, R. A. Orographic effects on precipitations clouds. **Reviews of Geophysics**, v. 5, n. 1, p. 1944-9208, 2012.
- HUANG, B., BANZON, V. F.; FREEMAN, E.; LAWRIEMORE, J.; LIU, W.; PETERSON, T. C.; SMITH, T. M.; THORNE, P. W.; WOODRUFF, S. D.; ZHANG, H.-M. Extended reconstructed sea surface temperature version 4 (ERSST.v4). Part I: upgrades and intercomparisons. **Journal of Climate**, v. 28, n. 3, p. 911-930, 2015.
- HUETE, A.R.; DIDAN, K.; SHIMABUKURO, Y. E.; RATANA, P.; SALESKA, S. R.; HUTYRA, L. R.; YANG, W.; NEMANI, R. R.; MYNENI, R. Amazon rainforests green-up with sunlight in dry season. **Geophysical Research Letters**, v. 33, L06405: 1-4, 2006.
- IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Censo Demográfico 2010, 2016**. Disponível em <<http://www.ibge.gov.br/estadosat/perfil.php?sigla=al>> Acesso em 01 de Maio de 2017.
- KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R.V. Relationships between rainfall anomalies over northeastern Brazil and the El Niño–Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 111 (D13101): 1-11, 2006.
- KAYANO, M. T.; CAPISTRANO, V. B. How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 34, p. 162–178, 2014.
- KOUADIO, Y. K.; SERVAIN, J.; MACHADO, L. A. T.; LENTINI, A. D.. Heavy Rainfall Episodes in the Eastern Northeast Brazil Linked to Large-Scale Ocean-Atmosphere Conditions in the Tropical Atlantic. **Advances in Meteorology**, p. 1-16, 2012.
- KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1140-1153, 1979.
- MARENGO, J.A.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R.; RODRIGUEZ, D. A.; CAMARGO, H.; RIVEROS, M. P.; PABLÓ, A. D. Two contrasting severe seasonal extremes in tropical South America in 2012: flood in Amazonia and drought in Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 26, n. 22, p. 9137–9154, 2013.
- MARENGO J. A.; BERNASCONI, M. Regional differences in aridity/ drought conditions over Northeast Brazil: present state and future projections. **Climate Change**, v. 129, p. 103–115, 2015.
- MARENGO, J. A.; TORRES, R. R.; ALVES, L. M. Drought in Northeast Brazil—past, present, and future. **Theoretical and Applied Climatology**, p. 1-12, 2016.
- MISHRA, A. K.; SINGH, V. P. A review of drought concepts. **Journal of Hydrology**, v. 391, n. 1–2, p. 202-216, 2010.
- MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão das chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002.
- NNAMCHI, H. C.; LI, J. & ANYANDIKE, R. N. C. Does a dipole mode really exist in the South Atlantic Ocean? **Journal of Geophysical Research**, v. 116 (D15104): 1-15, 2011.
- ORNL DAAC. 2008. **MODIS Collection 5 Land Products Global Subsetting and Visualization Tool**. ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA. Accessed November 22, 2016. Subset obtained for MYD13C2 product at 20S to 1S, 49W to 34.5W, time period: 2003-01-01 to 2016-12-31, and subset size: 5.6 x 5.6 km, 2008, <http://dx.doi.org/10.3334/ORNLDAAC/1241>.
- OYAMA, M. D.; NOBRE, C. A. Climatic consequences of a large-scale desertification in northeast Brazil: A GCM simulation study. **Journal of Climate**, v. 17, n. 16, p. 3203–3213, 2004.
- RODRIGUES, R. R.; MCPHADEN, M. J. Why did the 2011–2012 La Niña cause a severe drought in the Brazilian Northeast? **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 3, p. 1012-1018, 2014.
- ROSE, N. A persisting misconception about the drought of 1958 in northeast Brazil. **Climatic Change**, v. 2, n. 3, p. 299-301, 1980.
- SIETZ, D. Regionalisation of global insights into dryland vulnerability: better reflecting smallholders' vulnerability in Northeast Brazil. **Global Environmental Change**, v. 25, p. 173-185, 2014.

- SILVA NETO, B. **Perda da vegetação natural na Chapada do Araripe (1975/2007) no estado do Ceará**. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Tese de doutorado, p. 185, 2013.
- SOLANO, R.; DIDAN, K.; JACOBSON, A.; HUETE, A. **MODIS vegetation index user's guide (MOD13 series)**. Vegetation Index and Phenology Lab, The University of Arizona, p. 38, 2010.
- SOUZA, P.; CAVALCANTI, I. F. A. Atmospheric centres of action associated with the Atlantic ITCZ position. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 14, p. 2091-2105, 2009.
- TEIXEIRA, R. F. B. O fenômeno da brisa e sua relação com a chuva sobre Fortaleza-CE. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 3, p. 282-291, 2008.
- TONI, F.; HOLANDA E. The effects of land tenure on vulnerability to droughts in Northeastern Brazil. **Global Environmental Change**, v. 18, n. 4, p. 575-582, 2008.
- TRENBERTH, K.E.; CARON, J.M.; STEPANIAK, D.P.; WORLEY, S. The evolution of ENSO and global atmospheric surface temperatures. **Journal of Geophysical Research**, v. 107 (D8): AAC5-1–AAC5-17, 2002.
- TRENBERTH, K. E. Framing the way to relate climate extremes to climate change. **Climatic Change**, v. 115, p. 283-290, 2012.
- TRENBERTH, K. E.; DAI, A.; VAN DER SCHRIER, G.; JONES, P. D.; BARICHIVICH, J.; BRIFFA, K. R.; SHEFFIELD, J. Global warming and changes in drought. **Nature Climate Change**, v. 4, n. 1, p. 17-22, 2014.
- XIE, S.-P.; CARTON, J. A. Tropical Atlantic variability: Patterns, mechanisms, and impacts. **Geophysical Monograph Series**, v. 147, p. 121-142, 2004.
- ULLAH, K., GAO, S. T. Moisture transport over the Arabian Sea associated with summer rainfall over Pakistan in 1994 and 2002. **Adv. Atmos. Sci.**, v. 29, n.3, p. 501–508, 2012, doi: 10.1007/s00376-011-0200-y.
- VIEIRA, R. M. D. S. P.; CUNHA, A. P. M. D. A.; ALVALÁ, R. C. D. S.; CARVALHO, V. C.; FERRAZ NETO, S.; SESTINI, M. F. Land use and land cover map of a semiarid region of Brazil for meteorological and climatic models. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 2 p. 129-138, 2013.