

UFPA

PPGEC

**Universidade Federal
do Pará**



Carlos Eduardo Aguiar de Souza Costa

**INFLUÊNCIA DA VARIABILIDADE CLIMÁTICA
DAS CHUVAS SOBRE A EROSIVIDADE**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Instituto de Tecnologia
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil

Dissertação orientada pelo Prof. Claudio José Cavalcante Blanco, Ph.D.

Belém – Pará – Brasil

2016

Carlos Eduardo Aguiar de Souza Costa

INFLUÊNCIA DA VARIABILIDADE CLIMÁTICA DAS CHUVAS SOBRE A EROSIVIDADE

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Pará, para obtenção do Título de Mestre em Engenharia Civil, na área de Concentração em Engenharia Hídrica linha de pesquisa em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

Orientador: Claudio José Cavalcante Blanco, Ph.D.

Belém – Pará – Brasil

2016

Costa, Carlos Eduardo Aguiar de Souza

Influência da variabilidade climática das chuvas sobre a erosividade /
Carlos Eduardo Aguiar de Souza Costa; Orientação de Claudio José Cavalcante
Blanco – Belém, 2016.

87 f. : il.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil,
na área de concentração em Engenharia Hídrica da Universidade Federal do Pará,
como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre.

1. Erosão - chuvas. 2. Solos – conservação. I. Blanco, Claudio José
Cavalcante, Orient. II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 551.35298115



**INFLUÊNCIA DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA DAS CHUVAS
SOBRE A EROSIVIDADE**

AUTOR:

CARLOS EDUARDO AGUIAR DE SOUZA COSTA

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA À BANCA
EXAMINADORA APROVADA PELO COLEGIADO DO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
ENGENHARIA CIVIL DO INSTITUTO DE
TECNOLOGIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO
PARÁ, COMO REQUISITO PARA OBTENÇÃO DO
GRAU DE MESTRE EM ENGENHARIA CIVIL NA
ÁREA DE RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO
AMBIENTAL.

APROVADO EM: 26/08/2016

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Claudio José Cavaleante Blanco, Ph.D.
Orientador (UFPA)

Prof. Dr. Lindemberg Lima Fernandes
Membro Interno (UFPA)

Prof. Dr. Edson José Paulino da Rocha
Membro Externo (UFPA)

Prof. Dr. Gizelli Moiano de Paula
Membro Externo (UFPA)

Visto:

Prof. Dr. Dênio Ramam Carvalho de Oliveira
Coordenador do PPGEC / ITEC / UFPA

Dedico este trabalho a minha mãe, família, amigos e a todas as pessoas que contribuíram em minha jornada acadêmica até agora.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por me guiar e permitir que eu pudesse chegar à conclusão desta etapa em minha vida.

A toda minha família, em especial à minha mãe Olívia Aguiar, minha avó Celina Aguiar e minha madrinha Olindina Aguiar, que sempre confiaram em mim e me deram todo apoio, estrutura e amor.

Ao meu orientador, professor Claudio José Cavalcante Blanco, por ter acreditado em minha capacidade, pelo auxílio e orientação.

Ao professor Teodorico Alves Sobrinho da Universidade Federal de Mato Grosso do Sul por ter incentivado o professor Claudio Blanco na orientação do tema.

Ao professor Lindemberg Lima Fernandes pelas contribuições durante a qualificação, enriquecendo o conteúdo da pesquisa.

A todos meus amigos e irmãos que estiveram presente sempre que precisei ao longo de minha vida, com os quais compartilhei sorrisos, momentos e experiências. Em especial Antônio Junior, Artur Vieira, Heitor Sanjad, Ana Carolina Lima, Rodolfo Sato, Gabrielle Rocha, Marcos Augusto Bezerra.

À querida amiga Kely Lobo, por todo carinho, colaboração, ombro amigo e, principalmente, pela torcida desde a época da graduação.

Aos colegas do Grupo de Pesquisa em Água, Energia e Sustentabilidade da Amazônia (GAES) da Universidade Federal do Pará (UFPA) pelo apoio e pelos momentos de descontração.

Aos amigos que conheci no Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil (PPGEC) da UFPA, em especial Laila Rover, Roberto Correa, Pablo Oliveira, Calina Barros e Raphael Sampaio.

À Professora Ana Júlia Barbosa e a Engenheira Adayana Melo pelas informações cedidas e contribuições durante a elaboração do estudo.

Aos Meteorologistas Antonio Sousa e Saulo Carvalho da Secretaria de Meio Ambiente e Sustentabilidade do Pará (SEMAS), pelas contribuições dadas ao estudo.

A todos que não foram citados, mas que também contribuíram direta e indiretamente para que eu concluísse o mestrado, o meu mais sincero agradecimento.

“Aprender é a única coisa de que a mente nunca se cansa, nunca tem medo e nunca se arrepende.”
- Leonardo da Vinci

RESUMO

Um dos principais modelos para avaliar a perda de solo por erosão é o “*Universal Soil Loss Equation*” (USLE), onde a determinação do potencial erosivo consiste no produto de vários índices, entre eles o de erosividade da chuva (R). Através do R é possível identificar quando se tem o maior risco de erosão hídrica. Além disso, é importante estudar de que forma as mudanças climáticas influenciam neste fator, verificando assim possíveis tendências a eventos erosivos. Diante disto, esta pesquisa teve como objetivo analisar a influência das anomalias climáticas ENOS (El Niño Oscilação Sul) e Dipolo do Atlântico sobre a erosividade das chuvas em Belém, PA. Assim, calculou-se a erosividade mensal da série de 1986 a 2015, classificando-as quanto à intensidade; classificaram-se os eventos ENOS no mesmo período de tempo, através do Índice de Oscilação do Niño (ION); verificou-se a ocorrência do Dipolo do Atlântico através dos índices TNA (*Tropical Northern Atlantic*) e TSA (*Tropical Southern Atlantic*), obtendo-se o gradiente inter-hemisférico (GIH). Com esses dados, foram realizadas a análise de correlação de Pearson e análise de regressão linear entre os índices de erosividade e os ION e GIH. Assim, observou-se que o potencial erosivo das chuvas é afetado, pelo fenômeno ENOS, de modo que um maior número de meses teve menor potencial erosivo em anos de El Niño. Nos anos de La Niña, foi observado aumento nos índices de erosividade devido ao acréscimo na precipitação pluviométrica, porém não representativo. Os anos de ocorrência de Dipolo Negativo apresentaram correlação forte, o que leva a concluir que este fenômeno possivelmente tem mais influência sobre a erosividade. O Dipolo Positivo mostrou pouca correlação com o potencial erosivo. Assim, percebeu-se que a erosividade sofreu alterações, apresentando efeitos que não somente se repetiram, como também mostraram fortes correlações com os índices climáticos.

Palavras-Chave: USLE; Erosividade; ENOS; Dipolo do Atlântico.

ABSTRACT

One of the main models to evaluate soil loss by erosion is the "Universal Soil Loss Equation" (USLE), where the determination of the erosive potential is the product of various indexes, including erosivity of rain (R). Through the R , it is possible to identify when you have the greatest risk of water erosion. In addition, it is important to study how climate change influence in this factor, noting possible tendencies to erosive events. Thus, this study aimed to analyze the influence of climatic anomalies, ENSO (El Niño Southern Oscillation) and Atlantic Dipole on erosivity of rainfall in Belém, PA. It has been calculated the monthly erosivity 1986 series to 2015, classifying them as to intensity; qualification events ENSO in the same time period, through the index of oscillation of the Niño (ION); It was found that the occurrence of the Atlantic Dipole through TNA indexes (*Tropical Northern Atlantic*) and TSA (*Tropical Southern Atlantic*), obtaining the inter-hemispheric gradient (IHG). With these data, Pearson correlation analysis and linear regression analysis between the erosivity and the ION and IHG have been carried out. It was observed that the potential erosive rainfall is affected by the ENSO phenomenon, so that a greater number of months had less erosive potential in El Niño years. In La Niña years, noted increased levels of erosivity due to the increase in precipitation, but not representative. The years of occurrence of Negative Dipole showed strong correlation, this leads to the conclusion that this phenomenon probably has more influence on the erosivity. The Positive Dipole showed little correlation with the erosive potential. It was concluded that the erosivity has undergone changes, showing effects that not only repeated but also showed strong correlations with climatic indexes.

Keywords: USLE; Erosivity; ENSO; Atlantic Dipole.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - DISTRIBUIÇÃO TERRITORIAL DE ESTUDOS SIGNIFICATIVOS.....	28
FIGURA 2 - ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL.....	30
FIGURA 3 - CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA.....	31
FIGURA 4 - LOCALIZAÇÃO TNA E TSA.....	33
FIGURA 5 - FASES DO FENÔMENO ENOS.	35
FIGURA 6 - REGIÕES DE MONITORAMENTO DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR. (TSM).	35
FIGURA 7 - CONDIÇÕES NORMAIS DE CIRCULAÇÃO DOS VENTOS.....	36
FIGURA 8 - FENÔMENO EL NIÑO.....	38
FIGURA 9 - FENÔMENO LA NIÑA.....	39
FIGURA 10 – ESQUEMATIZAÇÃO DAS ETAPAS METODOLÓGICAS.....	44
FIGURA 11 - LOCALIZAÇÃO DO MUNICÍPIO DE BELÉM, PA.	45
FIGURA 12 – MESA DIGITALIZADORA.	46
FIGURA 13 – INTERFACE DO HIDROGRAPH 1.02.	46
FIGURA 14 – DADOS EM PLANILHA ELETRÔNICA.....	47
FIGURA 15 – CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE O ÍNDICE DE EROSIVIDADE (EI_{30}) E O COEFICIENTE DE CHUVA (R_C) DA PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA DO PERÍODO 2001 A 2011 NO MUNICÍPIO DE BELÉM, PA.	48
FIGURA 16 - CORRELAÇÃO POTENCIAL ENTRE O ÍNDICE DE EROSIVIDADE (EI_{30}) E O COEFICIENTE DE CHUVA (R_C) DA PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA DO PERÍODO 2001 A 2011 NO MUNICÍPIO DE BELÉM, PA.	49
FIGURA 17 - ESQUEMATIZAÇÃO DO CÁLCULO UTILIZANDO O MODELO DE RELAÇÃO LINEAR.....	49
FIGURA 18 - TOTAIS ANUAIS DE EROSIVIDADE NO PERÍODO DE 1986 A 2015 NO MUNICÍPIO DE BELÉM, PA.	58
FIGURA 19 - RESUMO ESTATÍSTICO DOS ÍNDICES DE EROSIVIDADE ANUAIS.....	59
FIGURA 20 - RESUMO ESTATÍSTICO DOS ÍNDICES DE EROSIVIDADE MENSAIS.....	60
FIGURA 21 - MÉDIAS MENSAIS DE EROSIVIDADE E PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA PARA O MUNICÍPIO DE BELÉM NO PERÍODO DE 1986 A 2015.....	61
FIGURA 22 - OCORRÊNCIA DO ENOS DE 1986 A 2015.....	62
FIGURA 23 – GRADIENTE INTER-HEMISFÉRICO (TNA-TSA) NO PERÍODO DE 1986 A 2015 .	65
FIGURA 24 - COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO ENTRE EI_{30} E ION.....	69
FIGURA 25 - COEFICIENTE DE DETERMINAÇÃO ENTRE EI_{30} E ION.....	70

FIGURA 26 - COMPARAÇÕES ENTRE O ION E AS MÉDIAS DE EROSIVIDADES MENSAIS PARA OS ANOS COM CORRELAÇÃO FORTE.....	71
FIGURA 27 - COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO ENTRE EI ₃₀ E GIH.....	73
FIGURA 28 - COEFICIENTE DE DETERMINAÇÃO ENTRE EI ₃₀ E GIH.....	74
FIGURA 29 - COMPARAÇÕES ENTRE O GIH E AS MÉDIAS DE EROSIVIDADES MENSAIS PARA OS ANOS COM CORRELAÇÃO FORTE.....	75

LISTA DE QUADROS E TABELAS

TABELA 1 - CLASSIFICAÇÃO DO ÍNDICE MÉDIO MENSAL DE EROSIVIDADE.....	50
TABELA 2 - CLASSIFICAÇÃO DA INTENSIDADE DO FENÔMENO ENOS.....	51
QUADRO 1 – VALORES DE ION (1986-2015).....	51
QUADRO 2 - VALORES DE TNA (1986-2015).....	52
QUADRO 3 - VALORES DE TSA (1986-2015).....	53
QUADRO 4 - EROSIVIDADES CALCULADAS E CLASSIFICADAS DE 1986 A 2015 (MJ MM HA ⁻¹ H ⁻¹ MÊS ⁻¹).....	57
QUADRO 5 - CLASSIFICAÇÃO E DURAÇÃO DOS EVENTOS ENOS NO PERÍODO DE 1986 A 2015.....	63
QUADRO 6 – RESUMO DOS EVENTOS ENOS E SUAS INTENSIDADES.....	64
QUADRO 7 - DETERMINAÇÃO DAS FASES DO ÍNDICE INTER-HEMISFÉRICO.....	66
QUADRO 8 - RESUMO DAS ANOMALIAS NO ATLÂNTICO TROPICAL.....	67

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ANA	Agência Nacional das Águas
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
CPC	Climate Prediction Center
EUPS	Equação Universal de Perda do Solo
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ENOS	El Niño Oscilação Sul
EN	El Niño
GIH	Gradiente Inter-Hemisférico
ION	Índice de Oscilação do Niño
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
LN	La Niña
MUSLE	Modified Universal Soil Loss Equation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OS	Oscilação Sul
RUSLE	Revised Universal Soil Loss Equation
TSA	Tropical Southern Atlantic
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
TNA	Tropical Northern Atlantic
USLE	Universal Soil Loss Equation
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
1.1	OBJETIVOS.....	18
1.1.1	Geral	18
1.1.2	Específicos	18
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	19
2.1	PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA.....	19
2.2	EROSÃO HÍDRICA.....	21
2.2.1	Erosão hídrica na drenagem urbana	23
2.2	EQUAÇÃO UNIVERSAL DE PERDA DE SOLOS - EUPS.....	24
2.4.1	Índice de erosividade - EI_{30}	25
2.4.2	Fator de erosividade da chuva (R)	27
2.4.3	Índice de Fournier (Rc)	29
2.5	ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL	29
2.5.1	Influência do Dipolo do Atlântico	32
2.5.2	Influência do ENOS	33
2.6	EL NIÑO OSCILAÇÃO SUL – ENOS.....	34
2.6.1	Neutralidade climática	36
2.6.2	El Niño	37
2.6.3	La Niña	39
2.6.4	Efeito das anomalias nos recursos hídricos	40
2.7	TELECONEXÃO ATMOSFÉRICA	41
3	MATERIAL E MÉTODOS	44
3.1	ÁREA DE ESTUDO	44
3.2	DADOS PLUVIOMÉTRICOS E DIGITALIZAÇÃO DE PLUVIOGRAMAS	45
3.3	CÁLCULO DA EROSIVIDADE	47
3.4	ÍNDICES CLIMÁTICOS DO ENOS.....	50

3.5	CÁLCULO DO GRADIENTE INTER-HEMISFÉRICO.....	52
3.6	CORRELAÇÃO DE PEARSON E REGRESSÃO LINEAR	54
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	56
4.1	INTENSIDADE DO POTENCIAL EROSIVO.....	56
4.2	CLASSIFICAÇÃO DOS EVENTOS ENOS	62
4.3	FASES DO GRADIENTE INTER-HEMISFÉRICO (TNA-TSA)	65
4.4	ANÁLISE DA CORRELAÇÃO ENTRE O POTENCIAL EROSIVO E OS ÍNDICES CLIMÁTICOS.....	69
4.4.1	Erosividade x ION.....	69
4.4.2	Erosividade x GIH.....	73
5	CONCLUSÃO.....	77
6	SUGESTÕES PARA FUTURAS PESQUISAS	78
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	79

1 INTRODUÇÃO

Segundo Carvalho (2013), a erosão hídrica ocorre quando as gotas de chuvas atingem o solo e desagregam suas partículas mais finas, fazendo com que entrem em suspensão e sejam arrastadas. Geralmente esse processo ocorre quando a superfície do solo está saturada ou quando a lâmina precipitada é maior que a capacidade de infiltração, gerando o escoamento superficial, que deposita as partículas desagregadas em locais de menor cota, como depressões naturais, provocando a colmatagem¹ e concluindo o processo erosivo.

Os prejuízos causados pela perda de solo devido à erosão hídrica contribuem para a degradação ambiental, podendo provocar: (1) redução da qualidade da água pela presença de sedimentos; (2) assoreamento de córregos e lagos; (3) inundações causadas por alterações no regime fluvial; e (4) assoreamento, afetando a oferta hídrica, a fauna, a flora e as atividades humanas (SILVA et al., 2004; GUERRA, 1999). Nas regiões tropicais e subtropicais, os danos causados podem ser bem maiores, devido à elevada erosividade das chuvas nessas regiões (WALTRICK, 2010).

Diante disso, são aplicados modelos matemáticos para avaliar a perda de solo por erosão, os quais constituem importantes ferramentas de planejamento. Os primeiros trabalhos que permitiram a elaboração de um modelo para a estimativa da erosão hídrica se iniciaram por Zingg (1940), que publicou a primeira equação para calcular a perda do solo no campo, a qual foi gradativamente recebendo contribuições e aperfeiçoamento.

Baseando-se nesses trabalhos e experimentação própria, Wischmeier e Smith propuseram uma metodologia para estimar a perda de solo. Os cientistas combinaram vários fatores e em 1965 apresentaram o modelo “*Universal Soil Loss Equation*” (USLE), termo que traduzido para o português tornou-se a Equação Universal de Perda de Solos (EUPS). Segundo este modelo, a determinação do potencial erosivo consiste no produto dos fatores: erosividade (R), erodibilidade (K), topografia (LS), cobertura vegetal (C) e práticas de conservação agrícolas (P).

Lee e Heo (2011) afirmam que o fator *R* tem sido usado como o principal parâmetro na avaliação da erosão hídrica do solo, produção de sedimentos e

¹ Colmatagem é o processo de acumulação de sedimentos ou de preenchimento de áreas, realizados por agentes naturais ou pela ação antrópica.

monitoramento da qualidade da água. A motivação para o uso deste fator deve-se ao fato de que, dentre todos os outros componentes da USLE, ele é o mais suscetível a mudanças climáticas e ambientais.

Para obter um fator R confiável, os autores estimam que sejam necessários de 10 a 20 anos de coleta de dados. No entanto, devido à falta de registros pluviográficos e a necessidade de maior rapidez na aquisição de conhecimentos sobre a erosividade, trabalhos têm sido realizados e divulgados considerando um número inferior de anos. Este fator é obtido através da média dos valores anuais ou mensais do índice de erosividade (EI_{30}) para uma determinada série histórica de dados de precipitação pluviométrica.

O índice de erosividade tem uma grande importância, pois conhecendo a sua distribuição acumulada ao longo do tempo é possível identificar o(s) período(s) do ano com maior risco ou potencial de erosão hídrica, permitindo planejar eficientemente as medidas de controle da erosão do solo. Além disso, uma importante ferramenta para minimizar os efeitos negativos de perda de solo devido à erosão hídrica, é ter conhecimento sobre alguns sistemas climáticos que influenciam nas precipitações pluviométricas e algumas de suas anomalias.

As anormalidades climáticas como eventos ENOS (El Niño Oscilação Sul) são decorrentes das variações de fluxos de calor e de vapor d'água da superfície do Oceano Pacífico Equatorial para a atmosfera (GRIMM; TEDESCHI, 2004). O El Niño (EN) é caracterizado pelo enfraquecimento dos ventos alísios, o que permite que as águas fiquem mais aquecidas do que o normal, que pode influenciar também no posicionamento de um dos principais sistemas atmosféricos existentes no Oceano Atlântico, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a qual geralmente fica deslocada mais ao norte do Oceano Atlântico Tropical. Em fases de La Niña (LN), ocorre o processo contrário, ou seja, os ventos alísios são mais intensos, o que favorece o ressurgimento das águas mais frias à superfície e, conseqüentemente, a evaporação diminui. Nessa situação, geralmente, a ZCIT fica posicionada mais ao sul (ARAGÃO, 2009; CAVALCANTI et al., 2009).

Outra anomalia que influencia ainda mais no posicionamento da ZCIT é o Dipolo do Atlântico. Esta anomalia ocorre devido à diferença de temperatura entre o Oceano Atlântico Equatorial Norte e Sul, por exemplo, um aquecimento do Atlântico Tropical Norte relativo ao Sul leva a uma mudança para o norte da ZCIT, resultando na diminuição das precipitações pluviométricas na região amazônica. Por sua vez,

um aumento da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Atlântico Equatorial Sul em relação ao norte leva a formação de chuvas mais intensas (FU et al., 2001).

A presente pesquisa justifica-se pelo número pequeno de trabalhos sobre a erosividade da chuva na região norte; e estudos que avaliem influências das anomalias climáticas sobre este fator, as quais vêm ganhando cada vez mais atenção da comunidade científica, acarretando uma série de discussões e preocupações relacionadas aos impactos que podem ser causados. É sabido que as anomalias climáticas causam mudanças diretas nas componentes do ciclo hidrológico, afetando também parâmetros hidrossedimentológicos, como por exemplo, a erosividade, que é uma das responsáveis pela quantificação da erosão. Em outras palavras, através do presente estudo, poder-se-á prever taxas maiores ou menores de erosão, conhecendo-se a variação das anomalias climáticas. E, se tendências de mudanças climáticas forem percebidas, ações de prevenção ou remediação dos possíveis aumentos de erosão poderão ser estabelecidas.

Os dados obtidos nesta pesquisa também irão auxiliar futuros estudos na área de conservação de solos, planejamento para uso e ocupação do solo, prevenção de eventos extremos (inundações, grandes secas, etc.), gestão dos recursos hídricos e variações climáticas na cidade de Belém e Região Metropolitana.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Geral

Analisar a influência das anomalias climáticas ENOS e Dipolo do Atlântico sobre a erosividade das chuvas.

1.1.2 Específicos

- Calcular a erosividade mensal do município de Belém entre os anos de 1986 e 2015;
- Analisar a relação entre erosividade e os fenômenos ENOS quanto a sua intensidade;
- Determinar as fases do gradiente inter-hemisférico no Atlântico Equatorial;
- Calcular a correlação entre as erosividades e os índices climáticos.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA

A precipitação pluviométrica é um dos fatores principais para determinar o clima de uma região (TUBELIS; NASCIMENTO, 1980). É o processo pelo qual a água condensada na atmosfera atinge gravitacionalmente a superfície terrestre podendo ocorrer nas formas líquida (chuva) e sólida (granizo e neve). As precipitações pluviométricas se originam de nuvens formadas a partir do esfriamento do ar por expansões adiabáticas nas correntes ascendentes da atmosfera (VIANELLO; ALVES, 2002). Essa água em trânsito entre a atmosfera e o solo tem, aparentemente, um aspecto quantitativo para cada local, mas sua distribuição durante o ciclo anual é irregular em todo o planeta (LIRA et al., 2006).

A medida da precipitação pluviométrica é feita com instrumento de leitura direta, chamados de pluviômetros, ou por registradores denominados de pluviógrafos. Os pluviógrafos têm uma vantagem sobre os pluviômetros, que é a possibilidade de se determinar duas características importantes das chuvas: a intensidade e a duração das chuvas. A primeira é definida como a quantidade de água precipitada por unidade de tempo, expressa em milímetros por hora (mm h^{-1}), enquanto a duração das chuvas é definida como a diferença de tempo entre o instante de início e término do evento (VAREJÃO – SILVA, 2006).

A quantidade de precipitação pluviométrica é normalmente medida pela espessura da camada ou lâmina de água líquida que se deposita sobre uma superfície horizontal, plana e impermeável, denominada altura de precipitação, determinada pelo volume de água captado por uma superfície horizontal de área conhecida, e a unidade usada no sistema internacional de unidades é o milímetro (mm) (TUBELIS; NASCIMENTO, 1980).

A precipitação pluviométrica é um dos fenômenos meteorológicos de maior variabilidade temporal e espacial, tanto no período de ocorrência quanto na intensidade, podendo acarretar consequências negativas em diversos setores da sociedade. Longos períodos sem chuvas podem ocasionar deficiência hídrica no solo, redução da vazão nos sistemas de drenagem e abaixamento do nível de água das barragens, já os períodos com chuvas intensas ou ainda em vários dias de chuvas consecutivos podem levar às inundações e erosões no solo (BURIOL et al., 1994).

Segundo Bertoni e Tucci (1993), quanto à origem das chuvas, estas podem ser convectivas, frontais ou ciclônicas e orográficas ou de relevo:

- **Chuvas Convectivas:** Se originam devido ao intenso aquecimento da superfície do solo que resulta em forte ascensão de ar por convecção térmica. Caracterizada com alta intensidade, curta duração (minutos ou poucas horas) e pequena área de abrangência (localizada). Acontecem com maior frequência no período da tarde e início da noite.
- **Chuvas Frontais ou Ciclônicas:** Se originam na ascensão de ar devido a descontinuidades frontais (frentes quentes, frentes frias, frentes estacionárias e frentes oclusas) e se caracterizam por intensidade moderada a baixa, longa duração (podem durar vários dias) e grande área de abrangência (um ou mais estados).
- **Chuvas Orográficas ou de Relevo:** Se formam na região de barlavento² dos ventos úmidos e são caracterizadas com baixa intensidade, duração variável (enquanto os ventos úmidos sopram na direção da elevação do relevo) e área de abrangência dependente do relevo.

O clima é um importante agente na dinâmica do meio ambiente, pois tem influência nos processos tanto de ordem biológica quanto física, assim como na sociedade de modo geral. Trabalhos e estudos sobre precipitação são de grande importância, tendo em vista às mudanças climáticas que estão ocorrendo no planeta. Tema de debates e da preocupação mundial, essas mudanças estão diretamente ligadas em implicações de âmbito ambiental, econômico e social.

Um exemplo disso foi a análise da variabilidade anual e interanual da precipitação pluviométrica e do déficit hídrico realizada por Sousa e Nery (2002) na região de Manuel Ribas (PR), entre 1966 e 1997, com o intuito de caracterizá-la e dar subsídios ao melhor aproveitamento agrícola desenvolvido na Reserva Indígena Ivaí. Os autores encontraram uma significativa variabilidade interanual da precipitação pluviométrica, principalmente em anos de eventos El Niño e La Niña.

Sobre a temática de erosão hídrica, uma importante ferramenta para avaliar parte dos efeitos erosivos das chuvas é definir os seus padrões através das características físicas das chuvas. Para padronizar as chuvas, leva-se em consideração o tempo de ocorrência do pico de intensidade em relação ao tempo

² Barlavento é um termo náutico que significa a direção onde sopra o vento.

total da chuva (HORNER; JENS, 1941). Os padrões de chuva são classificados em *avançado*, quando a maior intensidade da chuva ocorre nos primeiros 33% do tempo de duração total da chuva; *intermediário*, quando a maior intensidade da chuva ocorre em um período de tempo entre 33% e 66% do tempo de duração total da chuva; e *atrasado*, quando a maior intensidade da chuva ocorre depois de passado 66% do tempo de duração total da chuva (HORNER; JENS, 1941).

Conforme Flanagan et al. (1988), nos padrões *intermediário* e *atrasado* são esperadas as maiores perdas de solo devido a umidade antecedente ser maior, pois em solo úmido a capacidade de infiltração é menor e a desagregação é favorecida pelo impacto das gotas de chuvas.

2.2 EROSÃO HÍDRICA

Segundo Carvalho (2013), a erosão hídrica ocorre quando as gotas de chuvas atingem o solo e desagregam suas partículas mais finas, fazendo com que entrem em suspensão e sejam arrastadas. Guerra (1999) aponta que algumas questões devem ser observadas na investigação e quantificação das potencialidades erosivas da chuva como, por exemplo, volume precipitado, tempo de duração e energia cinética.

Assim, o total precipitado e o tempo de duração do evento são dados primordiais, uma vez que a associação destas duas grandezas determina a intensidade que, por sua vez, imprime uma relação direta com a energia cinética, o total de energia de uma chuva (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2012).

Na visão de Bigarella e Mazuchowki (1985), as chuvas de alta intensidade têm mais sucesso no que se refere à ruptura da estabilidade dos agregados. As chuvas torrenciais possuem forte ligação com a erosão dos solos, pois prepara o material a ser transportado pelo escoamento superficial. Freire et al. (1991) classificam o potencial energético da chuva como o responsável por 90% das variações de perda de solo em um dado local.

A erosão hídrica do solo é um processo relativamente lento, intermitente, recorrente ao longo do tempo, progressivo, que se retroalimenta e é irreversível na escala humana. Conforme Buckman e Brady (1976), as principais características físicas da chuva envolvidas nos processos erosivos são: a quantidade ou pluviosidade total, a intensidade pluviométrica e a distribuição sazonal. No entanto,

existem outros fatores que devem ser levados em consideração, tais como a classe e as características do solo (físicas, químicas e mineralógicas); o relevo (declividade, comprimento de rampa e forma do terreno); a umidade, a interceptação pela cobertura vegetal, o tipo de cultivo (sistema de preparo) e o uso de práticas conservacionistas (SILVA et al., 1997).

O conhecimento das características físicas da chuva e sua relação com o potencial erosivo foi impulsionado pelos trabalhos de Laws e Parsons (1943) e Best (1950), que estudaram o tamanho e a distribuição das gotas de chuva e sua relação com a intensidade das precipitações pluviométricas e com a velocidade de impacto na superfície, concluindo que as precipitações de maior intensidade também são as de maior potencial.

Quando uma gota cai de uma nuvem de altitude bastante elevada não significa que sua velocidade ao tocar o solo seja potencializada, isso se dá devido ao atrito, que além de modificar seu formato pode vir a dividir as gotas, principalmente aquelas maiores que 5 mm (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2012).

Laws (1941) conseguiu medir, através de método fotográfico, a altura que as gotas de chuva de diferentes tamanhos necessitavam para atingir 95% de sua velocidade terminal, e concluiu que as gotas menores adquirem mais rapidamente sua velocidade terminal.

Baseados nestas observações Wischmeier e Smith (1965) concluíram para diversas localidades dos Estados Unidos, que quando os demais fatores condicionantes do processo de erosão são mantidos constantes, a perda de solo de uma área desprovida de vegetação é diretamente proporcional ao produto de duas características da chuva: energia cinética e sua intensidade máxima em 30 minutos. A associação da energia cinética total de uma chuva multiplicada pela intensidade máxima em 30 minutos denomina-se índice de erosividade (EI_{30}).

Segundo Hudson (1977), a erosividade das chuvas nas regiões tropicais e subtropicais é muito mais significativa do que em regiões de clima temperado. Ele considerou que apenas 5% das chuvas em clima temperado têm capacidade erosiva, enquanto que em clima tropical esta capacidade aumenta para 40%. Outro aspecto salientado são as intensidades de precipitação pluviométrica que podem ultrapassar 150 mm h^{-1} nas regiões tropicais e raramente excedem os 75 mm h^{-1} nas regiões de clima temperado. O pesquisador ainda destaca a variação mensal e estacional dos índices de erosividade que aumentam nos meses de primavera para

os de verão e diminuem dos meses de outono para os de inverno.

No Brasil, a erosão hídrica se processa em duas fases distintas: desagregação e transporte. A desagregação é ocasionada tanto pelo impacto direto no solo pelas gotas de chuva, como pelas águas que escorrem na sua superfície. Em ambos os casos é uma intensa forma de energia que desagrega e arrasta o solo, que é a energia cinética ou energia do movimento, e é proporcional ao peso (ou massa) do que está em movimento (água e partículas de solo) e ao quadrado da velocidade. As gotas da chuva atingem a superfície com uma velocidade entre 5 e 15 km h⁻¹, enquanto a água das enxurradas tem velocidade bem menor. Portanto, o impacto direto das gotas de chuva é a maior causa de desagregação das partículas do solo desprotegido (LEPSCH, 2002).

Para avaliar a perda de solo por erosão hídrica são aplicados modelos matemáticos de predição dos processos erosivos, os quais têm sido utilizados como ferramentas de planejamento ambiental. Tais modelos podem identificar áreas de maior vulnerabilidade ou maior suscetibilidade às perdas de solo em cenários de uso atual e em condições simuladas, nas quais práticas e tecnologias conservacionistas de solo e água são adotadas.

2.2.1 Erosão hídrica na drenagem urbana

Segundo Almeida Filho (1998) na origem, a erosão hídrica urbana está associada à falta de planejamento adequado, considerando as condições socioeconômicas e as tendências de desenvolvimento da área urbana. De acordo com Zamuner (2001), a falta de planejamento na ocupação dos espaços urbanos tem promovido alterações significativas na taxa de impermeabilização das bacias hidrográficas, ocasionando transtornos e prejuízos em razão do aumento significativo no escoamento superficial e na produção de sedimentos, causando a deterioração da qualidade da água por meio da lavagem de ruas e de passeios.

A erosão hídrica urbana está associada, em causa e efeitos, aos problemas de drenagem urbana. A erosão urbana deve ser considerada como uma variável de projeto de particular importância, merecendo cuidados de tratamento não só nas fontes principais de produção de sedimentos, como também ao longo de todos os percursos do sistema de drenagem, para evitar acidentes que produzam erosões localizadas de grande capacidade.

Os sedimentos que atingem a drenagem urbana se acumulam devido à

redução de declividade e da capacidade de transporte. Os sedimentos acumulados reduzem a capacidade de escoamento de cheias dos canais da macrodrenagem e as inundações se tornam mais frequentes. Em geral, a solução adotada é a dragagem do material depositado nos canais, porém, este procedimento exige altos custos na operação, na necessidade de uma área para depositar o material dragado e as interrupções no trânsito que ocorrem se o material é retirado por caminhões.

Para Azzolin e Pires (2006), as redes e galerias pluviais constituem-se em condutores ou transportadores de poluição, pois recebem resíduos de naturezas diversas, como: sedimentos, matéria orgânica, organismos patogênicos, metais pesados e nutrientes decorrentes das atividades antrópicas exercidas na sua área de drenagem, os quais são carregados pelas águas de chuva, e lançados nos corpos de água. Logo, percebe-se que além dos impactos físicos, o transporte de sedimentos traz consigo também o impacto socioambiental, pois com a carga desses poluentes agregados aos sedimentos, ocorre a redução da qualidade da água dos recursos hídricos urbanos, que muito das vezes, são utilizados para o abastecimento de água.

De acordo com Ridente (2001), o grande prejuízo atual do processo erosivo em áreas urbanas é de caráter social, econômico e ambiental, pois a deflagração ou evolução deste fenômeno leva à destruição de moradias e equipamentos públicos, como ruas, sistemas de esgoto, redes elétricas, sistemas de drenagem, além de poder levar até mesmo à perda de vidas humanas.

2.2 EQUAÇÃO UNIVERSAL DE PERDA DE SOLOS - EUPS

Cook (1936) propôs o termo erodibilidade do solo, e diante disto, Service (1937) medindo a erosão de parcelas experimentais, permitiu que a partir de características descritas de textura, estrutura, matéria orgânica e composição química, fosse possível descrever algumas características típicas de fenômenos erosivos e de desgaste do solo.

Zingg (1940), tomando como base esses trabalhos, publicou a primeira equação para calcular a perda do solo no campo, gradativamente recebendo contribuições e aperfeiçoamento. Para Ellison (1941) e Laws (1940), a chuva é o fator determinante da erosão. Smith (1941) adicionou os fatores de cobertura e práticas de conservação na equação e Browning (1947) incorporou o fator de erosividade da chuva, enquanto que Musgrave (1947) apresentou a equação com

as variáveis intensidade da chuva, tipo de solo, relevo e cobertura vegetal (SIMONS; SENTÜRK, 1992; BARRETTO, 2007).

No ano 1965, baseando-se nos trabalhos anteriores e experimentação própria, Wischmeier propôs uma metodologia para estimar a perda de solo para o Serviço de Conservação de Solos dos Estados Unidos. O mesmo autor, em parceria com Smith, combinou vários fatores, chegando a Equação 1:

$$A = R.K.LS.C.P \quad (1)$$

Sendo:

A= perda de solo por unidade de área (t/ha ano);

R= fator de erosividade (Mj mm/ha h ano);

K= fator de erodibilidade (t h/Mj mm);

L= fator comprimento de declive (-);

S= fator grau de declive (-);

C= fator uso e manejo (-);

P= fator prática conservacionista (-).

A erosão laminar é a principal fornecedora de sedimentos para sistemas fluviais (JULIEN, 1998). Apesar da USLE estimar a erosão laminar, ela tem como limitante só representar a produção de sedimentos nas bacias, mas não estima o valor que chega diretamente ao rio, pois depende estritamente da chuva como indicador de energia erosiva e não de fluxo superficial (SIMONS; SENTÜRK, 1992). Modificações posteriores do modelo, como a MUSLE (WILLIAMS, 1975), dUSLE (FLACKE et al., 1990), USLE-M (KINELL; RISSEL, 1998) e RUSLE (RENARD et al., 1997), permitem estimar a partir do fluxo superficial, o sedimento que chega ao rio.

2.4.1 Índice de erosividade - EI_{30}

Wischmeier e Smith (1965) pesquisaram a relação entre as diferentes características físicas da chuva e as perdas de solo evidenciadas nos Estados Unidos. Eles tinham como objetivo estabelecer um índice de erosividade que melhor estimasse a capacidade da chuva em provocar erosão, e verificaram que a perda de solo provocada pelas chuvas em áreas cultivadas apresentou elevada correlação com o produto entre duas características das chuvas: energia cinética total e intensidade máxima em 30 minutos. O índice EI_{30} , que foi capaz de explicar de 72 a

97% das perdas de solo causadas pelas chuvas, é expresso pela Equação 2, em unidades inglesas:

$$E_c = 916 + 331 \log I \quad (2)$$

A Equação 2 transformada para o sistema métrico internacional, de acordo com Foster et al. (1981), corroborados por Bertoni e Lombardi Neto (2012), pode ser expressa pela Equação 3:

$$E_c = 0,119 + 0,0873 \log I \quad (3)$$

Sendo:

E_c = energia cinética específica por lâmina de chuva em $\text{MJ ha}^{-1} \text{mm}^{-1}$;

I = intensidade da chuva em mm h^{-1} .

De acordo com Wischmeier e Smith (1965) as chuvas são consideradas erosivas quando a precipitação total for superior a 10 mm ou quando for igual ou superior a 6 mm em 15 minutos, enquanto que a erosividade de cada chuva isolada é calculada pelo produto entre E_c e a intensidade máxima de chuva ocorrida no período de 30 minutos, expressa em mm h^{-1} , e pelo total precipitado em mm, definido pela Equação 4:

$$EI_{30} = E_c \cdot I_{30} \cdot P \quad (4)$$

Sendo:

EI_{30} = erosividade da chuva em $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1}$;

I_{30} = intensidade máxima de chuva no período de 30 minutos em mm h^{-1} ;

P = total precipitado em mm.

Um exemplo de estudo de determinação do índice de erosividade foi o realizado por Hoyos et al. (2005) na bacia de Dosquebradas na Colômbia, que abrange uma área de 58 km^2 , com altitude de 1.350 a 2.150 m e precipitações pluviométricas de 2.600 a 3.200 mm. Para a referida região, foram determinados os índices de erosividade sazonal das chuvas, tal como definido pela equação universal de perda de solo (Equação 1), utilizando 11 anos de registros (1987-1997) a partir de seis estações pluviográficas localizadas na região da bacia. Os índices de erosividade das chuvas calculados apresentaram valores entre 10.409 e 15.975 $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1} \text{ano}^{-1}$.

Salako, Ghuman e Lal (1995), em seu trabalho realizado na região Centro-Sul

da Nigéria, chegou a um valor de índice de erosividade de $18.510 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. Comparando esse índice com o encontrado por Hoyos et al.(2005), percebe-se que o valor encontrado na África não difere tanto para com o encontrado aqui na América do Sul.

Oliveira Junior et al. (1994), visando estudar a capacidade erosiva das chuvas de Belém (PA), analisaram os registros pluviográficos diários do município, abrangendo uma série histórica contínua de 10 anos, no período de 1980 a 1989. A metodologia usada para cálculo do índice de erosividade foi a de Wischmeier e Smith (1965), com as modificações propostas por Foster et al. (1981). Foram analisadas todas as chuvas a partir de 10 mm, assim como aquelas iguais ou superiores a 6 mm, desde que ocorridas num período máximo de 15 minutos. Assim a erosividade anual das chuvas de Belém, de acordo com a metodologia descrita, apresenta o valor de $22.452 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, com variações de 12.899 (1983) a $34.672 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ (1989), com o período de dezembro a maio, responsável por 72% da erosividade anual, período mais chuvoso da região.

2.4.2 Fator de erosividade da chuva (R)

A soma de todos os valores de EI_{30} para as chuvas a partir de 10 mm, precipitadas em um mês ou ano em dado local, representa apenas o valor mensal ou anual da erosividade da chuva. O valor do fator de erosividade (R), da USLE, é a média dos valores anuais ou mensais para uma determinada série histórica de dados pluviográficos.

Lee e Heo (2011) afirmam que o fator R tem sido usado como o principal parâmetro na avaliação da erosão hídrica do solo, produção de sedimentos e monitoramento da qualidade da água, sendo necessário o registro pluviográfico contínuo de pelo menos 20 anos de precipitação, dados esses que são indisponíveis na maioria dos locais, não só no Brasil, mas no mundo. Com base nisso, alguns métodos simplificados têm sido utilizados em vários países para estimar a erosividade das chuvas, onde é possível utilizar informações coletadas apenas em pluviômetros.

Silva (2004) deixa claro que a erosividade das chuvas é potencialmente uma das maiores causas de erosão hídrica do solo, sendo um dos principais fatores da equação universal de perda de solo. O autor realizou um trabalho para investigar a distribuição espacial da erosividade anual das chuvas no Brasil. Para cada uma das

8 regiões estudadas, foi ajustada uma equação de correlação entre o fator R e dados pluviométricos, as quais foram utilizadas para determinação do fator em outros locais de acordo com a semelhança de pluviosidade. As variações das erosividades foram de 3.116 a 20.035 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ e, em grande parte do território brasileiro, os meses de dezembro e janeiro apresentaram os maiores valores de erosividade, enquanto que os menores valores foram verificados no período de junho a setembro. Os maiores valores foram verificados também mais a oeste do que leste da região norte do Brasil.

Oliveira et al. (2013) conduziram um estudo no Brasil com o objetivo de verificar a qualidade e representatividade de resultados obtidos na determinação da erosividade das chuvas, em regiões de norte a sul. Foram encontrados apenas 35 trabalhos com dados pluviográficos utilizados no cálculo da erosividade das chuvas. A maior parte (60%) está localizada no sul e sudeste do país e o restante nas demais regiões, com raros trabalhos na região norte. Os valores de erosividade encontrados variaram de 1.672 a 22.452 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, sendo o maior valor encontrado em Belém (PA). Na Figura 1 observa-se a distribuição territorial dos resultados levantados.

Figura 1 - Distribuição territorial de estudos significativos.



Fonte: Oliveira et al. (2013).

2.4.3 Índice de Fournier (Rc)

Hudson (1981), El-Swaify et al. (1982), Ulsaker e Onstad (1984), Lombardi Neto e Moldenhauer (1992), Bertol (1993) e Bertoni e Lombardi Neto (2012) divergem a sua opinião quanto ao uso do EI_{30} como índice de erosão para os trópicos. O embasamento para isso consiste na insuficiência e mesmo inexistência de dados pluviográficos necessários para a obtenção do EI_{30} , que demanda por registros detalhados da precipitação.

Diante disto, outros autores como Fournier (1956), Lombardi Neto e Moldenhauer (1992), Marques (1996), Silva (1997) e Bertoni e Lombardi Neto (1999) procuraram determinar as correlações entre o índice de erosividade e as características da chuva de mais fácil mensuração e que não necessitem de registros de sua intensidade. Eles correlacionaram a erosão anual com um coeficiente de distribuição da chuva que permitiu uma aproximação para o cálculo de R (Equação 5).

$$Rc = \frac{p^2}{P} \quad (5)$$

Sendo:

Rc - o coeficiente da chuva, em mm;

p - a precipitação pluviométrica média mensal, em mm;

P - a precipitação pluviométrica média anual, em mm.

Segundo Renard e Freimund (1994) o índice de Fournier destaca-se por correlacionar o EI_{30} com outros fatores. Segundo os autores, esse índice permite o ajuste de equações de correlação, que podem ser utilizadas para determinação da erosividade das chuvas em localidades que dispõem apenas de dados pluviométricos. No entanto, é necessário que essas localidades apresentem semelhança climática e de distribuição de chuva com a localidade para onde foi ajustada a equação.

2.5 ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL

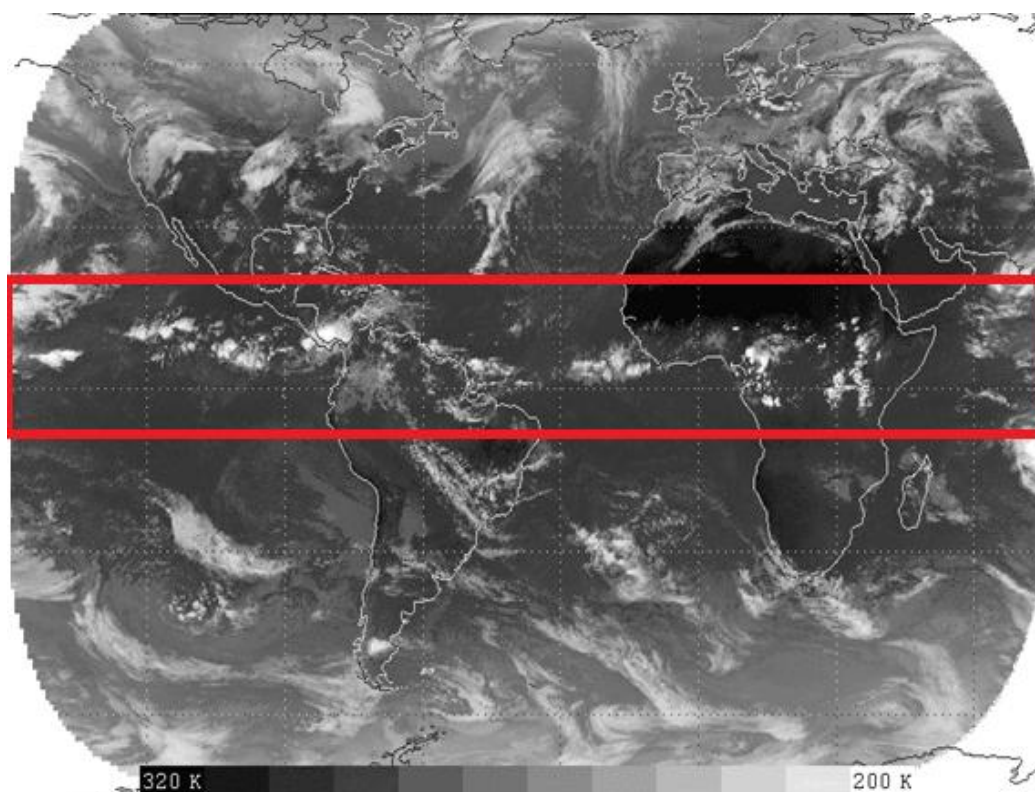
A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) pode ser definida como uma banda de nuvens que circunda a faixa equatorial do globo terrestre (Figura 2), formada principalmente pela confluência dos ventos alísios do Hemisfério Norte com

os ventos alísios do Hemisfério Sul. Associado a este sistema há intensa atividade convectiva e precipitação pluviométrica (FERREIRA; MELLO, 2005).

Apesar da influência mútua, as características não se apresentam, necessariamente, ao mesmo tempo sobre a mesma latitude. A ZCIT desloca-se para o norte durante o verão no hemisfério setentrional (junho, julho e agosto) e para o sul durante o verão no hemisfério meridional (dezembro, janeiro e fevereiro). Esse deslocamento da ZCIT está relacionado aos padrões de TSM sobre essa bacia do Oceano Atlântico Tropical.

Esse sistema meteorológico é um dos mais importantes, responsável pelas precipitações pluviométrica sobre as áreas costeiras da Amazônia e, também, da região Nordeste. Este fato pode ser observado considerando que o pico de precipitação pluviométrica sobre grande parte da região ocorre próximo à época em que a ZCIT atinge suas posições mais ao sul, no caso março e abril (CPTEC/INPE, 2015).

Figura 2 - Zona de Convergência Intertropical.

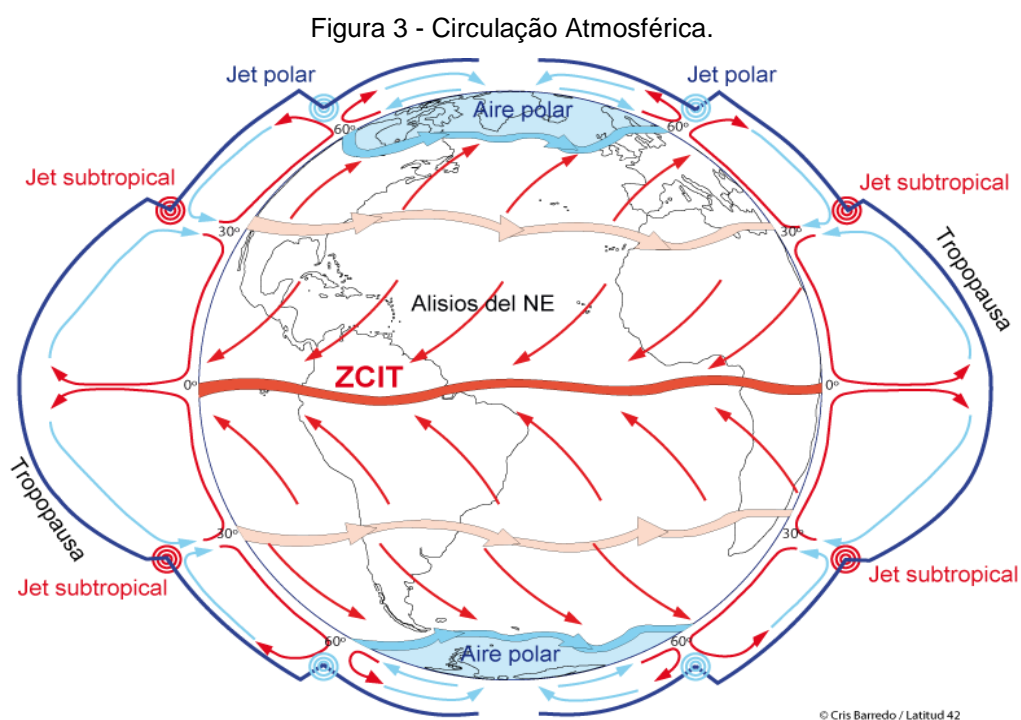


Fonte: CPTEC/INPE, 2015.

Dentro da circulação geral da atmosfera existem três cinturões de ventos que

são observados em cada hemisfério. Estes sopram desde centros de alta³ pressão subtropical em direção às baixas⁴ pressões na faixa equatorial. Os chamados ventos alísios são ventos de baixos níveis atmosféricos, caracterizados por grande consistência em sua direção. No hemisfério Sul, eles sopram de sudeste para noroeste e, no hemisfério Norte, eles sopram de nordeste para sudoeste (INMET, 2015).

Segundo Alves et al. (2005) a ascensão desses ventos provoca um resfriamento em níveis mais altos, perdendo umidade por condensação e precipitação, onde neste momento ocorre um movimento em sentido contrário, chamado de contra-alísios, até a zona dos cinturões anticiclônicos, onde ocorre movimento subsidente (de cima para baixo) aquecendo-se para formar novamente os alísios (Figura 3). Essa célula que se forma é chamada de *Hadley-Walker*. A circulação é dita de *Hadley* quando ocorre no sentido norte-sul, e de *Walker*, quando se faz no sentido leste-oeste, podendo ocorrer simultaneamente.



Fonte: CANVAS, 2016.

Conforme Nobre e Uvo (1989), a permanência mais longa ou curta da ZCIT

³ Regiões onde o ar está mais frio e pesado, descendo, conseqüentemente apresentando um clima mais frio e seco.

⁴ Regiões onde o ar está mais quente e leve, subindo, levando o calor e umidade e, assim, favorecendo a formação de nuvens de chuva, apresentando um clima mais quente e úmido.

em torno de suas posições mais ao sul é o fator mais importante na determinação quantitativa da estação chuvosa no norte e nordeste brasileiro, pois é isso que determina a duração da estação chuvosa. Em anos secos, a ZCIT permanece em suas posições mais ao sul de meados de fevereiro até março e, para anos chuvosos até maio.

2.5.1 Influência do Dipolo do Atlântico

As variações na precipitação pluviométrica da Amazônia são também conhecidas por estarem relacionadas à TSM no Atlântico Tropical. Um aquecimento do Atlântico Tropical Norte relativo ao Sul leva a uma mudança para o norte e oeste da ZCIT, resultando na diminuição das precipitações na região. Por sua vez, um aumento da TSM do Atlântico Sul em relação ao norte leva a formação de chuvas mais intensa (FU et al., 2001).

Essas mudanças que ocorrem no Atlântico Tropical levam à configuração de um “dipolo” de anomalias assimétricas de TSM com relação ao equador, conhecido como “Dipolo do Atlântico”. Na realidade esse “dipolo” é assinalado por um gradiente inter-hemisférico (GIH) de TSM, um dos responsáveis pelo deslocamento meridional da ZCIT (CAVALCANTI; SOUZA, 2009). Por esta causa, o Dipolo do Atlântico é a anomalia oceano/atmosférico que inibe ou aumenta a formação de nuvens, diminuindo ou aumentando os índices pluviométricos no Leste da Amazônia/Litoral Norte Brasileiro (Amapá, Pará e Maranhão).

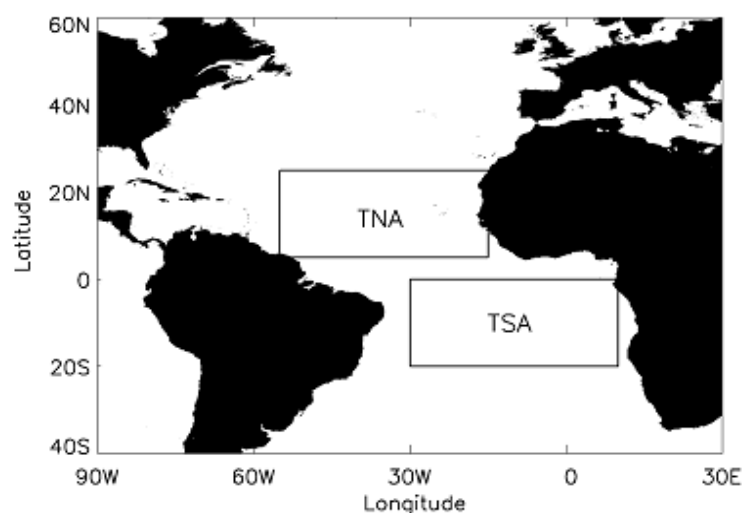
A fase positiva deste fenômeno é identificada quando as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais quentes e as águas do Atlântico Tropical Sul estão mais frias, ocasionando movimentos descendentes transportando ar frio e seco dos altos níveis da atmosfera sobre a Região Leste da Amazônia, inibindo a formação de nuvens e diminuindo a precipitação pluviométrica podendo causar até secas (ARAGÃO, 1996). Segundo o mesmo autor, a fase negativa ocorre quando as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais frias e as águas do Atlântico Tropical Sul estão mais quentes, ocasionando aumento nos movimentos ascendentes sobre as mesmas regiões, intensificando a formação de nuvens e aumentando os índices pluviométricos.

Para averiguar essas situações anômalas que ocorrem no Atlântico Equatorial, a *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) realiza a medição de dois índices que compõem o Padrão do Dipolo, o TNA (*Tropical*

Northern Atlantic) e o TSA (*Tropical Southern Atlantic*).

Para calcular os índices de anomalia, a série semanal é linearmente interpolada com a série diária para calcular o ciclo climatológico sazonal com resolução diária. Em seguida calcula-se a média mensal, para cada mês da série obtém-se a anomalia subtraindo-se da média climatológica. Tanto a anomalia TNA, como a TSA, são calculadas pelo mesmo método definido por Enfield et al. (1999), porém as localizações das boias de medição estão em localizações diferentes em relação a linha do equador, como se pode observar na Figura 4.

Figura 4 - Localização TNA e TSA.



Fonte: UK Meteorological Office, 2016.

2.5.2 Influência do ENOS

A ZCIT é afetada por fenômenos globais, de não menos importância, como por exemplo, o fenômeno ENOS. Em anos de El Niño, o ramo descendente da célula de Walker se desloca sobre a Amazônia, inibindo a convecção. Os ventos Alísios de nordeste estão bem mais fracos, diminuindo assim o fluxo de umidade vinda dos oceanos que penetra na região Amazônica. Contudo, a ZCIT está posicionada bem mais ao norte do que sua posição normal e então períodos de El Niño são extremamente secos, durante o que seria a estação chuvosa (janeiro, fevereiro e março) da região Norte (ALVES et al., 2005).

Coelho et al. (2004) analisaram os padrões de nebulosidade associada à ZCIT em dois anos de contraste com El Niño em 1998 e La Niña em 1999. Fazendo a verificação para os meses de março e abril de 1998 e de 1999, os autores notaram

que no ano de El Niño a convecção associada à ZCIT posicionou-se um pouco mais ao norte, enquanto que no ano de La Niña a convecção esteve um pouco mais ao sul. Quanto à intensidade da convecção, esta se mostrou mais enfraquecida em março de 1998 e em abril de 1999, e mais intensa em março de 1999 e em abril de 1998.

2.6 EL NIÑO OSCILAÇÃO SUL – ENOS

Um dos fenômenos atmosféricos que pode causar variação nos índices de erosividade das chuvas é o El Niño Oscilação Sul. Este fenômeno provoca alterações no clima em escalas locais, regionais e até mesmo globais, cuja origem é situada no Oceano Pacífico Tropical.

O fenômeno ENOS é constituído por um componente oceânico e outro atmosférico. O componente oceânico é caracterizado por anomalias da temperatura das águas da superfície do Oceano Pacífico Equatorial junto à costa oeste da América do Sul e é atualmente monitorado através da TSM. O componente atmosférico, também conhecido como Oscilação Sul (OS), foi registrado na década de 20, pelo matemático Sir Walker, que expressa a correlação inversa existente entre a pressão atmosférica nos extremos leste e oeste do Oceano Pacífico (GLANTZ, 1991; REPORTS, 2006; GRIMM et al., 1997; SANTOS, 2003).

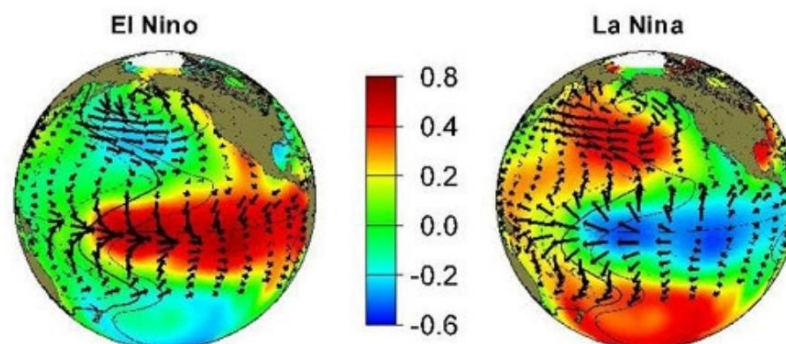
As diferenças de temperatura das águas entre o lado leste e o oeste do Oceano Pacífico, causam diferenças de pressão atmosférica nas duas superfícies e originam uma circulação secundária da atmosfera nesta região conhecida como célula de Walker. Esta circulação faz com que a parte oeste do Oceano Pacífico seja uma região de chuvas frequentes e, de forma oposta, a parte leste, junto à costa da América do Sul, seja uma região de chuvas escassas (CUNHA, 1999).

Observa-se na Figura 5, as duas fases do ENOS. A fase quente ou fase positiva do ENOS é chamada de El Niño, termo alusivo ao Menino Jesus devido ao aparecimento próximo ao Natal, da corrente marítima quente para o sul no Pacífico ao longo da costa do Peru e Equador.

Esta anomalia caracteriza-se por um aquecimento das águas simultaneamente com a diminuição da pressão atmosférica no Pacífico leste. A fase fria ou fase negativa, chamada de La Niña, é quando ocorre um resfriamento das águas e um aumento na pressão atmosférica na região leste do Pacífico (BERLATO; FONTANA, 2003; GRIMM et al., 1998). O fenômeno inicia no começo do segundo semestre de um ano e termina no final do primeiro semestre do ano

seguinte (GRIMM et al., 2000; BERLATO; FONTANA, 2003; BERLATO et al., 2005).

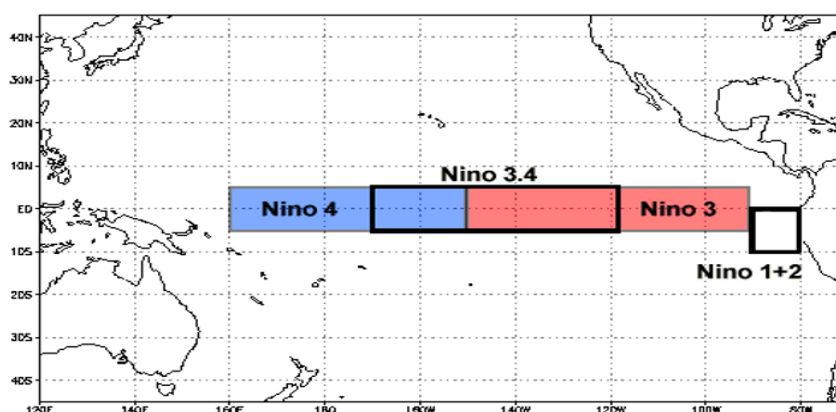
Figura 5 - Fases do Fenômeno ENOS.



Fonte: Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (2015).

Existem vários critérios para se definir as fases e a intensidade do fenômeno ENOS. No critério da NOAA, um episódio de El Niño ou La Niña é definido pelo Índice de Oscilação do Niño (ION) resultante da média móvel trimestral da TSM. A TSM é coletada em quatro regiões do Pacífico, e a região mais usada para pesquisa e monitoramento das águas do oceano é chamada de Niño 3.4 como observado na Figura 6. O El Niño é caracterizado quando o índice é $\geq 0,5^{\circ}\text{C}$ e a La Niña quando o índice for $\leq -0,5^{\circ}\text{C}$ por, no mínimo, cinco meses consecutivos.

Figura 6 - Regiões de monitoramento da temperatura da superfície do mar. (TSM).



Fonte: NOAA, 2015.

Vários trabalhos mostram que na Região Sudeste da América do Sul, que abrange o Sul do Brasil, Nordeste da Argentina, Uruguai e Sul do Paraguai, o fenômeno ENOS apresenta forte sinal, especialmente em relação à precipitação pluviométrica (RAO; HADA, 1990; STUZZINSKI, 1995; DIAZ et al., 1998; GRIMM et

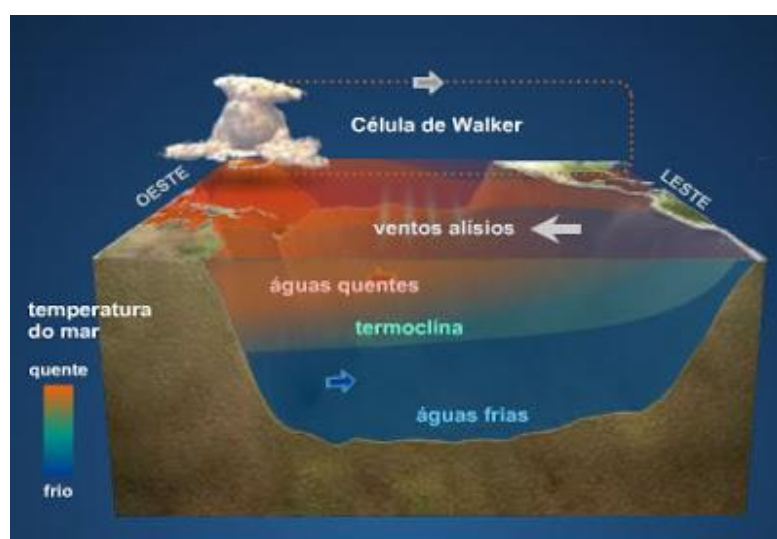
al., 1998).

No Brasil, a principal fonte da variabilidade interanual da precipitação pluviométrica é o fenômeno ENOS. O impacto da fase quente e da fase fria do ENOS se dá, principalmente, sobre a precipitação pluviométrica nas Regiões Sul e Nordeste, onde em anos de El Niño, a precipitação pluviométrica fica acima do normal climatológica na Região Sul e abaixo do normal na Região Norte e Nordeste. Já em anos de La Niña, ocorre o contrário (GRIMM et al., 1996; OLIVEIRA; SATYAMURTY, 1998; MARENGO; OLIVEIRA, 1998; DIAZ et al., 1998; BERLATO; FONTANA, 2003).

2.6.1 Neutralidade climática

A Neutralidade Climática, também chamada de Anos Neutros, representa os períodos de tempo onde não há ocorrência de nenhum fenômeno climático, ou seja, nestes anos não há influência de fenômenos como El Niño e La Niña (Figura 7). Em condições normais, no Oceano Pacífico, a TSM é mais baixa no setor leste, próximo à costa oeste da América do Sul, e mais elevada entre a parte central e o setor oeste, próximo ao continente australiano e a região da Indonésia. Por isso é comum o uso da expressão águas mais frias no Pacífico Equatorial Leste e águas mais quentes no Pacífico Equatorial Oeste (CPTEC/INPE, 2015).

Figura 7 - Condições normais de circulação dos ventos.



Fonte: CPTEC/INPE, 2015.

Nas camadas sub-superficiais do Oceano Pacífico, percebe-se a formação de

uma zona de transição entre as águas superficiais, mais quentes, e as águas profundas, mais frias. Nesta zona, conhecida por termoclina, a temperatura é constante e igual a 20°C. Ao longo da bacia, do Oceano Pacífico Equatorial, há um aprofundamento da termoclina, cuja altura pode variar 50 metros, próximo à costa sul-americana, até níveis da ordem de 200 metros na porção ocidental desta bacia. Este mecanismo denomina-se ressurgência pelos oceanógrafos e pode ser explicada pela atuação dos ventos alísios que "empurram" as águas mais quentes para oeste, fazendo com que as águas mais frias aflorem próximo à costa oeste da América do Sul (CPTEC/INPE, 2015).

Essas águas que afloram possuem mais oxigênio dissolvido e estão carregadas de nutrientes. Portanto, a região junto à costa oeste da América do Sul se torna uma das mais piscosas⁵ do mundo e estes nutrientes servem de alimento para os peixes daquela região, fazendo com que surja também uma cadeia alimentar, pois os pássaros que ali vivem se alimentam desses peixes.

2.6.2 El Niño

O El Niño vem sendo estudado desde a década de 1920, mas foi no final da década de 1960 que Jacob Bjerknes, da Universidade da Califórnia, observou uma conexão entre temperaturas quentes na superfície do mar, os fracos ventos de leste para oeste e as condições de alta precipitação pluviométrica. Posteriormente, foi visto que a teoria de Bjerknes associada aos estudos de *Walker* eram partes do mesmo fenômeno.

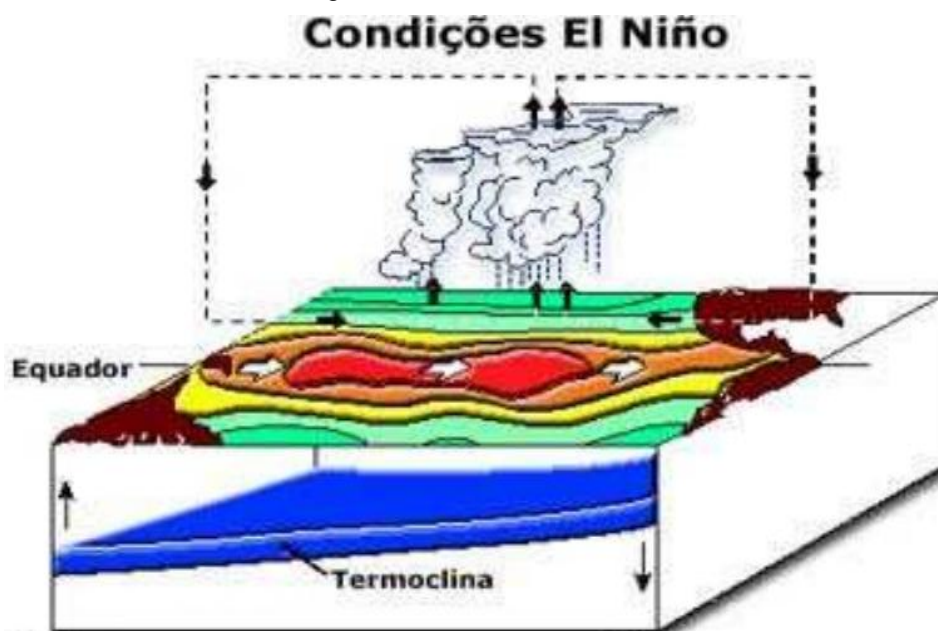
Este fenômeno ocorre tipicamente em intervalos de tempo irregulares, podendo variar geralmente de 3 a 5 anos. Contudo, estudos da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) garantem que os eventos de El Niño estão ocorrendo cada vez mais cedo, um exemplo disso é o El Niño em 1982/83, que teve as maiores anomalias de temperaturas em fevereiro.

Como é de se esperar, o deslocamento de águas quentes tem importantes repercussões na atmosfera. As convecções que normalmente ocorrem no Oceano Pacífico ocidental acompanham as águas superficiais quentes em seu deslocamento em direção ao continente sul americano, causando chuvas mais abundantes do que o normal no Norte do Peru, Equador e outras regiões tropicais

⁵ Localidade que possui uma grande quantidade de peixes.

da América do Sul. Enquanto isso, na parte Oeste do Oceano Pacífico o mecanismo de formação de precipitação cessa, causando secas na Austrália e Indonésia (FERREIRA, 2005).

Figura 8 - Fenômeno El Niño.



Fonte: CPTEC/INPE, 2015.

Na Figura 8, percebe-se que os ventos em superfície chegam a mudar de sentido, ou seja, assumem a direção de oeste para leste, causando um deslocamento da região com maior formação de nuvens e a célula de Walker fica bipartida. No Oceano Pacífico Equatorial podem ser observadas águas quentes em praticamente toda a sua extensão e a termocline fica mais aprofundada junto à costa oeste da América do Sul, principalmente devido ao enfraquecimento dos ventos alísios.

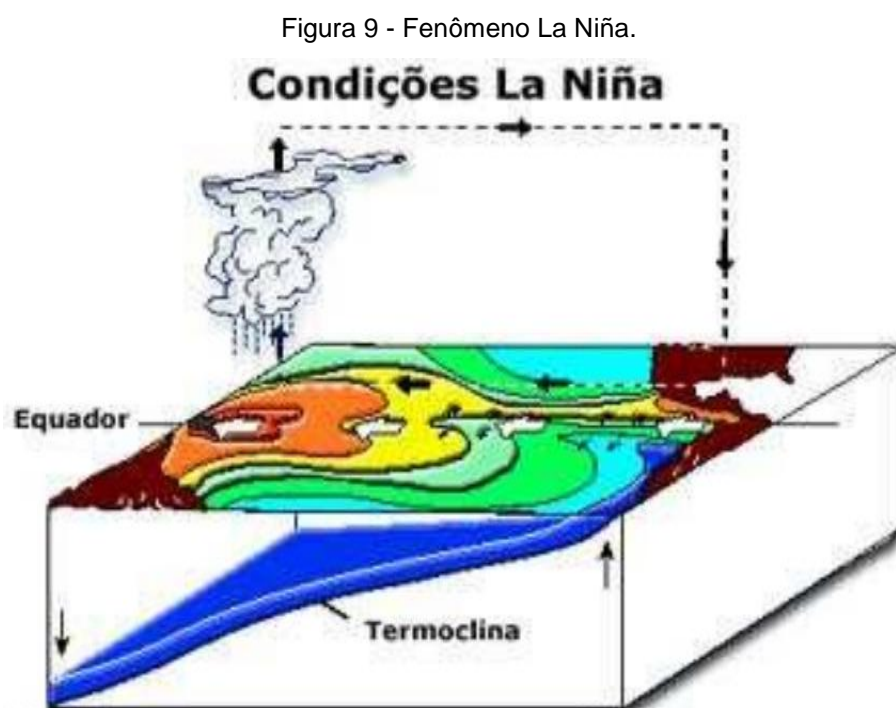
Durante um El Niño, as águas equatoriais quentes aquecem a atmosfera durante vários meses e a atmosfera responde a este aquecimento produzindo um padrão alternado de sistemas de baixa e alta pressão, os quais afetam profundamente a direção do vento local. Na América do Norte, os centros de baixa pressão, localizados ao Sudoeste do Alasca e no Sudeste dos Estados Unidos, afetam o tempo no Oeste do Canadá, nas planícies setentrionais e na região Sudeste dos EUA (FERREIRA, 2005).

Na Colômbia e noroeste do Peru e Equador, nota-se um aumento das chuvas

e vazões dos rios. Já o anti-planalto do Peru-Bolívia é atingido por períodos de secas. Na região Sul do Brasil ocorrem precipitações abundantes, principalmente na primavera, juntamente com o aumento da temperatura média. Nas regiões Norte e Nordeste, há diminuição da precipitação pluviométrica e ocorrência de estiagens, aumentando o risco de incêndios florestais. Já nas regiões Sudeste e Centro-Oeste ocorre um moderado aumento das temperaturas médias, porém não há padrão característico de mudanças de chuvas (SALINI, 2011). Com relação ao Brasil, o citado pode ser notado este ano.

2.6.3 La Niña

O La Niña pode ainda ser chamado de episódio Frio ou El Viejo (“o velho”, em espanhol). Ao aumentar a intensidade dos ventos alísios o fenômeno de ressurgência das águas do Pacífico tende a se intensificar e ocorre a diminuição da temperatura da superfície oceânica. Além disso, a corrente atmosférica tende a “empurrar” as águas mais quentes com maior força (Figura 9), fazendo com que elas se acumulem mais a oeste do que ocorreria normalmente (CPTEC/INPE, 2015).



Fonte: CPTEC/INPE, 2015.

Segundo Salini (2011), ao contrário do que se espera pela afirmativa de La

Niña ser o oposto do El Niño, os efeitos causados nas correntes atmosféricas são praticamente os mesmos: a maior concentração de águas quentes a oeste do Pacífico gera uma área onde a evaporação também é maior, intensificando o processo da célula de circulação de *Walker* (o ar quente sobe na região de águas mais quentes, ao mesmo tempo em que o ar mais frio desce na região oposta).

Outro ponto interessante é que os valores das anomalias de TSM em anos de La Niña têm desvios menores que em anos de El Niño, ou seja, enquanto observam-se anomalias de até 4,5°C acima da média em alguns anos de El Niño, em anos de La Niña as maiores anomalias observadas não chegam a 4°C abaixo da média. Em geral, episódios de La Niña têm frequência de 2 a 7 anos, todavia tem ocorrido em menor quantidade que o El Niño durante as últimas décadas. Além do mais, os episódios La Niña têm períodos de aproximadamente 09 a 12 meses, e somente alguns episódios persistem por mais que 2 anos (CPTEC/INPE, 2015).

Na América do Sul, os impactos de La Niña também podem ser percebidos na Colômbia, onde costumam ocorrer chuvas abundantes e enchentes. No oeste do Chile e da Argentina ocorre diminuição da precipitação pluviométrica de outubro a dezembro, e no Uruguai e no Peru a tendência é de diminuição das chuvas, ocasionando secas intensas (SALINI, 2011). Seus efeitos sobre o Brasil divergem daqueles causados pelo El Niño. Na região Norte e Nordeste ocorrem chuvas mais abundantes e aumento da vazão dos rios, enquanto que na região Sul ocorrem secas prolongadas. Nas regiões Centro oeste e Sudeste os efeitos são pouco previsíveis, podendo variar de ocorrência para ocorrência.

A região com grande quantidade de chuvas é o nordeste do Oceano Índico a oeste do Oceano Pacífico, passando pela Indonésia e a região com movimentos descendentes da célula de *Walker*, no Pacífico Equatorial Central e Oriental. É importante ressaltar que tais movimentos descendentes da célula de *Walker* no Pacífico Equatorial Oriental ficam mais intensos que o normal, o que inibe, e muito, a formação de nuvens de chuva (CPTEC/INPE, 2015).

2.6.4 Efeito das anomalias nos recursos hídricos

O El Niño por ser um fenômeno meteorológico de escala global, vem provocando alterações no regime de precipitações atmosféricas em várias partes da terra. No Brasil, ocorre uma redução de chuvas nas regiões Norte e Nordeste, e um aumento na região Sul, como a grande seca no Nordeste e as enchentes em Santa

Catarina, em 1983⁶.

El Niño intenso, como o de 1997/1998, pode ter um efeito notável sobre a quantidade de chuva. No Peru isto foi demonstrado com particular clareza por Bendix et al. (2000) onde os locais hiperáridos sofreram grandes tempestades resultando em grandes cheias. Na cidade de Paita no Peru, a média anual de precipitação pluviométrica é 15 mm, em 1998 foi registrada uma média de 3.803 milímetros.

Santos et al. (2015), no estudo de Avaliação mensal do regime térmico e hídrico do solo na região Amazônica, em anos de eventos extremos, garantem que a temperatura e umidade do solo apresentaram variabilidades bem distintas em anos de ocorrência dos fenômenos El Niño/Neutro/La Niña. Nos períodos chuvosos e menos chuvosos o comportamento destas variáveis também se apresentou diferente, mostrando a influência destes eventos na região Amazônica.

Os fenômenos El Niño e La Niña influenciam na característica da precipitação pluviométrica e temperatura de Belém. Por serem fenômenos de grande escala, eles alteram significativamente as condições climáticas, já que se manifestam em todas as variáveis meteorológicas, como pressão, temperatura, umidade, nebulosidade, vento e precipitação, e por esse motivo tem sido alvo de muitos estudos (OLIVEIRA et al., 1998). Um exemplo de estudo, foi o realizado por Costa et al. (2002), que concluiu que em anos sob a influência do fenômeno El Niño, o período chuvoso se encerra mais cedo, com longas estiagens. Já em anos sob influência de La Niña, ocorre o excesso de chuvas, causando alagamentos na cidade e também diversos prejuízos para a sociedade.

2.7 TELECONEXÃO ATMOSFÉRICA

Os padrões da pressão e da circulação atmosférica em uma dada região geográfica podem ser modificados devido à influência de fatores remotos, cuja recorrência pode variar de semanas até meses e anos. Essas influências remotas são denominadas teleconexões ou modos de variabilidade de baixa frequência da atmosfera (TRENBERTH et al., 1998).

O termo teleconexão refere-se à ligação entre anomalias climáticas

⁶ Segundo o “Atlas de desastres naturais do Estado de Santa Catarina”, no ano de 1983 a cidade de Blumenau (SC) foi atingida por duas enchentes, uma menor no mês de maio e outra no mês de julho.

localizadas geralmente a grandes distâncias. Essas ligações são causadas pela propagação de ondas e transporte de energia, que permitem à atmosfera atuar como uma ponte entre as diferentes partes do oceano, enquanto o oceano atua como um túnel ligando as diferentes regiões atmosféricas (LIU; ALEXANDER, 2007).

Segundo Cavalcanti e Ambrizzi (2009), em 1932, quando foi divulgada a possível “interconexão” da OS (componente atmosférica do El Niño) com os padrões de pressão, temperatura e precipitação obtidas por estações de superfície muito distantes da região, os resultados indicaram pouca aceitação da comunidade científica, pois a ideia era nova e controversa. O primeiro uso reconhecido da ideia foi por Ångström (1935). Entretanto, o uso do termo só começou a se disseminar com o trabalho de Bjerknes, no final dos anos de 1960, sobre os impactos de grande escala do fenômeno ENOS.

No início dos anos de 1980 foram publicados vários estudos sobre a associação dos padrões de teleconexão com a variabilidade da temperatura da superfície nos oceanos tropicais (HOREL; WALLACE, 1981). Foi somente em 1996, que a palavra “teleconexão” foi usada pela primeira vez, com o avanço dos estudos climáticos que acoplavam e mostravam mais claramente o papel do oceano na atmosfera (CAVALCANTI; AMBRIZZI, 2009).

Ao considerar os fenômenos ENOS e Dipolo do Atlântico Tropical, Nóbrega et al. (2009) concluíram que tais fenômenos provocaram modificações na circulação de grande escala, causando alterações nos índices pluviométricos na região Norte e Nordeste do Brasil.

De acordo com Yoon e Zeng (2010) somente uma parte da variabilidade da precipitação pluviométrica na bacia Amazônica é explicada pelo ENOS, sendo importante a avaliação conjunta da influência da TSM do Atlântico Tropical nessa região. Os autores avaliaram a influência das anomalias de TSM do Atlântico Tropical na precipitação pluviométrica da bacia Amazônica, quando calcularam a correlação entre a precipitação com as anomalias positivas no TNA, obtiveram redução da precipitação pluviométrica na bacia Amazônica. Por outro lado, quando calcularam a correlação com as anomalias positivas no TSA, notaram aumento de precipitação pluviométrica que apenas no litoral do nordeste do Brasil e oeste da Amazônia.

Os estudos sobre teleconexões costumam ser realizados por meio do

estabelecimento de matrizes de correlação temporal entre o comportamento de determinada variável em dois pontos distantes da Terra. Na Amazônia, o fenômeno ENOS, juntamente com o Dipolo do Atlântico, permite compreender a maior parte da variabilidade interanual do clima na região (MARENGO; NOBRE, 2009). Cavalcanti e Silveira (2013) afirmam que o El Niño está associado à redução da precipitação pluviométrica no nordeste da região. Já no leste, oeste e noroeste da Amazônia, a redução da precipitação pluviométrica pelo El Niño ocorre em apenas alguns meses do ano.

A seca de 2005, que se concentrou no oeste e sudoeste da região Amazônica, teve relação com o aquecimento anormal das águas do Atlântico Tropical Norte, que manteve a ZCIT mais ao norte de sua posição climatológica. A seca de 2010, por sua vez, apresentou maior abrangência e severidade que a de 2005 e teve como causa tanto o aquecimento do Pacífico quanto do Atlântico Norte (CAVALCANTI et al., 2013).

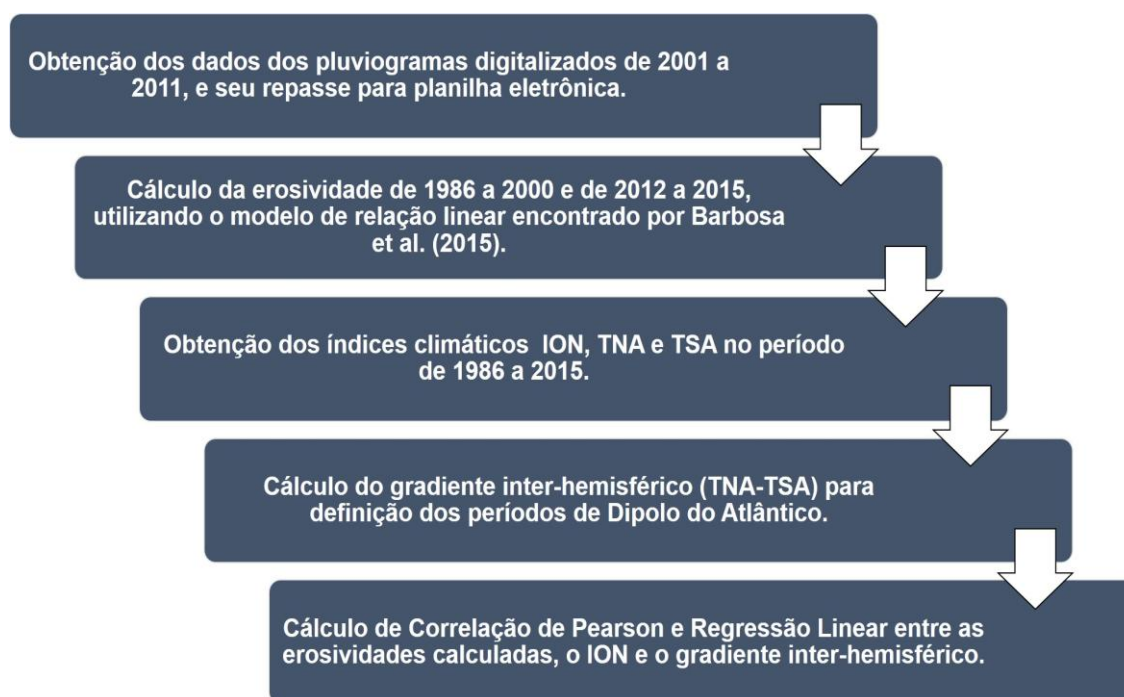
Diante disto, afirma-se que a precipitação pluviométrica na Amazônia é largamente influenciada por características vigentes na região tropical do Oceano Atlântico, de onde provém importante parcela da umidade presente na região. A influência do Pacífico Equatorial, por sua vez, é mais complexa, pois o fenômeno ENOS parece influenciar de maneira desigual os diferentes setores da região, além de apresentar expressões diversas conforme a época do ano em que ocorre.

No contexto das teleconexões, Reboita (2010) ressalta que é importante realizar estudos que tem como objetivo diagnosticar a influência conjunta do ENOS e das anomalias da TSM no Atlântico Tropical Norte e Sul no regime sazonal de precipitação pluviométrica das regiões Norte e Nordeste do Brasil.

3 MATERIAL E MÉTODOS

Na Figura 10 pode-se observar o esquema das etapas metodológicas para a realização do estudo.

Figura 10 – Esquematização das etapas metodológicas



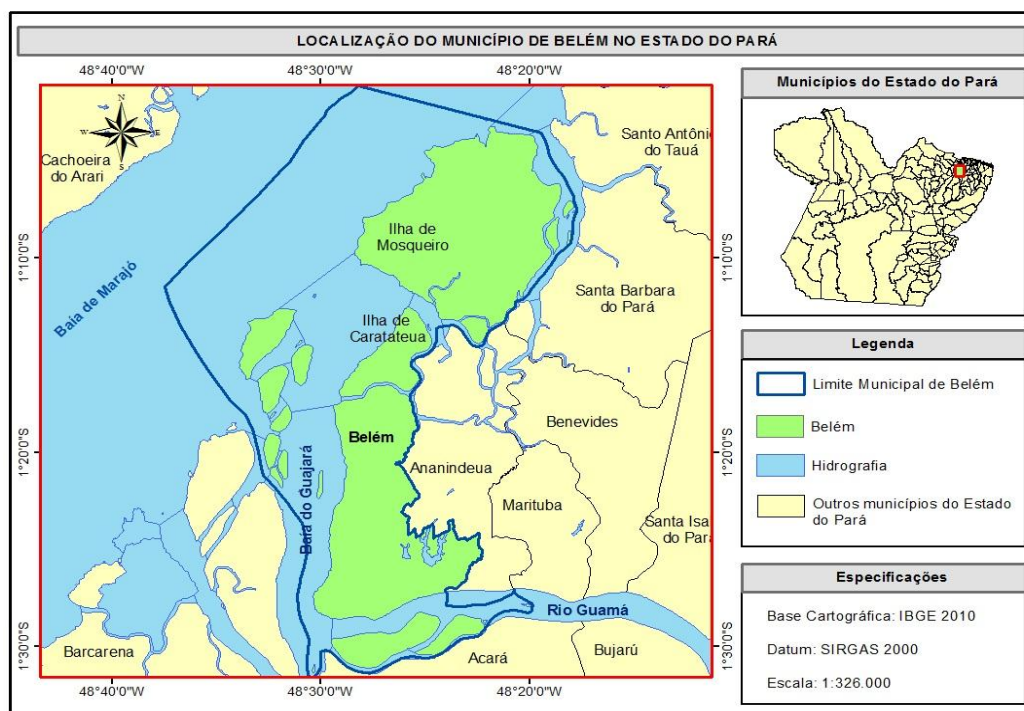
Fonte: Autor, 2015.

3.1 ÁREA DE ESTUDO

O município de Belém (PA) está situado na zona equatorial, às margens da Baía do Guajará e Rio Guamá, distante 120 quilômetros do Oceano Atlântico no estuário do Rio Pará, com coordenadas de 01° 26'S e 48° 26'W. Possui uma área territorial de 1.059,458 km² e 1.432.844 habitantes, com densidade demográfica de 1.315,26 hab/km² (IBGE, 2015).

A região de Belém apresenta uma área de 719 km², com altitude média de 12 m. Sua principal característica fisiográfica, é a presença de inúmeros pequenos corpos d'água, conhecidos regionalmente como furos e igarapés, os quais associados à baixa latitude condicionam à região um ambiente climático quente e úmido (EMBRAPA, 2015).

Figura 11 - Localização do município de Belém, PA.



Fonte: Autor, 2015.

A precipitação pluviométrica média anual é de 2.834 mm. A temperatura média é de 25°C em fevereiro e 26°C em novembro. A cidade está localizada na zona climática Afi (classificação de Köppen), que coincide com o clima de floresta tropical, permanentemente úmido, com ausência de estação fria e temperatura do mês menos quente acima de 18°C. A cobertura vegetal do Município compõe-se de Florestas Secundárias ou capoeiras, que substituíram a antiga Floresta Densa dos baixos platôs, as quais ainda são encontradas nas ilhas de Mosqueiro e Caratateua (Figura 10) e áreas adjacentes (VALENTE, 2011).

3.2 DADOS PLUVIOMÉTRICOS E DIGITALIZAÇÃO DE PLUVIOGRAMAS

Os dados de chuva utilizados neste estudo não possuem falhas e foram obtidos juntamente ao Instituto de Meteorologia (INMET), com série histórica de 11 anos (2001 a 2011), referente a estação de código 82191 (estação da CEASA – Central de abastecimento de Belém) localizadas a 01° 24' 40,42''S e 48° 26' 22,23''W. Melo et al. (2014) converteram os pluviogramas para o formato digital, para utilização em seus trabalhos, através do uso de uma mesa digitalizadora (Figura 12) e do Sistema para Digitalização de Pluviogramas HydroGraph 1.02.

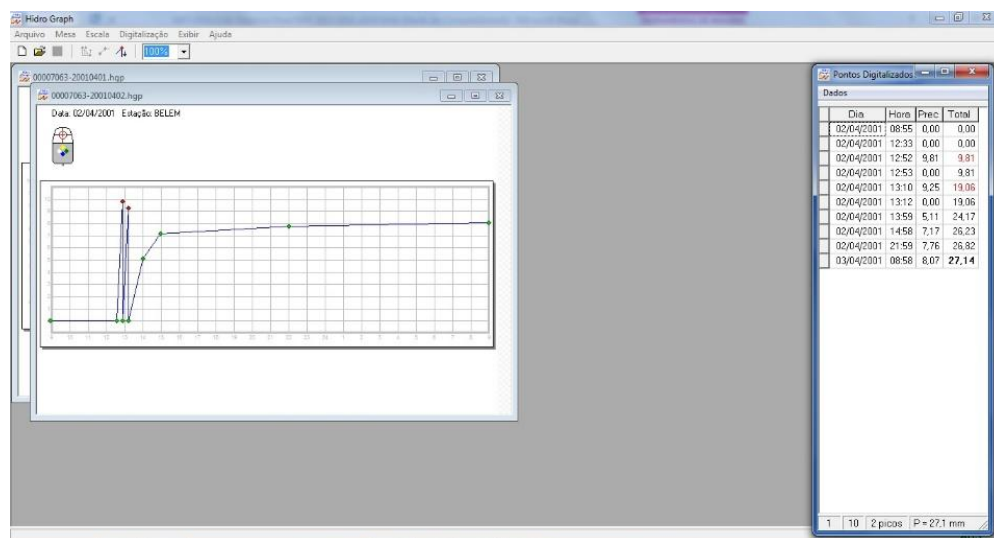
Figura 12 – Mesa Digitalizadora.



Fonte: Melo et al., 2014.

O equipamento é composto por uma mesa gráfica que funciona como área de trabalho e as ferramentas de entrada utilizadas na mesa são o Grip Pen, Mouse e o Suporte para caneta. Assim, foi feita a digitalização dos pluviogramas com o auxílio do programa HidroGraph 1.02. Este software é projetado para operar com as mesas digitalizadoras, na medida em que a sua comunicação com estes dispositivos é feita através da biblioteca WinTab, considerada uma interface de comunicação padrão. Na Figura 13, observa-se a interface deste programa.

Figura 13 – Interface do Hidrograph 1.02.



Fonte: Autor, 2015.

Posteriormente, para facilitar o manuseio dos dados utilizados neste estudo, os dados digitalizados foram repassados manualmente para planilha eletrônica (Figura 14).

Figura 14 – Dados em planilha eletrônica

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
1	DIA	HORA	PRECIPITAÇÃO	TOTAL								
2	03/04/2001	09:00	0	0								
3	03/04/2001	16:57	0	0								
4	03/04/2001	17:10	0	0								
5	03/04/2001	17:32	9,73	9,73								
6	03/04/2001	17:35	0	9,73								
7	03/04/2001	17:57	7,25	16,98								
8	03/04/2001	18:01	9,16	18,89								
9	03/04/2001	18:02	0	18,89								
10	03/04/2001	18:25	9,21	28,09								
11	03/04/2001	18:26	0	28,09								
12	03/04/2001	18:37	2,81	30,9								
13	03/04/2001	23:10	2,85	30,95								
14	03/04/2001	23:10	2,85	30,95								
15	03/04/2001	23:33	3,37	31,46								
16	04/04/2001	08:37	3,64	31,74								
17	04/04/2001	08:51	4,83	32,93								
18	04/04/2001	08:59	5,97	34,06								
19												
20												
21												
22												
23												
24												

Fonte: Autor, 2015.

3.3 CÁLCULO DA EROSIDIDADE

Vale ressaltar que alguns valores de erosividade usados neste estudo foram os determinados por Melo et al. (2014) e atualizados por Barbosa et al. (2015). Os autores adotaram critérios para individualização das chuvas erosivas baseados naqueles propostos por Wischmeier e Smith (1965). De posse dos pluviogramas dos anos digitalizados (2001 a 2011), eles consideraram chuvas erosivas aquelas que apresentaram altura total precipitada igual ou superior a 10 mm. Para totais precipitados inferiores a 10 mm as chuvas foram consideradas erosivas apenas quando a lâmina precipitada em 15 minutos foi de 6 mm ou mais.

Considerou-se chuva individual, ou não erosiva, aquela separada da anterior e da posterior por um período mínimo de 6h sem chuva ou com menos de 1,0 mm. Foram analisadas apenas as chuvas erosivas, determinando-se para cada intervalo de chuva a energia cinética unitária (Equação 3).

O valor obtido na Equação 3 é multiplicado pela energia cinética, pela intensidade máxima de chuva no período de 30 minutos e pelo total precipitado,

resultando na erosividade da chuva, que é dada pelo índice EI_{30} (Equação 4). Somando-se os índices EI_{30} de todas as chuvas erosivas de cada mês, obteve-se a erosividade mensal das chuvas em todos os meses da série analisada. Somando-se os índices EI_{30} mensais de cada ano, obteve-se a erosividade anual das chuvas de todos os anos da série analisada. Desta maneira, fazendo-se a média da erosividade anual das chuvas no período obteve-se o valor do R .

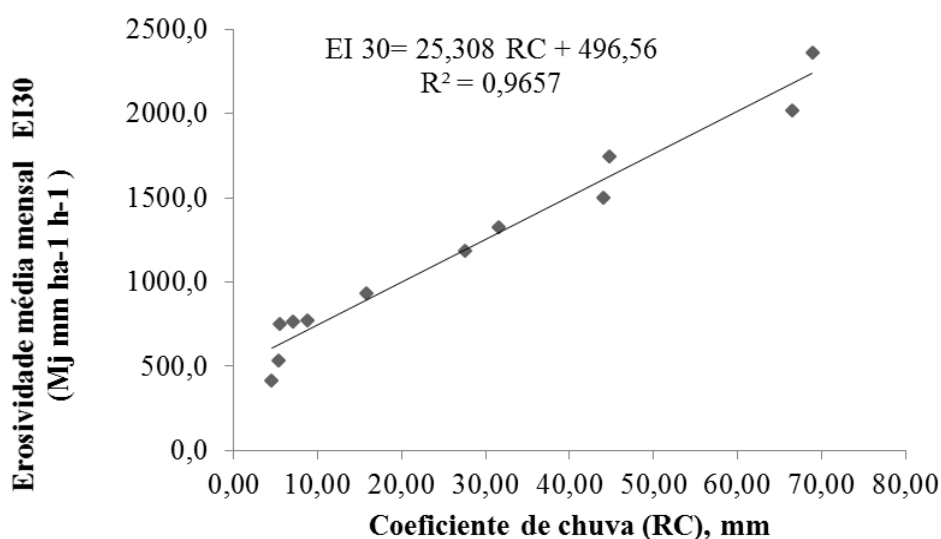
Assim, com os registros pluviográficos horários obtidos da série de dados de 11 anos foram estabelecidas relações do tipo linear (Equação 6) e potencial (Equação 7) entre a erosividade das chuvas calculada pelo índice EI_{30} de todos os anos e o coeficiente de chuvas, conforme proposto por Lombardi Neto (1992).

$$EI_{30} = a + b \cdot Rc \quad (6)$$

$$EI_{30} = a \times Rc^b \quad (7)$$

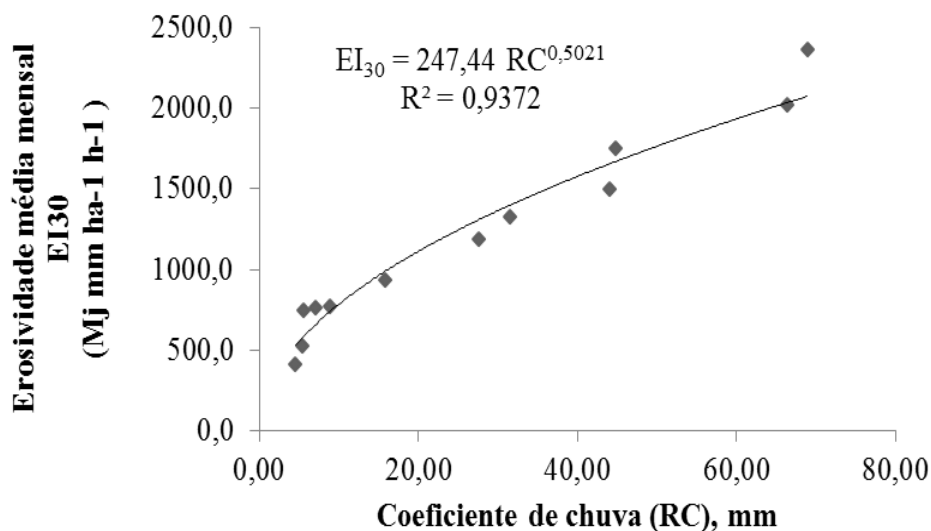
As curvas e as equações de regressão entre o índice EI_{30} e o Índice de Fournier (Rc) podem ser verificadas na Figura 15 e 16. Nota-se que a relação que obteve um melhor coeficiente de regressão foi a linear ($R^2 = 0,9657$), sendo esta, então, a melhor equação para ser utilizada na determinação da erosividade mensal.

Figura 15 – Correlação Linear entre o índice de erosividade (EI_{30}) e o coeficiente de chuva (Rc) da precipitação pluviométrica do período 2001 a 2011 no município de Belém, PA.



Fonte: Barbosa et al., 2015.

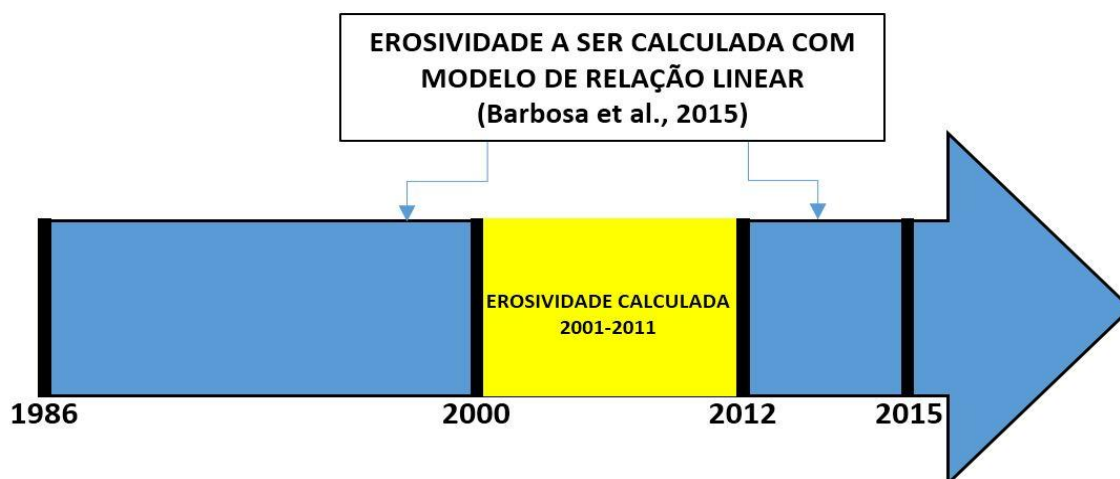
Figura 16 - Correlação Potencial entre o índice de erosividade (EI_{30}) e o coeficiente de chuva (R_c) da precipitação pluviométrica do período 2001 a 2011 no município de Belém, PA.



Fonte: Barbosa et al., 2015.

Para obter os 30 anos de dados foram realizados os cálculos de erosividade de 1986 a 2000 e de 2012 a 2015, utilizando o modelo de relação linear encontrado por Barbosa et al. (2015), na Figura 17 pode-se observar a esquematização de como o método foi realizado.

Figura 17 - Esquematização do Cálculo utilizando o Modelo de relação Linear.



Fonte: Autor, 2015.

Estudos relativos ao planejamento e análise do processo erosivo, através da predição de perda de solo utilizando o modelo USLE, adotam o cálculo do fator R anual (OLIVEIRA, 2013). Contudo, nesta pesquisa também foi utilizado o fator R

mensal, visto que um dos objetivos foi avaliar as alterações nos padrões mensais.

Um detalhe relevante sobre o cálculo da erosividade está relacionado à classificação dos valores obtidos, pois as classes erosivas encontradas na literatura são geralmente de regiões como Sul e Sudeste, que são de realidades climáticas totalmente diferentes. Por isso, suas faixas de classificação que geralmente são baixas não se enquadram com os valores encontrados para a região Norte, o que dificulta a análise desses dados. Diante disto, os dados foram classificados conforme os valores apresentados na Tabela 1 propostos pelo *International Soil Reference and Information Center*, que se adequam bem mais aos valores de uma região com altos valores de erosividade.

Tabela 1 - Classificação do índice médio mensal de erosividade.

Erosividade (Mj.mm.ha⁻¹.h⁻¹.mês)	Classe de Erosividade
R ≥ 1.250	Alta
800 < R < 1.250	Média
R ≤ 800	Baixa

Fonte: International Soil Reference and Information Center, 1996.

3.4 ÍNDICES CLIMÁTICOS DO ENOS

Os dados coletados os Índices Oceânico do Niño (ION). Estes dados são referentes aos anos de 1986 até 2015 e foram coletados junto ao *Climate Prediction Center* (CPC) e do *National Weather Service* gerenciado pela NOAA.

O ION identifica as anomalias de TSM no Oceano Pacífico através de uma média móvel de três meses, pois, por se tratar de eventos climáticos que não respeitam os limites de tempo ou tão pouco são cíclicos, o uso apenas da média mensal não é considerável, podendo levar a inconsistência de dados. Logo, o que se deve levar em consideração, segundo os meteorologistas, é o mês centralizado ao qual o índice refere-se.

No Quadro 1 são apresentados os valores de ION mensais em °C, os dados em azul representam os anos de ocorrência de La Niña, em vermelho os de El Niño e em preto os anos neutros.

Quadro 1 – Valores de ION (1986-2015).

Year	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1986	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.1	0	0.2	0.4	0.7	0.9	1.0	1.1
1987	1.1	1.2	1.1	1.0	0.9	1.1	1.4	1.6	1.6	1.4	1.2	1.1
1988	0.8	0.5	0.1	-0.3	-0.8	-1.2	-1.2	-1.1	-1.2	-1.4	-1.7	-1.8
1989	-1.6	-1.4	-1.1	-0.9	-0.6	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.1
1990	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4
1991	0.4	0.3	0.2	0.2	0.4	0.6	0.7	0.7	0.7	0.8	1.2	1.4
1992	1.6	1.5	1.4	1.2	1.0	0.8	0.5	0.2	0	-0.1	-0.1	0
1993	0.2	0.3	0.5	0.7	0.8	0.6	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1
1994	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.6	0.9	1.0
1995	0.9	0.7	0.5	0.3	0.2	0	-0.2	-0.5	-0.7	-0.9	-1.0	-0.9
1996	-0.9	-0.7	-0.6	-0.4	-0.2	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.5
1997	-0.5	-0.4	-0.2	0.1	0.6	1.0	1.4	1.7	2.0	2.2	2.3	2.3
1998	2.1	1.8	1.4	1.0	0.5	-0.1	-0.7	-1.0	-1.2	-1.2	-1.3	-1.4
1999	-1.4	-1.2	-1.0	-0.9	-0.9	-1.0	-1.0	-1.0	-1.1	-1.2	-1.4	-1.6
2000	-1.6	-1.4	-1.1	-0.9	-0.7	-0.7	-0.6	-0.5	-0.6	-0.7	-0.8	-0.8
2001	-0.7	-0.6	-0.5	-0.3	-0.2	-0.1	0	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3
2002	-0.2	-0.1	0.1	0.2	0.4	0.7	0.8	0.9	1.0	1.2	1.3	1.1
2003	0.9	0.6	0.4	0	-0.2	-0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4
2004	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.3	0.5	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7
2005	0.6	0.6	0.5	0.5	0.4	0.2	0.1	0	0	-0.1	-0.4	-0.7
2006	-0.7	-0.6	-0.4	-0.2	0.0	0.1	0.2	0.3	0.5	0.8	0.9	1.0
2007	0.7	0.3	0	-0.1	-0.2	-0.2	-0.3	-0.6	-0.8	-1.1	-1.2	-1.3
2008	-1.4	-1.3	-1.1	-0.9	-0.7	-0.5	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3	-0.5	-0.7
2009	-0.8	-0.7	-0.4	-0.1	0.2	0.4	0.5	0.6	0.7	1.0	1.2	1.3
2010	1.3	1.1	0.8	0.5	0	-0.4	-0.8	-1.1	-1.3	-1.4	-1.3	-1.4
2011	-1.3	-1.1	-0.8	-0.6	-0.3	-0.2	-0.3	-0.5	-0.7	-0.9	-0.9	-0.8
2012	-0.7	-0.6	-0.5	-0.4	-0.3	-0.1	0.1	0.3	0.4	0.4	0.2	-0.2
2013	-0.4	-0.5	-0.3	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.3
2014	-0.5	-0.6	-0.4	-0.2	0	0	0	0	0.2	0.4	0.6	0.6
2015	0.5	0.4	0.5	0.7	0.9	1.0	1.2	1.5	1.8	2.1	2.2	2.3

Fonte: NOAA, 2016.

Posteriormente, as anomalias foram classificadas e analisadas quanto a sua intensidade segundo critério apresentado pelo *Golden Gate Service* (Tabela 2). Foi elaborado também um quadro resumo com relação a frequência em que ocorreram as anomalias.

Tabela 2 - Classificação da Intensidade do Fenômeno ENOS

Evento	Valor do ION (°C)	Intensidade
El Niño	≥1,5	Forte
	1 a 1,4	Moderado
	0,5 a 0,9	Fraco
Neutralidade	-0,4 a 0,4	Neutralidade
La Niña	-0,5 a -0,9	Fraco
	-1 a -1,4	Moderado
	≤-1,5	Forte

Fonte: Golden Gate Service, 2012.

3.5 CÁLCULO DO GRADIENTE INTER-HEMISFÉRICO

As fases do gradiente inter-hemisférico de TSM no Oceano Atlântico Tropical (Dipolo Positivo/Negativo) foram determinadas com base na diferença entre o *Tropical Northern Atlantic* (TNA) e o *Tropical Southern Atlantic* (TSA). Valores mensais do TNA e do TSA estão disponíveis na página da NOAA de 1948 ao presente (sendo calculados continuamente a cada mês). Os Quadros 2 e 3 mostram as séries temporais de TNA e TSA, respectivamente, em valores mensais para o período de 1986 a 2015.

Quadro 2 - Valores de TNA (1986-2015)

Ano/Mês	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1986	-0,62	-0,63	-0,61	-0,64	-0,54	-0,59	-0,38	-0,41	0,04	-0,2	-0,6	-0,69
1987	-0,32	-0,17	0,22	0,33	0,37	0,62	0,48	0,56	0,4	0,45	0,36	0,52
1988	0,15	-0,02	0,27	0,38	0,29	0,34	0,27	0,03	0,06	-0,2	-0,23	-0,23
1989	-0,42	-0,48	-0,66	-0,89	-0,66	-0,17	0,25	0,39	0,06	0,12	-0,04	0,22
1990	-0,08	-0,1	-0,04	0,06	0,13	-0,02	0,06	0,3	0,4	0,41	0,33	0,17
1991	-0,14	-0,11	-0,22	-0,39	-0,42	-0,43	-0,39	-0,29	-0,14	-0,11	-0,15	-0,18
1992	0	0,04	-0,18	-0,29	-0,18	-0,11	-0,01	-0,23	-0,21	-0,06	-0,3	-0,23
1993	-0,25	-0,25	-0,23	-0,07	-0,04	0,07	-0,17	-0,11	-0,12	-0,13	-0,34	-0,41
1994	-0,59	-0,61	-0,6	-0,46	-0,5	-0,43	-0,39	-0,29	-0,24	-0,08	-0,03	-0,13
1995	-0,05	-0,04	-0,05	0,11	0,3	0,48	0,58	0,59	0,4	0,37	0,51	0,47
1996	0,74	0,4	0,22	0,31	0,36	0,18	0,12	-0,03	0,15	0,08	0,03	0,14
1997	0,31	0,34	0,15	0,27	0,43	0,54	0,34	0,16	0,26	0,59	0,58	0,44
1998	0,43	0,77	0,75	0,59	0,59	0,66	0,56	0,67	0,51	0,49	0,43	0,29
1999	-0,1	-0,2	-0,23	-0,13	0,11	0,15	0,17	0,34	0,38	0,25	0,13	0,27
2000	-0,18	-0,1	0,06	-0,01	-0,06	-0,16	0,01	0,15	0,02	0	-0,12	-0,19
2001	-0,13	-0,15	0,15	0,05	0,06	0,24	0,3	0,34	0,51	0,48	0,62	0,66
2002	0,78	0,53	0,37	-0,02	-0,19	-0,13	-0,06	-0,05	0,07	0,36	0,22	0,2
2003	0,27	0	0,04	0	0,06	0,22	0,36	0,59	0,66	0,8	0,48	0,49
2004	0,5	0,51	0,36	0,46	0,17	0,27	0,46	0,68	0,59	0,62	0,63	0,53
2005	0,46	0,38	0,68	0,81	1,01	0,92	0,84	0,74	0,73	0,54	0,4	0,55
2006	0,41	0,19	0,18	0,41	0,43	0,52	0,36	0,53	0,69	0,74	0,71	0,47
2007	0,46	0,56	0,33	0,4	0,21	0,16	0,09	0,01	0,11	0,24	0,24	0,09
2008	0,14	0,18	0,27	0,09	0,28	0,39	0,45	0,45	0,57	0,43	0,27	0,26
2009	0,07	-0,37	-0,34	-0,31	-0,23	0,05	0,45	0,41	0,35	0,63	0,51	0,54
2010	0,8	1,07	1,27	1,4	1,35	1,11	1,01	0,97	0,75	0,77	0,7	0,96
2011	0,97	0,53	0,41	0,33	0,41	0,59	0,43	0,49	0,36	0,44	0,21	0,23
2012	0,16	-0,02	-0,26	-0,17	0,09	0,31	0,3	0,52	0,72	0,78	0,75	0,55
2013	0,44	0,4	0,7	0,53	0,64	0,32	0,34	0,56	0,61	0,66	0,32	0,27
2014	0,13	-0,08	-0,35	-0,21	-0,06	-0,05	0,14	0,23	0,51	0,56	0,35	0,34
2015	0,17	0,11	-0,11	-0,24	0,08	-0,07	0,16	0,43	0,72	0,93	0,49	0,42

Fonte: NOAA, 2016.

Quadro 3 - Valores de TSA (1986-2015)

Ano/Mês	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1986	0,2	0,47	0,38	0,28	0,26	0,41	0,19	0,21	0,3	0,14	-0,17	0,02
1987	0,02	0,08	0,16	0,04	0,28	0,42	0,5	0,43	0,32	0,42	0,63	0,39
1988	0,63	0,66	0,77	0,59	0,71	0,73	0,46	0,5	0,3	0,37	0,14	0,19
1989	0,41	0,23	0,35	0,29	0,33	0,31	0,26	0,39	0,21	0,28	-0,06	-0,25
1990	-0,34	0,13	0,32	0,35	-0,06	0,08	-0,11	-0,13	-0,07	0,1	0,17	0,22
1991	0,12	0,06	0,14	0,31	0,49	0,44	0,05	-0,33	-0,36	-0,36	-0,34	-0,08
1992	-0,27	-0,26	-0,4	-0,57	-0,66	-0,8	-0,6	-0,66	-0,56	-0,52	-0,79	-0,36
1993	-0,25	-0,13	-0,09	0,2	0,03	-0,03	0,05	0,04	0,44	0,69	0,75	0,5
1994	0,32	0,12	0,24	0,18	0,11	-0,18	-0,26	-0,17	-0,15	-0,05	0,08	0,2
1995	0,4	0,61	0,74	0,61	0,59	0,64	0,35	-0,07	-0,04	-0,05	0,12	0
1996	0,18	0,43	0,47	0,65	0,77	0,87	0,66	0,35	0,13	0,12	0,12	-0,06
1997	-0,22	-0,34	-0,47	-0,5	-0,54	-0,67	-0,27	-0,09	0,21	0,69	0,79	1,03
1998	0,72	0,74	0,69	0,54	0,54	0,66	0,85	0,59	0,41	0,21	0,32	0,11
1999	0,13	0,05	0,33	0,45	0,53	0,49	0,64	0,55	0,24	0,28	0,33	0,36
2000	0,21	0,39	0,4	0,37	0,29	0,2	0,15	0,2	0,02	0,1	0,07	-0,01
2001	0,16	0,17	0,29	0,38	0,47	0,36	0,15	0,14	0,11	0,2	0,16	0,01
2002	0,14	-0,06	0,29	0,31	0,49	0,33	0,47	0,01	-0,08	0,14	-0,07	0,35
2003	0,56	0,57	0,63	0,42	0,37	0,1	0,4	0,49	0,49	0,53	0,55	0,56
2004	0,41	0,22	-0,01	-0,26	-0,12	-0,08	0,08	0,22	0,33	0,14	0,24	0,43
2005	0,61	0,49	0,61	0,29	-0,06	-0,26	-0,32	0,01	-0,09	0	-0,07	-0,02
2006	0,04	0,23	0,41	0,31	0,24	0,41	0,3	0,33	0,27	0,23	0,08	0,32
2007	0,24	0,21	0,04	0,24	0,28	0,43	0,23	0,15	0,27	0,11	0,1	0,2
2008	0,19	0,36	0,6	0,64	0,82	0,7	0,66	0,51	0,28	0,27	0,31	0,41
2009	0,45	0,35	0,54	0,52	0,79	0,59	0,39	0,24	0,19	0,45	0,3	0,7
2010	0,79	0,68	0,89	0,68	0,62	0,85	0,6	0,48	0,23	0,43	0,4	0,41
2011	0,45	0,59	0,72	0,49	0,3	0,2	0,27	0,2	0,24	0,28	-0,05	-0,48
2012	-0,32	-0,51	-0,08	-0,33	-0,04	0,04	-0,03	-0,08	0,02	0,03	0,03	0,18
2013	0,39	0,25	0,26	0,35	0,48	0,28	0,23	0,25	0,03	0,04	-0,07	0,11
2014	0,11	0,22	0,22	0,23	0,48	0,47	0,17	0,24	0,26	0,16	-0,32	-0,12
2015	0,43	0,42	0,23	0,36	0,46	0,38	0,07	-0,11	-0,04	0,28	0,37	0,7

Fonte: NOAA, 2016.

O critério para determinação da fase do gradiente meridional foi semelhante ao utilizado por Souza, Kayano e Ambrizzi (2005). Em anos com gradiente positivo/negativo ocorrem quando a diferença TNA-TSA assume valores consecutivos iguais/acima de 0,2 °C ou iguais/abaixo de -0,2 °C em pelo menos 4 meses. O sinal positivo ou negativo indica gradiente meridional de TSM para norte ou sul no Atlântico Tropical, influenciando no posicionamento da ZCIT e por sua vez nas precipitações pluviométricas.

3.6 CORRELAÇÃO DE PEARSON E REGRESSÃO LINEAR

Foi realizada a análise de correlação de Pearson e análise de regressão entre os Índices de Erosividade (EI_{30}) mensais e os Índices Oceânicos do Niño (ION) mensais dentro dos intervalos anuais, com o objetivo de verificar o grau de associação entre as duas variáveis, buscando identificar a previsibilidade do potencial erosivo das chuvas a partir de anomalias de TSM no Oceano Pacífico.

Elaboraram-se os mesmos cálculos entre os Índices de erosividade mensais e os Gradientes Inter-Hemisférico do Atlântico Equatorial (TNA-TSA) dentro dos períodos anuais, buscando os períodos onde os potenciais erosivos da chuva foram mais sensíveis a influência do Dipolo do Atlântico, e conseqüentemente ao posicionamento da ZCIT.

Segundo Vieira (2012), a presença de correlação estatística não garante que haja relação causal, isto é, relação de causa e efeito entre os conjuntos de dados. Assim, a correlação entre duas variáveis pode resultar da interferência de também outras variáveis não conhecidas no estudo.

A aplicação da função estatística de Pearson (Equação 12) permite calcular o grau da correlação entre duas variáveis de escala métrica (intervalar ou de razão), que possui variabilidade entre -1 (correlação negativa perfeita) e +1 (correlação positiva perfeita).

$$r = \frac{\sum(X_i - \bar{X}) \cdot (Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum(X_i - \bar{X})^2 \cdot \sum(Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (12)$$

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 .

Para Cohen (1988), valores entre 0,10 e 0,29 são considerados fracos; escores entre 0,30 e 0,49 são considerados médios; e valores entre 0,50 e 1 são interpretados como fortes. Neste trabalho a classificação utilizada foi a proposta por Dancey e Reidy (2006), onde os autores estabelecem uma correlação fraca para valores variando de 0,10 a 0,39; correlação média de 0,40 a 0,69; e correlação forte de 0,70 a 1.

Já os modelos de regressão são modelos matemáticos que relacionam o comportamento de uma variável Y com outra X . Quando a função f que relaciona duas variáveis é do tipo $f(X) = a + b.X$ temos o modelo de regressão simples. A variável X é a variável independente da equação enquanto $Y = f(X)$ é a variável dependente das variações de X .

Determinar a regressão entre duas variáveis serve para realizar previsões sobre o comportamento futuro de algum fenômeno da realidade. Neste caso, extrapola-se para o futuro as relações de causa-efeito – já observadas no passado – entre as variáveis. Pesquisadores interessados em simular os efeitos sobre uma variável Y em decorrência de alterações introduzidas nos valores de uma variável X também usam este modelo. Para o qual, formando-se pares de valores (x_1, y_1) (x_2, y_2) , (x_n, y_n) é possível plotar um gráfico cartesiano chamado de diagrama de dispersão.

Considerando que exista um relacionamento funcional entre os valores Y e X , a função de regressão deve explicar parte da variação de Y com X . Contudo, uma parcela da variação permanece inexplicada e deve ser atribuída ao acaso.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 INTENSIDADE DO POTENCIAL EROSIVO

A Amazônia possui três principais “polos” chuvosos, localizados: 1) no noroeste do estado do Amazonas, com volumes acima de 3.000 mm/ano; 2) na parte central da Amazônia, onde são registrados volumes superiores aos 2.500 mm/ano; e 3) entre o litoral do Amapá e a foz do rio Amazonas no estado do Pará, com pluviosidade acima dos 4.000 mm/ano (MARENGO; NOBRE, 2009). Seguindo essa lógica, espera-se também que a região de Belém obtenha maior número de chuvas erosivas, quando comparada ao restante da Amazônia.

No Quadro 4, são apresentados os valores mensais e anuais do índice de erosividade, calculado e classificado através da metodologia citada anteriormente. Percebe-se, claramente, que os valores são bem elevados e que chuvas erosivas estiveram presentes em toda a série, praticamente. Somente em novembro de 2009 a erosividade foi zero, sendo o único mês a não apresentar chuvas erosivas.

Na série de 30 anos estudada, foram no total 360 meses calculados e classificados, sendo que 138 apresentaram erosividade considerada como alta, 73 na classe moderada e 149 foram de baixo potencial erosivo. A maior parte das altas erosividades concentra-se, geralmente, entre o mês de dezembro até o mês de abril (período considerado chuvoso na região). Em contraste, as erosividades classificadas como baixas foram encontradas, em sua maioria, entre o mês de julho e o mês de novembro, considerado o período de estiagem.

O ano de 2005 foi o que apresentou o maior número de meses da classe alta (sete no total). Enquanto isso, o ano de 2002 foi o que apresentou o menor número desta classe, com apenas dois meses. Já a classe baixa fez-se mais presente nos anos de 1992 e 2003, totalizando oito meses em cada, e menos presente em 1988 e 1989, com somente dois meses em cada.

O maior valor de erosividade calculado foi de 4.824,29 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ mês⁻¹ em dezembro do ano de 2007, e a menor foi de 15,56 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ mês⁻¹, em maio de 2004. Com relação à média mensal entre os anos, a maior encontrada foi no ano de 2005, com valor de 1.557,53 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ mês⁻¹. A menor média ocorreu no ano de 2003, apresentando o valor de 766,91 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ mês⁻¹.

Quadro 4 - Erosividades calculadas e classificadas de 1986 a 2015 (MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ mês⁻¹).

Mês / Ano	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000
Jan	1505,19	2199,56	2606,53	1515,23	966,17	2129,50	2321,27	2038,90	1400,62	1378,74	1560,66	1868,05	1945,46	1017,14	1777,49
Fev	2486,77	1987,50	1257,62	1875,60	1901,93	2372,70	4501,54	1673,38	1838,03	1511,19	1397,10	1689,66	1391,07	1673,19	1929,13
Mar	2465,16	2612,28	1857,75	1545,79	1199,10	2686,43	1960,50	1972,17	2186,00	2025,55	3205,37	2538,26	1805,30	1845,04	1960,21
Abr	3072,62	1515,23	1565,82	2415,34	1656,51	1473,27	2254,81	1302,03	1851,81	1617,20	3415,40	2875,28	2875,84	1750,42	2442,62
Mai	937,63	615,25	1041,04	1719,39	824,46	1232,71	753,04	1048,05	1498,23	2327,42	997,36	1180,65	840,09	1925,42	1467,43
Jun	882,08	810,85	874,13	1134,03	647,25	702,15	496,64	643,95	939,74	693,67	1126,64	528,59	840,78	669,42	596,06
Jul	579,08	759,13	933,68	874,85	988,49	505,48	730,31	676,54	585,76	744,91	639,13	556,79	617,80	517,51	859,65
Ago	540,86	769,76	670,40	588,41	1033,26	530,79	556,51	959,97	640,35	529,52	795,86	615,97	673,91	555,79	648,58
Set	684,45	576,45	863,51	921,64	579,55	504,94	576,83	605,19	631,49	578,91	629,32	518,48	565,38	655,89	658,60
Out	648,18	563,00	567,93	866,75	663,93	759,10	516,76	792,59	608,11	695,15	579,96	497,20	542,65	650,06	690,56
Nov	567,89	531,83	1153,76	576,69	670,85	511,80	549,15	1060,60	702,23	951,26	756,22	629,13	759,92	555,94	549,33
Dez	859,12	727,94	1411,98	1453,48	818,22	609,13	632,93	1048,05	1278,75	1398,23	701,91	1167,42	1197,58	1739,43	1326,74
ANUAL	15229,02	13668,78	14804,14	15487,21	11949,72	14017,99	15850,28	13821,40	14161,12	14451,75	15804,94	14665,47	14055,77	13555,24	14906,40
Mês / Ano	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
Jan	1900,18	931,23	539,02	1601,6	893,9	2062,5	1278,4	1384,0	1376,5	2670,9	1840,9	1875,84	1462,60	1626,33	2362,24
Fev	1044,21	452,48	1331,23	1344,3	1710,2	545,7	1683,7	1252,7	1069,8	1635,2	1003,0	1705,30	3105,64	3012,19	1765,28
Mar	1520,74	1883,49	1558,67	1958,7	2650,8	3407,0	1470,9	4793,7	3351,3	1062,8	2336,7	4424,29	2467,12	2689,35	2644,76
Abr	1672,37	3704,15	418,40	1683,7	3425,9	2581,8	1176,1	1628,6	1395,2	1645,9	2907,7	1540,54	2428,07	2677,68	3201,17
Mai	998,66	225,58	625,64	15,6	969,0	1056,0	724,2	990,5	3398,3	1903,9	3669,8	857,55	1663,36	1269,13	1761,61
Jun	1075,95	790,40	445,58	860,1	2405,3	114,9	1003,0	1429,3	1007,2	444,5	687,1	1226,10	654,08	1067,00	783,13
Jul	2670,97	442,01	256,00	462,8	2740,1	262,3	29,3	191,2	288,6	878,9	316,1	1195,42	545,63	904,82	716,25
Ago	41,69	183,19	497,34	145,7	558,1	1887,9	764,7	962,2	464,5	2001,6	948,4	586,25	915,72	546,36	571,37
Set	479,53	915,60	1050,39	182,7	173,7	1117,3	18,6	628,3	999,6	188,3	94,2	773,05	581,63	804,30	565,68
Out	1792,33	120,07	570,44	692,0	1431,1	522,0	572,2	265,5	1181,3	954,3	147,2	510,54	545,52	543,35	501,71
Nov	175,99	210,23	557,63	196,6	116,4	1283,0	431,9	551,3	0,0	145,6	928,0	572,00	805,31	560,10	567,98
Dez	2392,37	1238,56	1352,51	1986,1	1620,6	3105,5	4894,3	585,9	1122,9	543,7	397,7	979,65	1121,23	737,44	989,34
ANUAL	15764,99	11096,99	9202,86	11129,73	18695,11	17945,97	14047,27	14663,29	15655,23	14075,75	15276,92	16246,53	16295,91	16438,05	16430,51

Fonte: Autor, 2016.

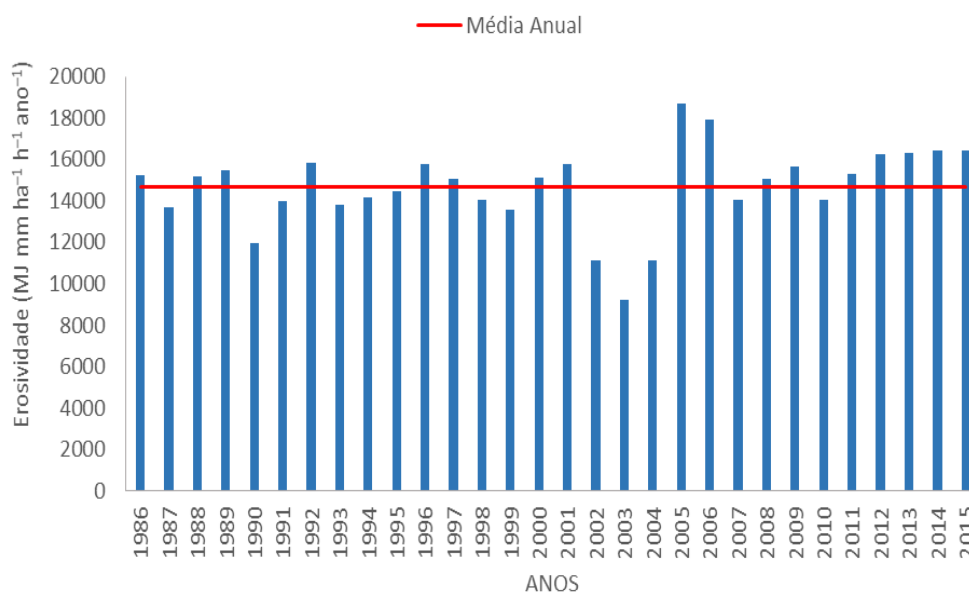
LEGENDA	
R ≥ 1250	Alta
800 < R < 1250	Moderada
R ≤ 800	Baixa

Nota-se que o modelo desenvolvido por Barbosa et al. (2015) apresentou resultados de erosividade satisfatórios, o que leva a compreender que o mesmo possa ser utilizado para se obter índices de erosividade em outros locais, com características físico-climáticas semelhantes a de Belém (PA).

Este tipo de metodologia vem se firmando há bastante tempo, e um exemplo disso é o trabalho de Mello et al. (2007), onde os autores analisaram a semelhança do tipo climático, para extrapolar o uso de equações de regressão, de uma localidade para outra, na determinação da erosividade das chuvas. Indo um pouco mais longe, em 1980, Lombardi Neto estabeleceu as erosividades das chuvas para 115 localidades do Estado de São Paulo, utilizando a equação desenvolvida para o município de Campinas, no mesmo estado, por Moldenhauer (1980).

Os valores correspondentes aos índices de erosividade anuais estão representados através da Figura 18. O maior valor anual foi de 18.695,11 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ que ocorreu no ano de 2005, inclusive com a maior chuva diária entre os anos de 1986 e 2015, registrada no dia 24 de abril. O ano com menor potencial acumulado foi o de 2003, apresentando 9.202,86 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹. A média anual foi de 14.646,48 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, 17 anos se apresentaram acima da média e 13 ficaram abaixo.

Figura 18 - Totais anuais de erosividade no período de 1986 a 2015 no município de Belém, PA.



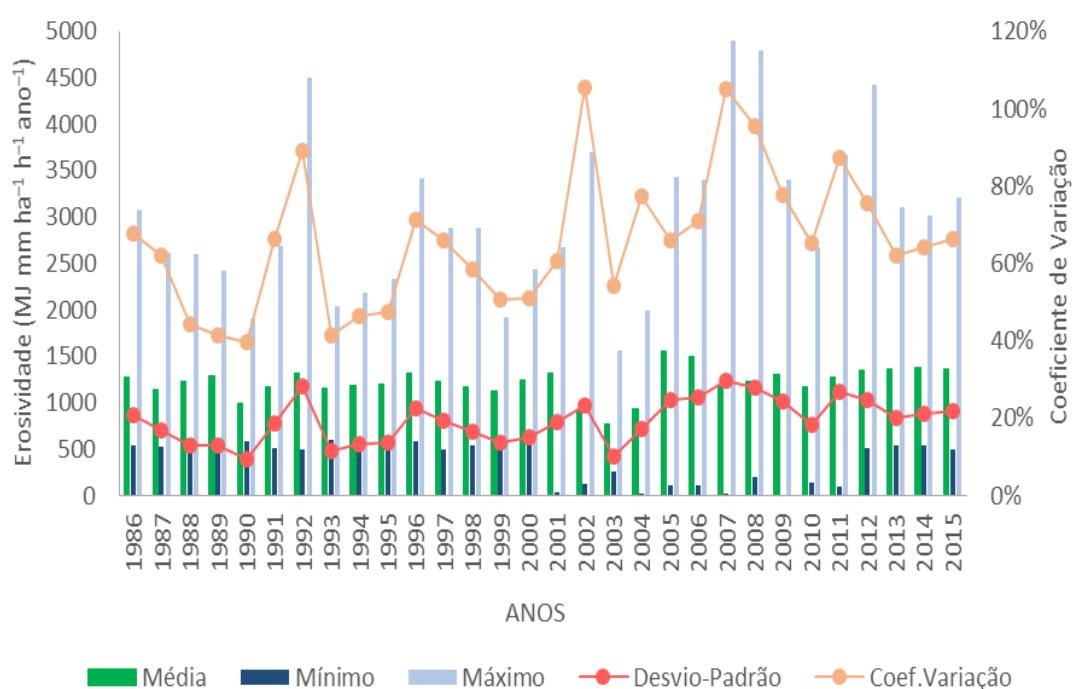
Fonte: Autor, 2016.

Pode-se notar a diferença climática entre regiões, quando comparando trabalhos, encontram-se classificações de intensidade erosivas diferentes, por exemplo, Mello et al. (2007) classificaram como “muito altas” as erosividades de 7.357 a 9.810 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, encontradas para diversos municípios no Estado de Minas Gerais, valores esses que estão abaixo de todos os valores anuais encontrados neste estudo.

Já Oliveira Junior (1992), encontrou valores de 12.350 e 13.914 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ para os municípios de Bragança e Marabá, localizados nas regiões nordeste e sudeste do Estado do Pará, respectivamente. Em Manaus (AM), Oliveira Junior e Medina (1990), encontraram um valor de 14.129 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹. Nota-se que esses valores encontrados em municípios da região Norte aproximam-se bem mais da média anual determinada para o município de Belém.

O resumo estatístico apresentado na Figura 19 deve-se ao fato de que apenas o valor médio não é suficiente para indicar como os dados realmente se comportaram. Quando o valor médio está associado ao coeficiente de variação e ao desvio-padrão, ele pode ser mais bem interpretado. Os coeficientes de variação mensais dentre todos os anos ficaram em torno dos 60%.

Figura 19 - Resumo estatístico dos índices de erosividade anuais.



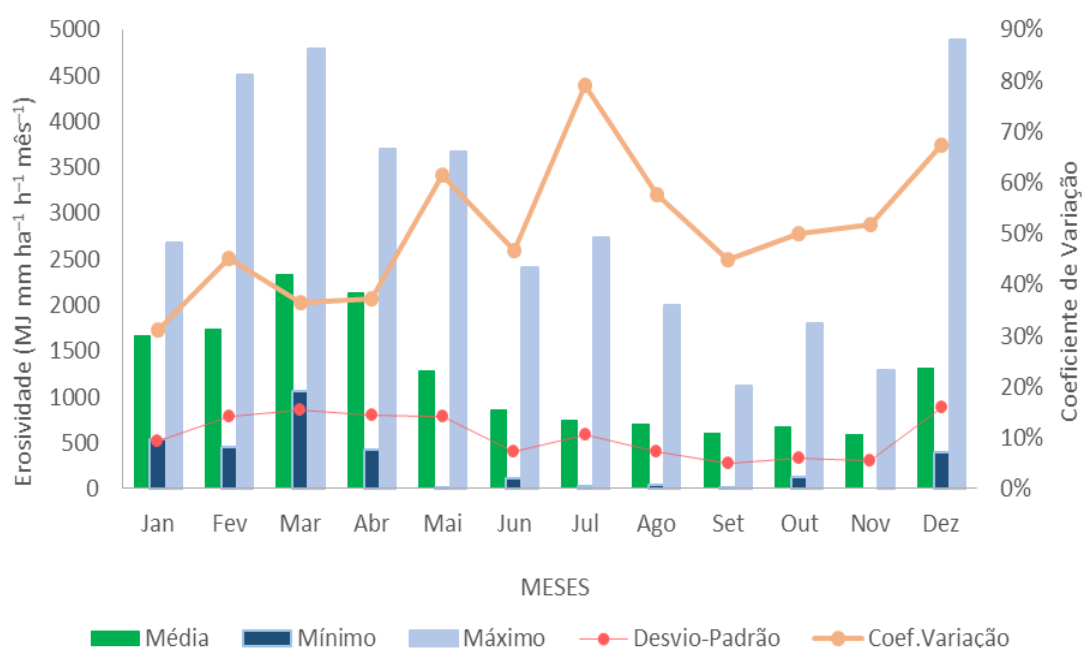
Fonte: Autor, 2016.

O ano com menor variabilidade entre os dados foi o de 1990, que apresentou um coeficiente de variação de 39,67% e ao mesmo tempo o menor desvio-padrão que foi de 395,04 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, também demonstrando uma menor dispersão estatística.

O ano de 2002 foi quando se obteve o maior coeficiente de variação (105,46%), o que representa que os valores nesses anos foram os mais heterogêneos e de maior variabilidade, porém foi no ano de 2007 que se encontrou o maior valor de desvio-padrão, o qual foi de 1.230,06 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, ou seja, nesse ano a variação dos dados de erosividade em relação à média foi bem maior do que em relação aos outros.

Foi importante também realizar a análise entre os meses, durante todos os anos, para entender melhor a variação da erosividade das chuvas. Pode-se observar na Figura 20 que o mês que apresenta maior média de erosividade é o mês de março, com 2.336,17 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ mês⁻¹, justamente o mês, que em geral, a região está no ápice de seu período chuvoso, ocorrendo as chuvas mais intensas. Enquanto isso o menor valor médio entre os meses foi de 587,62 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ mês⁻¹, referente a novembro, mês de estiagem e com poucas chuvas intensas na área de estudo.

Figura 20 - Resumo estatístico dos índices de erosividade mensais.

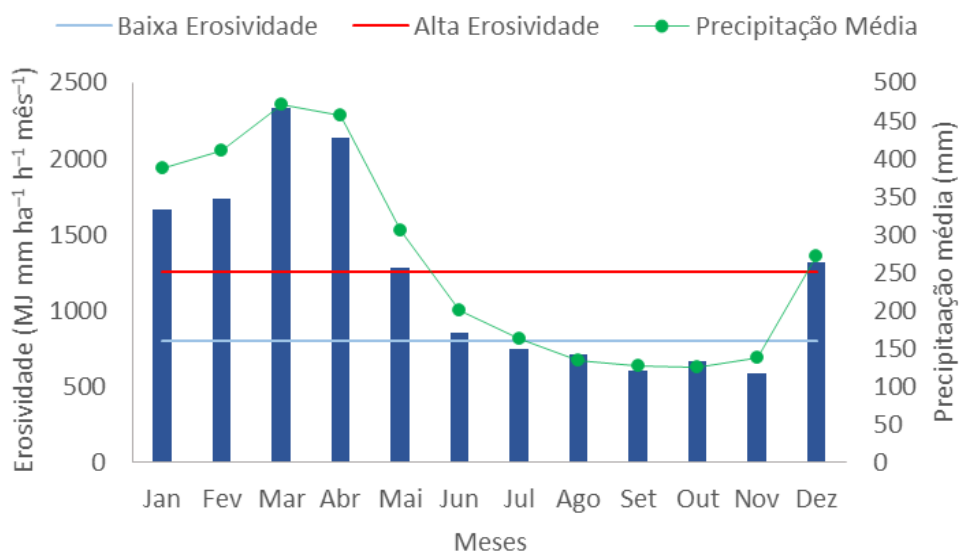


Fonte: Autor, 2016.

O mês que apresentou maior dispersão entre os valores foi julho, com um coeficiente de variação de 79,13%, este valor possivelmente deve-se ao fato deste ser um mês de transição entre o período chuvoso e o de estiagem. Em contrapartida, o mês com maior homogeneidade foi o mês de janeiro, apresentando o coeficiente de variação de 31%, justamente o mês onde o período chuvoso de fato, se estabelece. Referente ao desvio-padrão, o mês que apresentou o maior valor foi o de dezembro, com $886,41 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ mês}^{-1}$, tal fato pode ser explicado novamente devido à transição do final do período de estiagem para o início do período chuvoso. O mês com menor desvio-padrão foi o de setembro, apresentando o valor de $271,91 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ mês}^{-1}$, no qual o período de estiagem, durante alguns anos, atinge seu auge.

Analisando a Figura 21, que apresenta o gráfico da distribuição média mensal do índice de erosividade e da precipitação pluviométrica média, verificou-se que, de forma geral, as chuvas com maiores potenciais erosivos ocorrem no período de dezembro a maio, coincidindo com o período chuvoso na região. Na maioria dos anos estudados, esse foi o período com maior risco de erosão. O mês de junho foi o único a se apresentar com risco moderado. Os meses com menor potencial erosivo foram identificados no intervalo de julho a novembro, justamente o período de estiagem na região de Belém.

Figura 21 - Médias mensais de erosividade e precipitação pluviométrica para o município de Belém no período de 1986 a 2015.

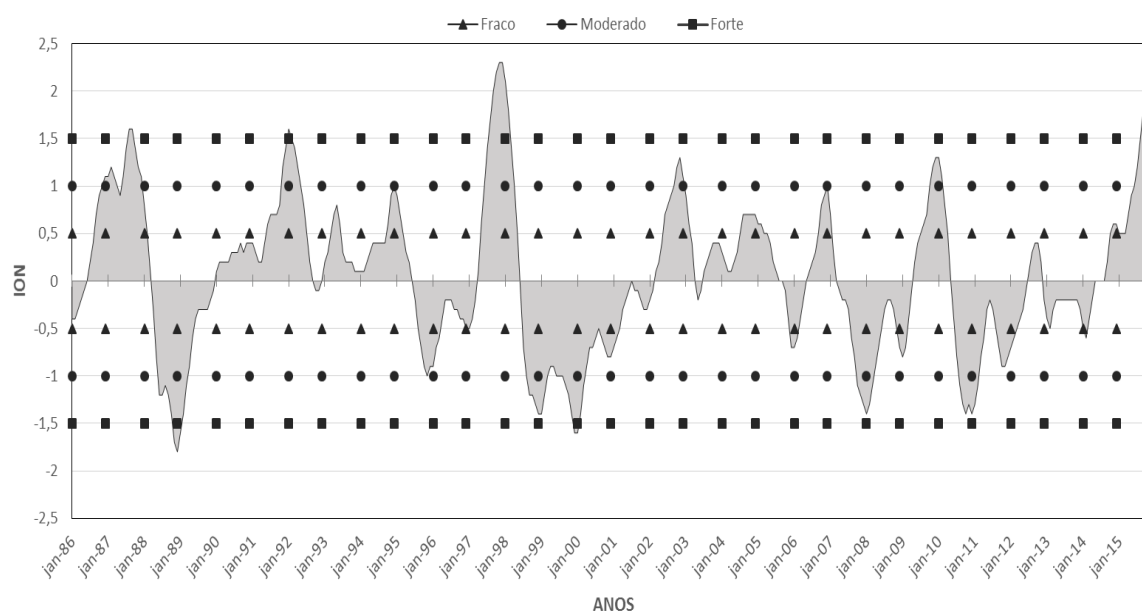


Fonte: Autor, 2016.

4.2 CLASSIFICAÇÃO DOS EVENTOS ENOS

Na Figura 22 observa-se a série temporal estudada e as ocorrências do ENOS nesse espaço de tempo, onde pode-se notar que, dos 30 anos avaliados, houve 26 com eventos (EN e/ou LN) e apenas 4 considerados neutros (1990, 1993, 2013 e 2014). Em cinco anos de El Niño e quatro de La Niña ocorreram eventos classificados como de intensidade forte. Os demais anos estão distribuídos nas classes de intensidade moderada (cinco de EN e quatro de LN) e intensidade fraca (seis de EN e cinco de LN).

Figura 22 - Ocorrência do ENOS de 1986 a 2015.



Fonte: Autor, 2016.

No Quadro 5, verifica-se a classificação e a duração dos eventos. A menor permanência para os eventos de EN foi de seis meses (setembro de 2006 a janeiro de 2007), que teve intensidade fraca. Para os anos de LN foi de oito meses (agosto de 1995/2011 a março de 1996/2012) que também possuíram intensidade fraca. Já a maior duração para EN foi de 18 meses (setembro de 1986 a fevereiro de 1988) e para LN foi de 33 meses (julho 1998 a março de 2001), sendo que em ambos os casos houve eventos classificados como fortes.

Quadro 5 - Classificação e duração dos eventos ENOS no período de 1986 a 2015.

Mês/Ano	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000
Jan	-0,4	1,1	0,8	-1,6	0,1	0,4	1,6	0,2	0,1	0,9	-0,9	-0,5	2,1	-1,4	-1,6
Fev	-0,4	1,2	0,5	-1,4	0,2	0,3	1,5	0,3	0,1	0,7	-0,7	-0,4	1,8	-1,2	-1,4
Mar	-0,3	1,1	0,1	-1,1	0,2	0,2	1,4	0,5	0,2	0,5	-0,6	-0,2	1,4	-1	-1,1
Abr	-0,2	1	-0,3	-0,9	0,2	0,2	1,2	0,7	0,3	0,3	-0,4	0,1	1	-0,9	-0,9
Mai	-0,1	0,9	-0,8	-0,6	0,2	0,4	1	0,8	0,4	0,2	-0,2	0,6	0,5	-0,9	-0,7
Jun	0	1,1	-1,2	-0,4	0,3	0,6	0,8	0,6	0,4	0	-0,2	1	-0,1	-1	-0,7
Jul	0,2	1,4	-1,2	-0,3	0,3	0,7	0,5	0,3	0,4	-0,2	-0,2	1,4	-0,7	-1	-0,6
Ago	0,4	1,6	-1,1	-0,3	0,3	0,7	0,2	0,2	0,4	-0,5	-0,3	1,7	-1	-1	-0,5
Set	0,7	1,6	-1,2	-0,3	0,4	0,7	0	0,2	0,4	-0,7	-0,3	2	-1,2	-1,1	-0,6
Out	0,9	1,4	-1,4	-0,3	0,3	0,8	-0,1	0,2	0,6	-0,9	-0,4	2,2	-1,2	-1,2	-0,7
Nov	1	1,2	-1,7	-0,2	0,4	1,2	-0,1	0,1	0,9	-1	-0,4	2,3	-1,3	-1,4	-0,8
Dez	1,1	1,1	-1,8	-0,1	0,4	1,4	0	0,1	1	-0,9	-0,5	2,3	-1,4	-1,6	-0,8
Mês/Ano	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
Jan	-0,7	-0,2	0,9	0,3	0,6	-0,7	0,7	-1,4	-0,8	1,3	-1,3	-0,7	-0,4	-0,5	0,5
Fev	-0,6	-0,1	0,6	0,2	0,6	-0,6	0,3	-1,3	-0,7	1,1	-1,1	-0,6	-0,5	-0,6	0,4
Mar	-0,5	0,1	0,4	0,1	0,5	-0,4	0	-1,1	-0,4	0,8	-0,8	-0,5	-0,3	-0,4	0,5
Abr	-0,3	0,2	0	0,1	0,5	-0,2	-0,1	-0,9	-0,1	0,5	-0,6	-0,4	-0,2	-0,2	0,7
Mai	-0,2	0,4	-0,2	0,2	0,4	0	-0,2	-0,7	0,2	0	-0,3	-0,3	-0,2	0	0,9
Jun	-0,1	0,7	-0,1	0,3	0,2	0,1	-0,2	-0,5	0,4	-0,4	-0,2	-0,1	-0,2	0	1
Jul	0	0,8	0,1	0,5	0,1	0,2	-0,3	-0,3	0,5	-0,8	-0,3	0,1	-0,2	0	1,2
Ago	-0,1	0,9	0,2	0,7	0	0,3	-0,6	-0,2	0,6	-1,1	-0,5	0,3	-0,2	0	1,5
Set	-0,1	1	0,3	0,7	0	0,5	-0,8	-0,2	0,7	-1,3	-0,7	0,4	-0,2	0,2	1,8
Out	-0,2	1,2	0,4	0,7	-0,1	0,8	-1,1	-0,3	1	-1,4	-0,9	0,4	-0,2	0,4	2,1
Nov	-0,3	1,3	0,4	0,7	-0,4	0,9	-1,2	-0,5	1,2	-1,3	-0,9	0,2	-0,2	0,6	2,2
Dez	-0,3	1,1	0,4	0,7	-0,7	1	-1,3	-0,7	1,3	-1,4	-0,8	-0,2	-0,3	0,6	2,3

Fonte: Autor, 2016.

LEGENDA		
Classificação	El Niño	La Niña
Forte	$ION \geq 1,5$	$ION \leq -1,5$
Moderado	$1,0 \leq ION < 1,5$	$-1,0 \geq ION > -1,5$
Fraco	$0,5 \leq ION < 1,0$	$-0,5 \geq ION > -1,0$

Quadro 6 – Resumo dos eventos ENOS e suas intensidades.

El Niño			La Niña		
Fraco	Moderado	Forte	Fraco	Moderado	Forte
1994	1986	1987	1995	1998	1988
1995	1991	1992	1996	2007	1989
2003	2002	1997	2001	2008	1999
2004	2009	1998	2011	2010	2000
2005	2010	2015	2012		
2006					

Fonte: Autor, 2016.

No Quadro 6 observa-se um resumo dos anos em que ocorreram EN e/ou LN com suas intensidades. Espera-se que em anos de EN ocorra uma diminuição nas chuvas e, assim, uma diminuição nos índices de erosividade, e em anos de LN aconteça justamente o inverso.

Porém, vale ressaltar que a influência do fenômeno ENOS na formação de chuvas em Belém na maioria das vezes não se dá de maneira direta, ou seja, muitos estudiosos o consideram, em alguns casos, como um fator intensificador indireto. Em outras palavras, ele pode influenciar ou não nos sistemas atmosféricos que são responsáveis por essa função.

Diante disto, buscou-se analisar qualquer tipo de variação, quando comparado os anos do Quadro 6 e os dados de erosividade calculados. Observou-se que os anos em que os eventos apresentaram-se nas classes “Moderado” ou “Forte” foram os que, de certo modo, influenciaram no potencial erosivo da chuva.

Um exemplo disto foi o ano de 2007, quando a maior erosividade mensal foi encontrada, também se obteve o maior desvio-padrão e o segundo maior coeficiente de variação (105,08%). Foi justamente no mesmo ano em que houve um evento LN Moderado. Já o ano de 2002, quando ocorreu o maior coeficiente de variação e a menor quantidade de meses classificados como de “Alta Erosividade”, foi um ano de ocorrência de EN Moderado.

Em 1992, onde ocorreu um EN Forte, foi o ano com mais meses classificados como “Baixa Erosividade”. Já em 1988 e 1989 onde tivemos o LN mais intenso, foram os anos com menor número de meses dentro desta mesma classe.

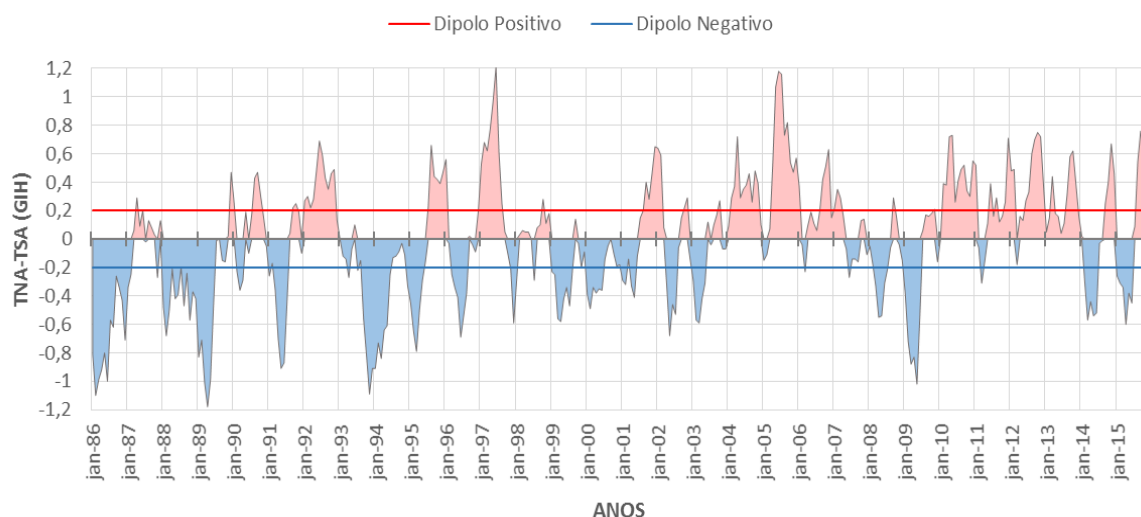
Importante salientar que o ano de 1990, considerado um ano Neutro, obteve o menor desvio-padrão e o menor coeficiente de variação, e que quando

comparados aos outros anos (mesmo os Neutros), foi o que obteve também os menores valores de ION. As estatísticas menos variáveis estão de acordo com a neutralidade observada.

4.3 FASES DO GRADIENTE INTER-HEMISFÉRICO (TNA-TSA)

Pode-se observar, na Figura 23, a distribuição temporal do gradiente inter-hemisférico e sua delimitação para ser considerado Dipolo Positivo ou Negativo. Nos 30 anos da série, ocorreram 26 anos com anomalias de dipolo (Positivo e/ou Negativo).

Figura 23 – Gradiente inter-hemisférico (TNA-TSA) no período de 1986 a 2015



Fonte: Autor, 2016.

No Quadro 7, é apresentada a determinação de valores acima de 0,2 e abaixo de -0,2 para a determinação das anomalias de Dipolo do Atlântico. O menor período para as anomalias de Dipolo Positivo foi de quatro meses (2006; 2013 e 2014) e para o Dipolo Negativo foi também de 4 meses (2002). Para maior duração de Dipolo Positivo o valor máximo foi de 12 meses (2010/2011) e, para Dipolo Negativo, foi de 14 meses (1986/1987).

Pode-se observar no Quadro 8 o resumo os anos de ocorrência das anomalias. No total, foram 12 anos com o Dipolo Positivo presente, sendo que em quatro anos também houve fenômenos de EN (1992, 1997, 2004 e 2005). Para o Dipolo Negativo, foram 15 anos no total, onde em seis anos também ocorreram fenômenos LN (1988, 1989, 1996, 1999, 2000 e 2008).

Quadro 7 - Determinação das fases do índice inter-hemisférico.

Mês/Ano	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000
Jan	-0,82	-0,34	-0,48	-0,83	0,26	-0,26	0,27	0	-0,91	-0,45	0,56	0,53	-0,29	-0,23	-0,39
Fev	-1,1	-0,25	-0,68	-0,71	-0,23	-0,17	0,3	-0,12	-0,73	-0,65	-0,03	0,68	0,03	-0,25	-0,49
Mar	-0,99	0,06	-0,5	-1,01	-0,36	-0,36	0,22	-0,14	-0,84	-0,79	-0,25	0,62	0,06	-0,56	-0,34
Abr	-0,92	0,29	-0,21	-1,18	-0,29	-0,7	0,28	-0,27	-0,64	-0,5	-0,34	0,77	0,05	-0,58	-0,38
Mai	-0,8	0,09	-0,42	-0,99	0,19	-0,91	0,48	-0,07	-0,61	-0,29	-0,41	0,97	0,05	-0,42	-0,35
Jun	-1	0,2	-0,39	-0,48	-0,1	-0,87	0,69	0,1	-0,25	-0,16	-0,69	1,21	0	-0,34	-0,36
Jul	-0,57	-0,02	-0,19	-0,01	0,17	-0,44	0,59	-0,22	-0,13	0,23	-0,54	0,61	-0,29	-0,47	-0,14
Ago	-0,62	0,13	-0,47	0	0,43	0,04	0,43	-0,15	-0,12	0,66	-0,38	0,25	0,08	-0,21	-0,05
Set	-0,26	0,08	-0,24	-0,15	0,47	0,22	0,35	-0,56	-0,09	0,44	0,02	0,05	0,1	0,14	0
Out	-0,34	0,03	-0,57	-0,16	0,31	0,25	0,46	-0,82	-0,03	0,42	-0,04	-0,1	0,28	-0,03	-0,1
Nov	-0,43	-0,27	-0,37	0,02	0,16	0,19	0,49	-1,09	-0,11	0,39	-0,09	-0,21	0,11	-0,2	-0,19
Dez	-0,71	0,13	-0,42	0,47	-0,05	-0,1	0,13	-0,91	-0,33	0,47	0,2	-0,59	0,18	-0,09	-0,18
Mês/Ano	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
Jan	-0,29	0,64	-0,29	0,09	-0,15	0,37	0,22	-0,05	-0,38	0,01	0,52	0,48	0,05	0,02	-0,26
Fev	-0,32	0,59	-0,57	0,29	-0,11	-0,04	0,35	-0,18	-0,72	0,39	-0,06	0,49	0,15	-0,3	-0,31
Mar	-0,14	0,08	-0,59	0,37	0,07	-0,23	0,29	-0,33	-0,88	0,38	-0,31	-0,18	0,44	-0,57	-0,34
Abr	-0,33	-0,33	-0,42	0,72	0,52	0,1	0,16	-0,55	-0,83	0,72	-0,16	0,16	0,18	-0,44	-0,6
Mai	-0,41	-0,68	-0,31	0,29	1,07	0,19	-0,07	-0,54	-1,02	0,73	0,11	0,13	0,16	-0,54	-0,38
Jun	-0,12	-0,46	0,12	0,35	1,18	0,11	-0,27	-0,31	-0,54	0,26	0,39	0,27	0,04	-0,52	-0,45
Jul	0,15	-0,53	-0,04	0,38	1,16	0,06	-0,14	-0,21	0,06	0,41	0,16	0,33	0,11	-0,03	0,09
Ago	0,2	-0,06	0,1	0,46	0,73	0,2	-0,14	-0,06	0,17	0,49	0,29	0,6	0,31	-0,01	0,54
Set	0,4	0,15	0,17	0,26	0,82	0,42	-0,16	0,29	0,16	0,52	0,12	0,7	0,58	0,25	0,76
Out	0,28	0,22	0,27	0,48	0,54	0,51	0,13	0,16	0,18	0,34	0,16	0,75	0,62	0,4	0,65
Nov	0,46	0,29	-0,07	0,39	0,47	0,63	0,14	-0,04	0,21	0,3	0,26	0,72	0,39	0,67	0,12
Dez	0,65	-0,15	-0,07	0,1	0,57	0,15	-0,11	-0,15	-0,16	0,55	0,71	0,37	0,16	0,46	-0,28

Fonte: Autor, 2016.

LEGENDA	
Possível Dipolo Positivo	Possível Dipolo Negativo
Temperatura $\geq 0,2$	Temperatura $\leq -0,2$

Quadro 8 - Resumo das anomalias no Atlântico Tropical.

Dipolo Negativo	Dipolo Positivo
1986	1992 ²
1988 ¹	1995 ²
1989 ¹	1997 ²
1991	2001
1993	2004 ²
1994	2005 ²
1995 ¹	2006 ²
1996 ¹	2010 ²
1999 ¹	2012
2000 ¹	2013
2002	2014
2003	2015 ²
2008 ¹	
2009	
2014	

¹ Anos de La Niña; ²Anos de El Niño
Fonte: Autor, 2016.

Nos casos observados nos anos de 1988 e 1989, foi registrado uma das mais duradouras anomalias de Dipolo Negativo, coincidindo com os anos de LN mais intensos, o que resultou em anos com menor número de meses classificados com baixo potencial erosivo.

O GIH manteve-se negativo de 1986 a 1989, sendo interrompido no ano de 1987, ano em que prevaleceu talvez influência do oceano pacífico com o El Niño, por não haver ocorrência de anomalias no Atlântico. Pode-se perceber que os totais anuais de erosividade em 1988 e 1989 mantiveram-se acima da média, enquanto em 1987 houve uma pequena queda e ficou abaixo.

Em 1992, quando houve a ocorrência de um Dipolo Positivo juntamente com um EN, notou-se a predominância da classe de “Baixa Erosividade”, totalizando oito meses. Em 1995 e 1996, anos de Dipolo Negativo, houve um aumento do total anual erosivo, ocorrendo uma redução em 1997 e 1998 provavelmente devido ao forte EN, e voltando a aumentar novamente em 2000 e 2001, quando ocorreu Dipolo Negativo com ocorrência de LN.

Em 2002 e 2003 quando houve Dipolo Negativo, teve-se uma diminuição brusca nos potenciais erosivos. Conclui-se que isso pode ter sido por estar em anos de ocorrência de um EN Moderado. Ao contrário do que se esperava, 2004 e 2005, que foram Dipolo Positivo e anos de EN, tiveram um aumento na erosividade. Segundo Sousa, Almeida e Rolim (2004), na cidade de Belém as influências das anomalias climáticas não persistem por vários meses ou anos consecutivos devido

às influências dos rios e sua localização com relação ao oceano e as atividades convectivas constantes na cidade.

A variabilidade da chuva, também pode ser explicada do ponto de vista meteorológico, pela variedade de componentes atmosféricos que causam precipitação. Mehl et al. (2001) chegaram à conclusão que em anos sobre a influência de fenômenos climáticos, o sinal convectivo sobrepõe-se aos sistemas atmosféricos existentes em diversas regiões do Brasil. Já Paula (2009) afirma que mesmo em anos com ocorrência de anomalias, a ação dos sistemas formadores de chuva faz com que os mecanismos climáticos atuem normalmente, porém, sob ação de outros fatores externos, que geralmente são locais e de baixa altitude, o que causa essa grande variação.

A “inconstância climática” de Belém, quando comparada ao resto da região amazônica, pode ser percebida, por exemplo, em 2005, quando na Amazônia ocorreu uma das maiores e mais severas secas de todos os tempos. Nesse mesmo ano, não somente ocorreu o fenômeno EN como também o aquecimento anormal das águas do Oceano Atlântico Norte (Dipolo Positivo). Durante esse mesmo ano, em Belém, ocorreu segundo Sousa et al. (2005), a maior chuva já registrada nos últimos 100 anos (200,8 mm) e foi, justamente, o mesmo ano, para o qual obteve-se a maior média mensal de erosividade e o maior total anual.

A seca de 2010, por sua vez, apresentou maior abrangência e severidade que a de 2005. Nesse mesmo ano, ocorreram EN e Dipolo Positivo, a erosividade anual teve uma queda e ficou abaixo da média. Ao contrário de 2005 e 2010, anos como 2009, 2012 e 2014 foram marcados por chuvas excepcionais em toda a região amazônica. Durante esses anos em Belém (com exceção de 2010), constatou-se erosividades anuais acima da média, ocorrendo Dipolos Negativos em 2009 e 2014; e LN em 2011 e 2012.

Para o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), não há evidências de que as secas ou enchentes recentes sejam resultado apenas de mudanças climáticas globais, nem somente estejam relacionadas ao desmatamento. O fenômeno registrado em 2005 “parece ser parte de uma variabilidade natural do clima, em que anos secos e úmidos alternam-se na escala interanual” (INPE, 2005).

Porém, conclui-se que a variabilidade da erosividade tem sim relação com os fenômenos estudados. O El Niño em paralelo com dipolo positivo, tende a reduzir a

erosividade, enquanto o La Niña em paralelo com dipolo Negativo, implica na intensificação e aumento das mesmas.

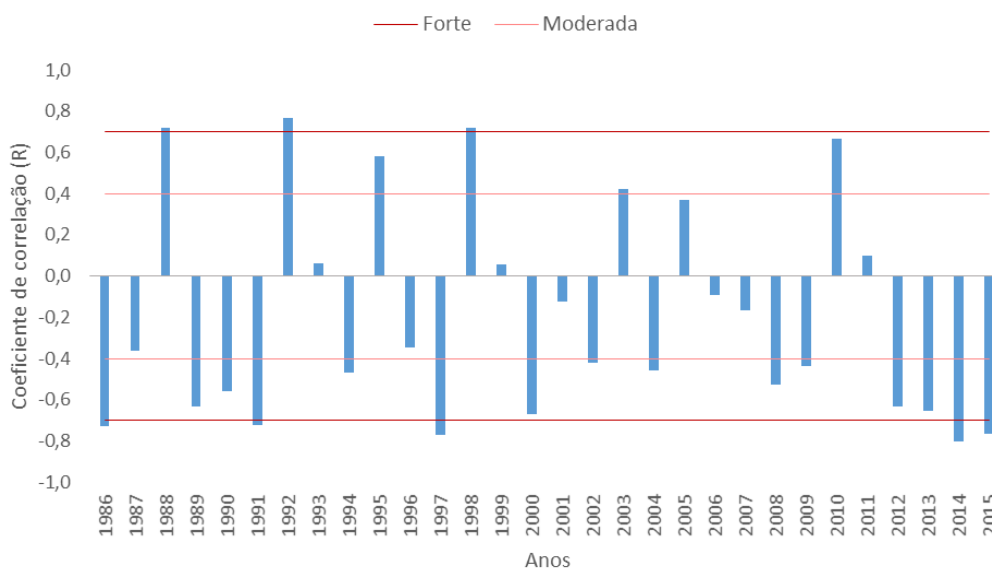
Cada fenômeno, muitas das vezes, influenciou bem mais que o outro, porém, não se pode afirmar com certeza qual deles prevaleceu maior parte do tempo sobre o potencial erosivo da chuva. Deve-se também levar em consideração que a cidade de Belém, algumas vezes, possui um comportamento climático anômalo próprio. Outro exemplo desse comportamento (além de 2005) é o ano de 2015, no qual houve um dos EN mais fortes já registrados e estando sob Dipolo Positivo, com uma erosividade total anual acima da média e das maiores registradas.

4.4 ANÁLISE DA CORRELAÇÃO ENTRE O POTENCIAL EROSIVO E OS ÍNDICES CLIMÁTICOS

4.4.1 Erosividade x ION

Na Figura 24 pode-se evidenciar os valores de R maiores do que se esperava, já que entre variáveis que não tem nenhum tipo de relação direta, como os índices de TSM e os índices de erosividade calculados são esperados, geralmente, valores muito baixos em um cálculo de correlação. O diferente ocorre entre variáveis de relação direta como, por exemplo, a erosividade correlacionada com valores de precipitação, onde valores elevados já são esperados.

Figura 24 - Coeficiente de correlação entre EI_{30} e ION.

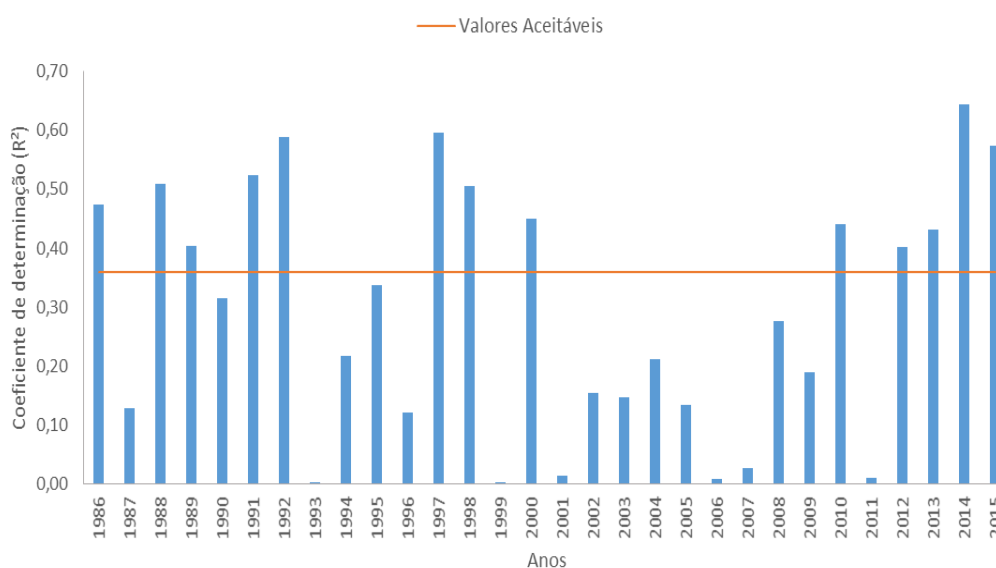


Fonte: Autor, 2016.

É possível notar que 20 anos apresentaram correlação negativa (- 0,80 a - 0,09) e 10 anos com correlação positiva (0,06 a 0,77). Na Figura 23, percebe-se que dos 30 anos, oito se apresentaram com nível considerado forte, 13 com nível médio e apenas 9 com nível fraco. Somando os anos com nível médio e forte, tem-se 21 anos de correlação aceitável, ou seja, uma boa representatividade. Vale destacar que dos nove anos que ocorreram eventos ENOS com intensidade forte, cinco se apresentaram justamente em um nível de correlação forte.

Destacam-se também os resultados de R^2 (Figura 25) obtidos na regressão linear, podendo-se encontrar valores entre 0,00 e 0,64. Para Collischonn (2001), valores de R^2 acima de 0,75 são considerados bons, mas valores entre 0,36 e 0,75 são considerados aceitáveis ou até muitas das vezes adequado, quando se relaciona variáveis que não tem relação direta. Seguindo a mesma análise, no total, 13 anos apresentaram valores acima do descrito pelo autor, mas o interessante mesmo é que em sete ocorreram eventos ENOS com intensidade forte.

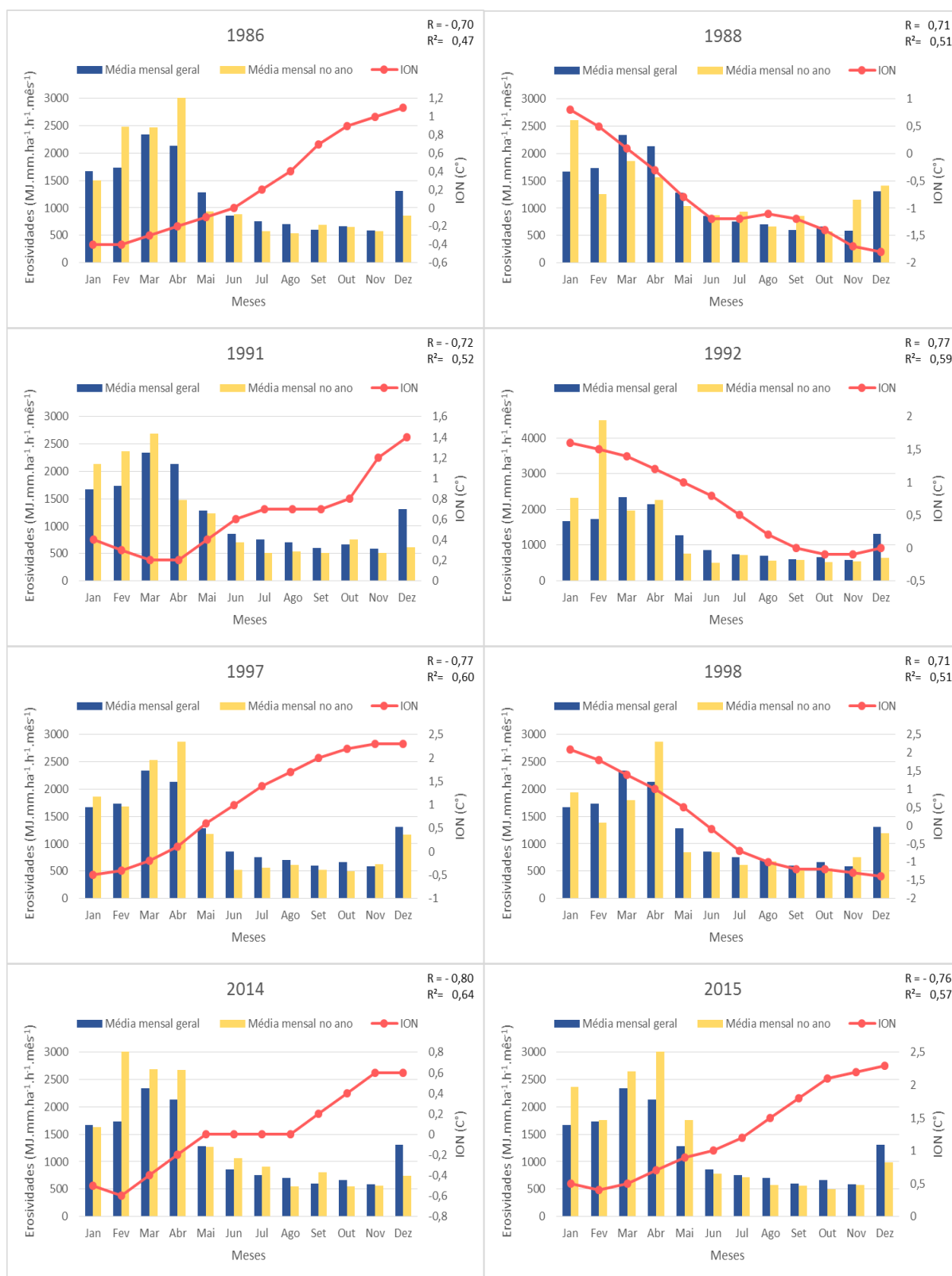
Figura 25 - Coeficiente de determinação entre EI_{30} e ION.



Fonte: Autor, 2016.

Neste estudo foram analisados os meses nos diferentes anos, pois averiguando os resultados anteriores, percebe-se que os efeitos das anomalias climáticas sob a erosividade da chuva é muito mais sensível quando observado mensalmente. Observa-se na Figura 26 a análise mensal dos anos com nível de correlação forte.

Figura 26 - Comparações entre o ION e as médias de erosividades mensais para os anos com correlação forte.



Fonte: Autor, 2016.

O primeiro período de EN se iniciou em setembro de 1986, onde pode-se verificar no gráfico de comparação entre as médias mensais, que a partir de setembro a erosividade começa a ficar abaixo da média, principalmente em dezembro quando, geralmente, se espera valores elevados. Em 1988, ocorreu o primeiro evento de LN (o mais forte na série), que se iniciou em junho e obteve uma correlação positiva. Em sua maioria, a erosividade se manteve acima da média, mas principalmente em meses com influência dos menores valores de ION, pode-se perceber a erosividade com praticamente o dobro da média (novembro) e, dentre os anos com correlação forte, este foi o único onde dezembro se apresentou acima da média.

O segundo evento de EN durou 14 meses e ocorreu no período de junho de 1991 a julho de 1992, quando 10 meses mantiveram-se abaixo da média mensal de erosividade. Assim como no primeiro evento, dezembro teve uma erosividade muito baixa, menos da metade da média. O gráfico de regressão, em 1991, mostra uma correlação negativa, enquanto o de 1992 apresenta uma positiva, o que pode representar que assim como em 1988, a erosividade da chuva pode ter sofrido influências externas não conhecidas.

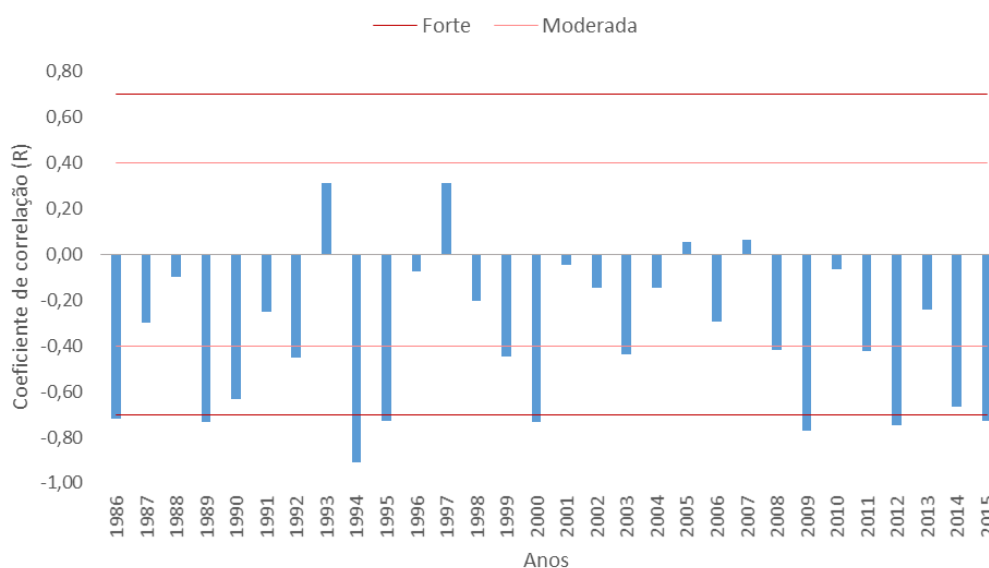
O quarto evento de EN ocorreu no período de maio de 1997 a maio de 1998, no qual dos 13 meses, 10 apresentaram-se abaixo da média de erosividade. Novamente, em um período de ocorrência de eventos ENOS, o primeiro gráfico (1997) apresentou-se com correlação negativa e o segundo com correlação positiva, semelhante ao período de 1986/1988. Tal fato pode ser explicado porque em julho de 1998 começou a ocorrência do mais longo período de LN, percebendo-se que as erosividades começam a aumentar.

Em 2014, obteve os mais representativos valores de R e R^2 , mesmo sendo considerado um ano neutro. A diferença dele com relação aos outros anos neutros dá-se unicamente no critério para definição de períodos de ENOS, observando-se que em novembro deste mesmo ano era pra se iniciar um período de EN, porém não foi observada a suscetividade de 5 meses acima/abaixo de 0,5/-0,5. Em março de 2015, se iniciou o mais forte evento de EN já ocorrido (que se estende por 2016). Para este evento, obteve-se uma correlação negativa e pode-se perceber no gráfico da Figura 26 que durante a maioria dos meses a erosividade manteve-se abaixo da média esperada, com destaque novamente para dezembro.

4.4.2 Erosividade x GIH

Na Figura 27, percebe-se que 26 anos apresentaram correlação negativa (-0,07 a -0,91) e apenas quatro anos com correlação positiva (0,06 a 0,31). Novamente observa-se uma representatividade considerável, pois essas correlações negativas representam que na maioria dos anos enquanto o índice climático aumenta, o índice de erosividade diminui e vice-versa.

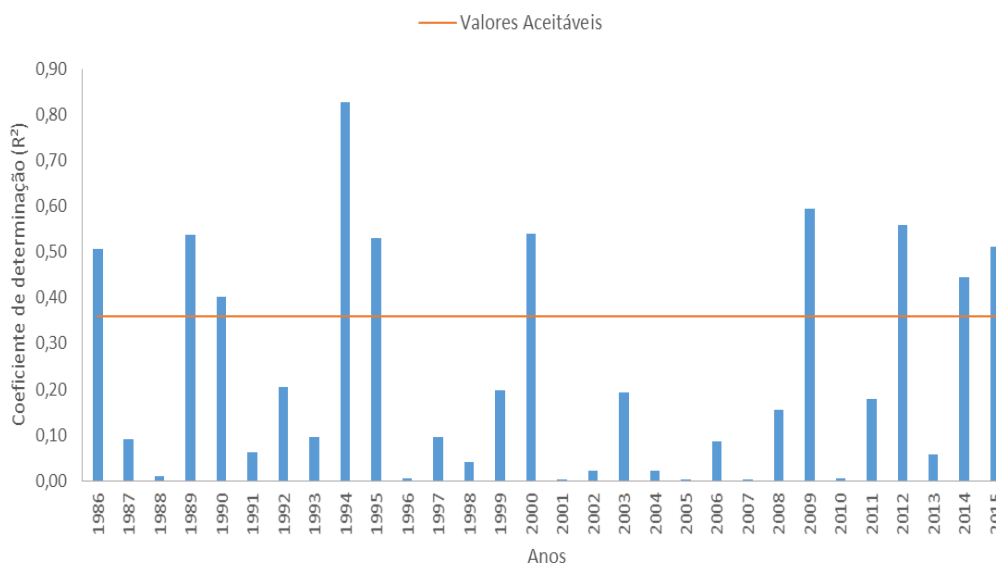
Figura 27 - Coeficiente de correlação entre EI₃₀ e GIH.



Fonte: Autor, 2016.

Pode-se observar que ao longo da série, oito anos apresentaram nível considerado forte e sete com nível médio. Novamente somando os anos com nível médio e forte, tem-se 15 anos de correlação aceitável, ou seja, metade da série, o que novamente possui grande relevância. Interessante observar que em todos os anos que apresentaram correlação forte, ocorreram Dipolos, em sua maioria negativos. É possível interpretar que, de maneira generalizada, a fase negativa do Dipolo Atlântico possui maior influência sobre a erosividade.

Na Figura 28 observa-se que a partir dos resultados obtidos na regressão linear, pode-se encontrar valores entre 0 e 0,83. Tomando como base o valor de análise no tópico 4.4.1 que foi de 0,36, dez anos apresentaram valores acima do aceitável, sendo que em nove desses anos ocorreram eventos de Dipolo.

Figura 28 - Coeficiente de determinação entre EI₃₀ e GIH.

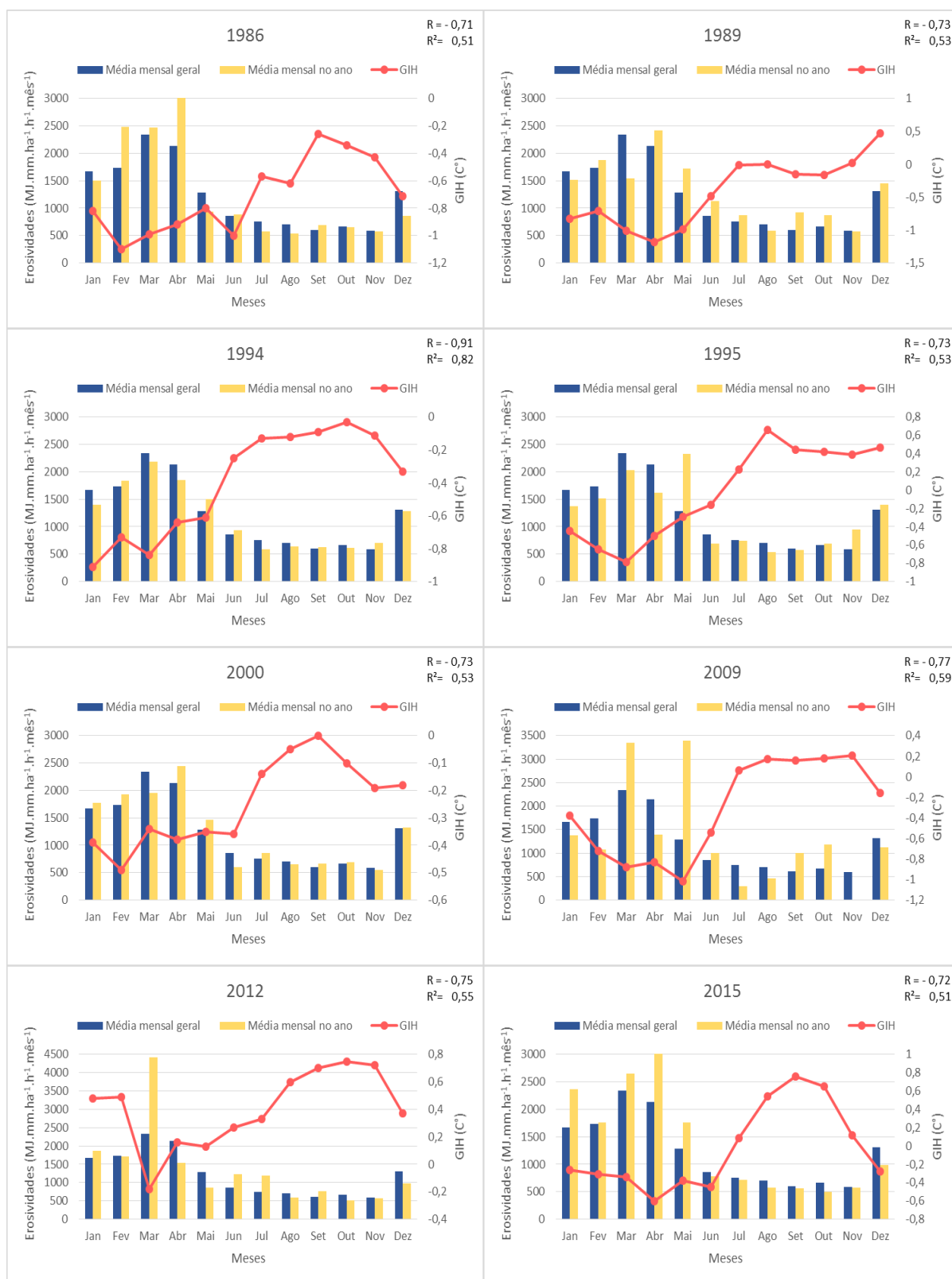
Fonte: Autor, 2016.

Um fato a se salientar, dentre os eventos que obtiveram correlação forte, é que em todos, sem exceção, ocorreram também eventos ENOS. Dois dos anos que apresentaram correlação forte (1989 e 2000) foram anos de ocorrência tanto de LN forte quanto de Dipolo Negativo, o que pode demonstrar não somente influência sobre a erosividade, como também a influência de uma anomalia sobre a outra, intensificando seus efeitos. Nos demais anos ocorreram eventos de EN fracos e moderados, sendo o único evento forte foi evidenciado apenas em 2015.

De maneira geral, os bons resultados de correlação podem significar uma possível previsibilidade de eventos extremos de chuva, a partir dos índices climáticos. Porém, devem-se levar em consideração outros padrões espaciais e temporais que afetam o tempo e o clima na região de estudo, já que para Santos (2008), nas regiões Norte e Nordeste, a variação no regime de chuvas é consequência da atuação também de diversos mecanismos meteorológicos, como as Perturbações Ondulatórias nos Alísios, Vórtices Ciclônicos de Altos Nível e Sistemas Frontais.

Na Figura 29 verifica-se a comparação entre a média mensal nos anos e a média mensal geral, juntamente com o sua respectiva comparação com os valores de GIH.

Figura 29 - Comparações entre o GIH e as médias de erosividades mensais para os anos com correlação forte.



Fonte: Autor, 2016.

Em 1986 e 2015 pode-se perceber que assim como na comparação com o ION, houve correlações negativas. Logo, com aumento de temperatura novamente houve a diminuição da erosividade. Observa-se também que em 1986 ocorreram cinco meses com erosividade acima da média, tal fato possivelmente deve-se a influência de Dipolo Negativo durante esse ano. Em 2015, o primeiro semestre ainda apresentou erosividades acima da média, mesmo com o EN forte presente, havia a ocorrência de Dipolo Negativo, que faz com que ocorra uma maior quantidade de chuvas, o que pode justificar tal fato.

No ano de 1989, houve um evento de LN forte, coincidindo com o de Dipolo Negativo. Percebe-se que em oito meses a erosividade manteve-se acima da média. Sousa, Almeida e Rolim (2004) ressaltaram que por interferências externas e de outros sistemas atmosféricos atuantes, o efeito do ENOS e do Dipolo Atlântico pode ser retardatário, como nesse ano, por exemplo, quando os fenômenos ocorreram no primeiro semestre, porém, apenas no segundo semestre que os efeitos foram observados.

Em 1994, o R^2 apresentou-se com o maior valor de todos (0,83) e com um de R de -0,91. Tais valores elevados nesse ano podem ser devido ao fato de que ele possui a maior média de anomalia dentre todos os outros anos de Dipolo Negativo (-0,73) e não possui interferência do ENOS, juntamente com um evento de Dipolo, já que o evento de EN ocorreu apenas no final deste ano, se estendendo até 1995. Embora não se possa perceber a influência tão elevada das anomalias sob a erosividade em 1994 (mesmo com a elevada correlação), em 1995 pode-se perceber de janeiro a abril erosividade abaixo da média (Influência do EN). Logo após, percebe-se que a LN, que começou em agosto, pode ter influenciado nas erosividades mensais acima da média nos meses posteriores.

O ano 2000 não fugiu também do que houve nos outros anos, pois possui correlação negativa e oito meses acima da média de erosividade. Segundo a Agência Nacional das águas – ANA, as duas maiores enchentes na Amazônia ocorreram em 2009 e 2012. Nesses dois anos ocorreram, em meses pontuais, divergências. Em 2009, março e maio apresentaram erosividades altíssimas, já 2012 apenas março (possivelmente porque estavam sob efeito do Dipolo Negativo). Enquanto isso, o segundo semestre de 2009 apresentou um déficit de erosividade, já sob efeito do EN nesse ano.

5 CONCLUSÃO

O potencial erosivo das chuvas em Belém é afetado pelo fenômeno ENOS, de modo que um maior número de meses teve menor potencial erosivo em anos de El Niño. Supõe-se também que os eventos El Niño influenciaram bem mais na erosividade do que os eventos de La Niña, sendo que a maioria dos anos com R e R^2 fortes teve a ocorrência deste. Nos anos de La Niña foi observado aumento nos índices de erosividade devido ao acréscimo na precipitação pluviométrica, porém não tanto representativo.

Com relação às anomalias no Atlântico Equatorial, no geral, os anos que se apresentaram com correlações fortes, havia ocorrência de Dipolo Negativo, o que leva a concluir que este fenômeno possivelmente tem mais influência sobre a erosividade, principalmente, quando coincide com anos em que ocorre La Niña. Já, o Dipolo Positivo mostrou pouca correlação com o potencial erosivo.

Por fim, tem-se que as alterações causadas por variabilidades climáticas muitas das vezes se apresentam mais sensíveis de maneira pontual, o que exige uma análise anual, mensal ou até mesmo diária para ser possível perceber alguma mudança. Além disso, pode-se dizer que a erosividade sofreu variações, apresentando efeitos que não somente se repetiram como também mostraram fortes correlações com os índices climáticos, mesmo diante da instabilidade climática observada no município de Belém.

6 SUGESTÕES PARA FUTURAS PESQUISAS

Sugere-se que sejam realizados trabalhos semelhantes, relacionando outros parâmetros de engenharia, como o potencial erosivo das chuvas, com anomalias ou padrões climáticos. Os resultados desses trabalhos terão um papel considerável no planejamento de intervenções antrópicas. Pois esses parâmetros são importantes nas tomadas de decisões sobre práticas conservacionistas, uso e ocupação do solo, elaboração de projetos de drenagem urbana, gestão de recursos hídricos, etc.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA FILHO, G. S. (1998) – Prevenção de erosão em áreas urbanas. In: VI Simpósio Nacional de Controle de Erosão. ABGE. Presidente Prudente-SP. **Anais...**

ALVES, J. M. B.; FERREIRA, F. F.; CAMPOS, J. N. B. Movimento Vertical e Índices Atmosféricos Associados às Células de Hadley e Walker em Anos de Contrastes Climáticos: Relação com Chuvas do Setor Norte do Nordeste do Brasil – SNNEB. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.1, 15-36, 2005.

ÅNGSTRÖM, A. **Teleconnections of climate changes in present time**. *Geography Annals*, v. 17, p 242- 258, 1935.

ARAGÃO, M. J. (2009). **História do Clima**. Interciência, Rio de Janeiro - RJ. 161p.

ARAGÃO, J. O. R.; ROUCOU, P.; HARZALLAH, A.; FONTAINE, B.; JANICOT, S. A influência dos oceanos Atlântico e Pacífico sobre a circulação atmosférica e a chuva na região semi-árida do Nordeste do Brasil: Simulação e Observação. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 9, 1996, Campos do Jordão. Anais... Campos do Jordão: **SBMET**. 1996, p.830-833.

ATLAS DE DESASTRES NATURAIS DO ESTADO DE SANTA CATARINA. Departamento Estadual de Defesa Civil. **Florianópolis**:SEA; DGED 2007.

AZZOLIN, N.M.P. PIRES, V.A.C. Influência da drenagem pluvial urbana nas condições de balneabilidade do Lago Paranoá, no Distrito Federal. In: SIMPÓSIO ÍTALO BRASILEIRO DE ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL, 7. 2006, Fortaleza. **Anais...**

BACHI, C.G.V; ANACHE, J.A.A.; SOBRINHO, A.A; SILVA, F.S. **Fator de erosividade da chuva como indicador ambiental de mudanças climáticas: Estudo de caso em área de proteção ambiental**. Disponível em: < https://www.abrh.org.br/sgcv3/UserFiles/Sumarios/2f6a4b9ec3197f592c07dcde514b7d62_35bef5814b63afc561228ee772d0c695.pdf >. Acesso em: 27 jan. 2015.

BARBOSA, A.J.S; SILVA, F.S; BLANCO, C.J.C.; MELO, A.M.Q. Determinação do Fator Energético da chuva (R) para Belém-Pa. I **Congresso Internacional de Hidrossedimentologia**, Porto Alegre-RS, 2015.

BARRETTO, A.G.O.P. **História e geografia da pesquisa brasileira em erosão do solo**. 2007.117 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2007.

BENDIX, J.: **Precipitation dynamics in Ecuador and Northern Peru during the 1991/92 El Nino - A Remote Sensing perspective**, *Int. J. Remote Sensing*, 21, 533–548, 2000.

BERTOL, I. **Índice de Erosividade (EI30) para Lages (SC) - 1ª Aproximação.** Pesquisa Agropecuária Brasileira, Brasília, v.28, n.4, p.515–521, 1993.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do Solo.** 8ª ed. São Paulo: Ícone, 355p, 2012.

BERTONI, J.C., TUCCI, E.M. Precipitação. In: TUCCI, C.E.M. (Org.). **Hidrologia.** Porto Alegre: EDUSP; ABRH, 1993.p. 177-231. (Coleção ABRH de Recursos Hídricos, 4).

BERLATO, M. A.; FARENZENA, H.; FONTANA, D. C. **Associação entre El Niño Oscilação Sul e a produtividade do milho no Estado do Rio Grande do Sul.** Pesquisa Agropecuária Brasileira, Brasília, v. 40, n. 5, maio/2005. p. 423-432.

BERLATO, M. A.; FONTANA, D. C. **El Niño e La Niña: Impactos no clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul; aplicações de previsões climáticas na agricultura.** Porto Alegre: Ed. da UFRGS, 2003. 110 p.

BEST, A.C., 1950. **The size distribution of raindrops.** Q. J. Roy. Meteorol. Soc. 76, 16–36.

BIGARELLA, j. j; MAZZUCHOWSKI, J. Z. **Visão integrada da problemática da erosão.** Livro Guia do III Simpósio Nacional de Controle da Erosão. Maringá, 1985. p. 01-19; 93- 121.

BJERKNES, J. **Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific.** Monthly Weather Review, v. 97, n. 3, p. 163-172, 1969.

BROWNING, P. C. L.; CLASS, J. A. **A method for determining the use and limitation of rotation and conservation practices in control of soil erosion in Iowa.** Soil Science Society of America Proceedings, Madison, v. 23, p. 246- 249, 1947.

BUCKMAN, H.O.; BRADY, N.C. **Natureza e propriedades dos solos.** 4.ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1976. 595p.

BURIOL, G. A.; STRECK, N. A.; GIMENES, E. S.; SCHNEIDER, F. M. **Alterações micrometeorológicas causadas por túneis baixos de tela plástica preta cultivados com alface.** Ciência Rural, Santa Maria, v. 24, n. 1, p 1-6, 1994.

CAVALCANTI; I. F. A. AMBRIZZI, T. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: **Tempo e Clima do Brasil.** São Paulo: Oficina de Textos, p.318-335, 2009.

CAVALCANTI, I. F. A.; SILVEIRA, V. P.; ALVES, L. M. Características atmosféricas e oceânicas em anos de seca. In: BORMA, L de S.; NOBRE, C. A. **Secas na Amazônia.** São Paulo: Oficina de Textos, p. 54-77, 2013a.

CAVALCANTI, I. F. A.; SILVEIRA, V. P. Influência das TSM dos oceanos Pacíficos e Atlântico nos eventos de seca. In: BORMA, L de S.; NOBRE, C. A. **Secas na Amazônia.** São Paulo: Oficina de Textos, p. 78-88, 2013b.

CARVALHO, P. **Erosividade das chuvas em Piripiri - Piauí**. Teresina, UFPI, Dissertação de Mestrado, 2013.

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; e DIAS, M. A. F. S. (2009) **Tempo e Clima no Brasil**. Oficina De Textos, São Paulo - SP. 463 p.

CANVAS NETWORK. Disponível em: < <https://www.canvasNETWORK.net/>> Acesso em: 10 fev. 2016.

COELHO, M. S.; GAN, M. A.; Conforte J. C. Estudo da variabilidade da posição e da nebulosidade associada à ZCIT do Atlântico, durante a estação chuvosa de 1998 e 1999 no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 19, p. 23 34, 2004.

COHEN, Jacob. (1988), **Statistical power analysis for the behavioral sciences**. Hillsdale, NJ, Erlbaum.

COOK, H.L. **The nature and controlling variables of the water erosion process**. Soil Science, Baltimore, p. 487-494, 1936.

COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica em grandes bacias**. Porto Alegre: UFRGS, 2001. 194p. Tese Doutorado.

COSTA, M. C.; SANTOS, L. A. R.; GONÇALVES, P.H.L.; OLIVEIRA, M. C. F.; JESUS, E. S.; SILVA JUNIOR, J.A.; SANTIAGO, T. B. S. Variabilidade da precipitação e sua associação aos fenômenos El Niño e La Niña, Belém-PA. XII **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Foz do Iguaçu-PR, 2002.

CPTEC - **Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos**, Disponível em <www.cptec.inpe.br>. Acesso em: 11 ago. 2015.

CUNHA, G. R. El Niño Oscilação Sul e perspectivas climáticas aplicadas no manejo de culturas no sul do Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 7, n.2, Jul – Dez, 1999. p. 277-284.

DANCEY, Christine; REIDY, John. (2006), **Estatística Sem Matemática para Psicologia: Usando SPSS para Windows**. Porto Alegre, Artmed.

DIAZ, A.F.; STUDZINSKI, C.D.; MECHOSO, R.C. Relationship between precipitation anomalies in Uruguay and southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. **Journal of Climate**, v.11, p.251-271, 1998.

ELLISON, W. D. **Studies of raindrop erosion**. Agric. Eng., 25 (4):131-6, 1944. Smith (1941).

EL-SWAIFY, S. A.; DANGLER, E.W.; ARMSTRONG, C. L. **Soil erosion by water in the tropics**. Honolulu: University of Hawaii, 1982. (Research extension service nº 24).

EMBRAPA. **Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária**. Disponível em:<<https://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/bitstream/doc/389773/1/OrientalDoc128.pdf>>. Acesso em: 15 jul 2015.

ENFIELD, D.B.; MESTAS-NUÑEZ A. M.; MAYER D. A.; Cid-Serrano L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperature. **J. Geophys. Res.**, v.104, n. C4, p. 7841-7848, Apr. 1999.

FERREIRA, R.N. O que é o El niño. **Revista Eco 21**. ano XV, n. 1, 101 abril/2005. Disponível em:<<http://ambientes.ambientebrasil.com.br> > Acesso em: 15 jun. 2015.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. da SILVA. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, São Paulo, v.1, n.1, p.15-28, dez. 2005.

FLACKE, K. W.; AUERSWALD, F. K.; NEUFANG, M. L. Combining a Modified Universal Soil Loss Equation with a Digital Terrain Model for Computing High Resolution Maps of Soil Loss Resulting from Rain Wash. **CATENA**, Vol. 17, p. 383-397, 1990.

FLANAGAN, D.C.; FOSTER, G.R.; MOLDENHAUER, W.C. **Storm pattern effect on infiltration, runoff and erosion**. Trans. Am. Soc. Agron. Eng., 31:414-420, 1988.

FOSTER, G.R.; MCCOOL, D.K.; RENARD, K.G.; MOLDENHAUER, W.C. Soil loss equation to SI metric units Conversion of the universal. **Journal of Soil and Water Conservation**, Ankeny, v.36, December, p. 355-359, 1981.

FOURNIER, F. **The effect of climatic factors on soil erosion estimates of solids transported in suspension in runoff**. Association Hydrologic Int. public, v.38, 1956.

FREIRE, O.; TOMMASELLI, J.T.G.; MIZUSAKI, M. Y.; BARRIOS; N.A.Z.; SUDO. H.; PEREIRA, V. P. Erosividade da chuva na região de Presidente Prudente-SP. ENCONTRO NACIONAL DE ESTUDOS SOBRE O MEIO AMBIENTE, 3. **Anais...** Londrina: UEL, 1991. v. 1.

FU, R.; DICKINSON, R. E.; CHEN, M. AND WANG, H. "How do tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution of precipitation in the equatorial Amazon, **J. Clim.**, 14, 4003–4026. 2001.

GLANTZ, M. H. Introduction. In: GLANTZ, M. H.; RICHARD, W. K.; NICHOLLS, N. **Teleconnection linking worldwide climate anomalies**. New York: Cambridge University, 1991. P.43-72.

GOLDEN GATE WEATHER SERVICES. **ENSO Years based on Oceanic Niño Index (ONI)**. On line. Disponível na Internet: <http://ggweather.com/enso/oni.htm>. Acesso em: 15 ago 2015.

GRIMM, A.M.; TEDESCHI, R.G. Influência de eventos El Niño e La Niña sobre a frequência de eventos extremos de precipitação no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13, 2004, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: SBMET, 2004.

GRIMM, A. M.; GUETTER, A. K.; CARAMORI, P. H. **El Niño no Paraná: o que se pode esperar em cada região. Uma análise científica.** Curitiba: SIMEPAR, 1997. (Informativo, n. 1).

GRIMM, A.; FERRAZ, S.E.T.; GOMES, J. Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v.11, p.2863-2880, 1998.

GRIMM, A. M. et al. Anomalias de precipitação no sul do Brasil em eventos El Niño. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9. 1996. Campos do Jordão, SP. **Anais.** Campos do Jordão: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1996. v. 2, p.1098-1102.

GRIMM, A.M.; SANT'ANNA, C.L. Da Influencia de Fases Extremas da Oscilação Sul sobre a Intensidade e Frequência das Chuvas no Sul do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11, 2000, Rio de Janeiro, **Anais.** Rio de Janeiro: SBMet, 200. 1 CD-ROM.

GUERRA, A. J. T. O início do processo erosivo. In: GUERRA, A. J. T; SILVA, S. A. da; BOTELHO, M. G. R. (org). **Erosão e conservação dos solos.** Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. p.17-55.

HOREL, J. D.; WALLACE, J. M. Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 109: p. 813-829, 1981.

HORNER, W.W; JENS, S.W. **Surface runoff determination from rainfall without using coefficients.** Trans.Am. Soc. Agron. Eng, 107:1039-1117, 1941.

HOYOS, N.; WAYLEN P.; JARAMILLO A. Seasonal and spatial patterns of erosivity in a tropical watershed of the Colombian. **J. of Hydrology**, vol. 314, issues 1-4, p. 177-191, 2005.

HUDSON, N. **Soil Conservation.** Ithaca, New York: Cornell University Press, 1977. 320p.

HUDSON, N. **Soil conservation.** Iowa State University Press. Iowa, 1981.

IBGE. **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.** Disponível em:<<http://www.ibge.gov.br/home/>>. Acesso em ago de 2015.

INMET. **Instituto Nacional de Meteorologia.** Disponível em:<<http://www.inmet.gov.br/portal/>>. Acesso em: 15 jul 2015.

ISRIC. **International Soil Reference and Information Center**. Disponível em: <http://www.isric.org/isric/webdocs/docs/ISRIC_Report_96_08.pdf> Acesso em: 08 jan. 2016.

JULIEN, P. Y. **Erosion and sedimentation**. New York: Cambridge University Press, 1998. 280 p.

LAWS, J. 1940. **Recent studies in raindrops and erosion**. Agri. Engr. 21:431- 433

LAWS, J. O. **Measurements of fall-velocity of water-drops and raindrops**. Transactions of the American Geophysical Union, v.22, p.409, 1941.

LAWS, J.O., PARSONS, D.A., 1943. **The relation of raindrop size to intensity**. Trans. Am. Geophys. Union 24, 452–460.

LEE, J.; HEO, J. Evaluation of estimation methods for rainfall erosivity based on annual precipitation in Korea. **J. of Hidrology**, vol. 409, issues 1-2, p. 30-48, 2011.

LEPSCH, I.G.O. **Formação e conservação dos solos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2002.

LIRA, M.A.; SANTOS, M.V.F.; DUBEUX JR., J.C.B. et al. Sistemas de produção de forragem: alternativas para a sustentabilidade da produção. In: **REUNIÃO ANUAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE ZOOTECNIA**, 2006, João Pessoa. Anais...João Pessoa: SBZ. 2006. p.491-511.

LIU, Z.; ALEXANDER, M. Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. **Reviews of Geophysics**, v. 45, 2007.

LOMBARDI NETO, F.; MOLDENHAUER, W. C. **Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com perdas de solos em Campinas**. SP. Bragantia, Campinas, v.51, n.2, p.189-196, 1992.

LOMBARDI NETO, F. Dimensionamento de terracimento. In: **Simpósio sobre terracimento agrícola**, 1988, Campinas, Fundação Cargill, p. 26-59, 1980

MARQUES, J. J. G. de S. M. **Estimativas e comparações dos fatores erosividade das chuvas e erodibilidade de solos com horizonte B textural no Brasil**. 1996. f.

MARENGO, J. A; OLIVEIRA, G. S. Impactos do fenômeno La Niña no tempo e clima do Brasil: desenvolvimento e intensificação do La Niña 1998/1999. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10, 1998. Brasília, DF. **Anais...** Brasília: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998. 1 CD-ROM.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Clima da região amazônica. In: CAVALCANTI, I. F. A. (Org.). **Tempo e Clima do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, p.198-212, 2009.

MELO, A.M.Q; BLANCO, C.J.C.; BARBOSA, A.J.S; SILVA, F.S. **Digitalização de pluviogramas para fins de determinação do fator energético da chuva (r) para a**

cidade de Belém-PA. Disponível em: <www.abrh.org.br/SGCv3/index.php?PUB=3&ID=170&PUBLICACAO=SIMPOSIOS> . Acesso em: 10 fev. 2015.

MELO, J. C. O fenômeno El Niño e as secas no Nordeste do Brasil. **Revista Raízes**, Ano XVIII, Nº 20, novembro/1999. p 13-21.

MELLO, C. et al. **Erosividade mensal e anual no Estado de Minas Gerais**. Pesq. agropec. Bras., Brasília, vol.2, n.4, p. 537-545, 2007.

MEHL, H.U.; ELTZ, F.L.F.; REICHERT, J.M. & DIDONÉ, I.A. Caracterização de padrões de chuvas ocorrentes em Santa Maria (RS). **R. Bras. Ci. Solo**, 25:475-483, 2001.

METOFFICE. **UK Meteorological Office**. Disponível em: <<http://www.metoffice.gov.uk/>> Acesso em: 08 fev. 2016.

MOLDENHAUER, W. C. Conversion of the universal soil loss equation to metric units. **Soil Water Conserve**. vol. 36, p. 355-359, 1981.

MUSGRAVE, G.W., 1947. Quantitative evaluation of factors in water erosion- a first approximation. **Journal of Soil and Water Conservation** 2, 133-38.

NOAA. **National Oceanic and Atmospheric Administration**. Disponível em: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml> Acesso em: 08 ago. 2015.

NOBRE, C. A.; UVO, C. R. B., A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Precipitação no Norte do Nordeste do Brasil. Parte I: A Posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. **Climanalise**, v. 4, n. 7, p. 34-40. 1989.

NOBRE, C. A.; UVO, C. R. B., A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Precipitação no Norte do Nordeste do Brasil. Parte II: A Influência dos Ventos e TSM do Atlântico Tropical. **Climanalise**, Vol. 4, n.10, p. 39-48. 1989.

NÓBREGA, R. S; ARAÚJO, J. A. P. DE; PAIVA NETO, A. C. DE; SOUSA MELO, E. C. DE; SOARES, D. B; SARAIVA, F. A. M; SOUZA, W. M. DE. O fenômeno El niño e a influência conjunta do Dipolo do Atlântico no Estado do Ceará. **Anais: Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Disponível em: <http://www.cbmet.com/cbm-files/12-3697e0146880af836b2e7e468e5fcb41.pdf>. Acesso: 15 jan.2016

PAULA, Gizelli Moiano de. **O fenômeno El Niño Oscilação Sul e a Erosividade das chuvas em Santa Maria – RS**, 2009. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola). UFSM, Santa Maria, 2009.

PAULA, G.M.; STRECK, N.A.; ZANON, A.J.; ELTZ, F.L.F.; HELDWEIN, A.B.; FERRAZ, S.E.T. **Influência do fenômeno El Niño na erosividade das chuvas na região de Santa Maria (RS)**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa-MG, v.34, p.1.315-1.323, 2010.

OLIVEIRA, P. T. S.; WEDLAND, E.; NEARING, M. A. Rainfall erosivity in Brazil: a review. **CATENA**, vol. 100, p. 139-147, 2013.

OLIVEIRA JUNIOR, R. C.; CHAVES, R. S.; MELO, A. S. **A erosividade das chuvas em Belém-PA**. Belém, Universidade Federal Rural da Amazônia-UFRA, Boletim 22, p. 35-52, 1994.

OLIVEIRA JUNIOR, R.C.; MEDINA, B.F. A erosividade das chuvas em Manaus-AM. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.14, p.235-239, 1992.

OLIVEIRA JUNIOR, RC. A erosividade das chuvas nos municípios de Bragança e Marabá no Estado do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi Série Ciências da Terra**, Belém, n.4, p.45-57, 1992.

OLIVEIRA, G. S.; SATYAMURTY, P. O El Niño de 1997/98: Evolução e impactos no Brasil. In: X CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10, 1998, Brasília, DF. **Anais**. Brasília: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998. 1 CD-ROM.

RAO, V.B.; HADA, K. **Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with southern oscillation**. Theoretical and Applied Climatology, 42, 81-91, 1990.

REBOITA, M. S. et al. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.

RENARD, K.G.; FOSTER, G.R.; WEESIES, G.A.; MCCOOI, D.K.; YODER, D.C. **US Dep of Agriculture Handbook Predicting soil loss by water: A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)**. Washington: USDA. Chap 2, v. 703, 23 p. 1997.

RENARD, K.G.; FREIMUND, J.R. Using monthly precipitation data to estimate the R-factor in the revised USLE. **Journal of Hydrology**, v.157, p.287-306, 1994.

REPORTS TO THE NATION. **El Niño and climate prediction**. Disponível em: <<http://www.atmos.washington.edu/gcg/RTN/rtnt.html>>. Acesso em: 12 mar 2015.

RIDENTE JUNIOR, J. L. & ALMEIDA FILHO, G. S. (2001) – Mini-Curso 1: **Diagnóstico, Prognóstico e Controle de Erosão** In: VII Simpósio Nacional de Controle de Erosão. ABGE. Goiânia-GO

SANTOS, C. N. **El Niño, La Niña e a erosividade das chuvas da metade Sul do Rio Grande do Sul**. 2003. 123f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.

SANTOS, S. R. Q.; SILVA, R. B. C.; BARRETO, P. N.; SÁ, L. D. A.; NUNES, G. G. C.; RODRIGUES, R. S.; SANTOS, A. P. P. - **Avaliação mensal do regime térmico e hídrico do solo em anos de eventos extremos**. Disponível em: <http://www.cbmet2010.com/anais/artigos/55_94178.pdf>. Acesso em: 8 mai. 2015.

SANTOS, E. V. **Estudo qualitativo das previsões de tempo publicadas nos jornais Folha de São Paulo e Gazeta de Alagoas**. 83p., 2008. Trabalho de Conclusão.

SALAKO, F.K.; GHUMAN, B.S.; LAL, R. **Rainfall erosivity in South-Central Nigeria**. Soil Technol. 7:279-290, 1995.

SALINI, Micheline Finatto. **A influência do fenômeno el niño oscilação sul – enos (la niña e el niño) na ocorrência de inundações no Vale do Taquari – RS**, 2011. Monografia (Graduação em Engenharia Ambiental). UNIVATES, Lajeado, 2011.

SILVA, M. L. N. **Erosividade da chuva e proposição de modelos para estimar a erodibilidade de Latossolos brasileiros**. 1997. f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 1997.

SILVA, A. M. et al. Rainfall erosivity map for Brazil. **CATENA**, vol. 57, issue 3, p. 251-259, 2004.

SIMONS, D.B.; SENTÜRK, F. **Sediment Transport Technology: Water and Sediment Dynamics**. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO. v 1, 919 p. 1992.

SOUSA, J.R.A; SOUZA, P.F.; NECHER, D; OLIVEIRA, M.C.F. **Precipitação Intensa Na Cidade De Belém-PA: Estudo De Caso**. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/14-006c1ba26fd5fa52e0b4b801f7d836dd.pdf>>. Acesso em: 10 fev. 2016.

SOUSA, J.R.A; ALMEIDA, P.A.M.; ROLIM, R.M.B. **Influência do dipolo do atlântico nas Precipitações do Leste da Amazônia/Litoral Norte Brasileiro (Macapá-AP, Belém-PA e São Luis-MA)**. Disponível em: <www.cbmet.com/cbm-files/22-72aaf66cf0ad838d959ae9168b2bb9c3.doc>. Acesso em: 10 fev. 2016.

SOUSA, P.; NERY, J. T. Análise da variabilidade anual e interanual da precipitação pluviométrica da região de Manuel Ribas, Estado do Paraná. **Acta Scientiarum. Agronomy**, v. 24, n. 6, p. 1707-1713, 2002.

SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; AMBRIZZI, T. **Intraseasonal and sub monthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season**. Theoretical and Applied Climatology, v.81, p.177-191. 2005.

SOUZA, P.; CAVALCANTI, I. F. A. Atmospheric centers of action associated with the Atlantic ITCZ position. **Internacional Jornal off Climatology**, v. 29, p. 2091-2195, 2009.

STUDZINSKI, C. **Um estudo da precipitação na região Sul do Brasil e a sua relação com os Oceanos Pacífico e Atlântico tropical Sul**. 99 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1995.

TRENBERTH, K. E., BRANSTATOR, G. W., KAROLY, D., KUMAR, A., LAU, N., ROPELEWSKI, C., “Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures”. **Jornal Geophys. Res.**, 103, 14 291–14 324, 1998

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F. J. L. **Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Nobel, 1980. 374 p.

ULSAKER, L. G.; ONSTAD, C. A. Relating rainfall erosivity factors to soil loss in Kenya. **Journal Soil Science Society American**. v.48, n.24, p.25-39, 1984.

VAREJÃO-SILVA M.A. 2006. **Meteorologia e Climatologia**. Brasília: INMET. 463p.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Recife: 2006. Versão Digital, 443p.

VALENTE, V. D. C. **Estudo genotípico de Trypanosoma cruzi: epidemiologia e caracterização molecular de isolados do homem, triatomíneos e mamíferos silvestres do Pará, Amapá e Maranhão**. Tese (Doutorado em Biologia de agentes infecciosos e parasitários). UFPA, Belém, 2011.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Editora UFV, 2002. 448p.

VIEIRA, S. **Estatística Básica**. São Paulo: Cengage Learning, 2012.

WALTRICK, P. C. **Erosividade de chuvas no Paraná: atualização, influência do “el niño” e “la niña” e estimativa para cenários climáticos futuros**. Dissertação (Mestrado em Pedologia) Ciências Agrárias da Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2010.

WILLIAMS, J.R. Sediment-yield prediction with Universal Equation using runoff energy factor. In: **Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yield and Sources**. U.S. Dep. Agr. ARS-S40, p. 244-252, 1975.

WISCHMEIER, W. H; SMITH, D. D. Predicting Rainfall-Erosion losses from Gopland East of the Rocky Mountains. **Agricultural Handbook** 282, p. 47, 1965.

YOON, J.; ZENG, N. **An Atlantic influence on Amazon rainfall**. Climate Dynamics, v. 34, n. 2-3, p. 249-264, 2010.

ZAMUNER, Lourival D. **Erosão Urbana em Maringá-Pr: o caso do Parque Florestal dos Pioneiros – Bosque II**. Dissertação de Mestrado. Universidade estadual de Maringá - Centro de ciências Humanas, Letras e Artes-Departamento de Geografia. Maringá, PR, 2001.

ZINGG, A.W. Degree and length of land slope as it aects soil loss in runo. **Agric Engng**, Taylor & Francis, London. v. 21, p. 59-64, 194, 1940.