

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE TECNOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL

GLAUBER EPIFANIO LOUREIRO

**AVALIAÇÃO QUANTITATIVA DA DINÂMICA ESPAÇO-TEMPORAL
DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO HIDROGRÁFICA TOCANTINS-
ARAGUAIA**

Belém
2012

GLAUBER EPIFANIO LOUREIRO

**AVALIAÇÃO QUANTITATIVA DA DINÂMICA ESPAÇO-TEMPORAL
DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO HIDROGRÁFICA TOCANTINS-
ARAGUAIA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Pará, como parte dos requisitos à obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil.
Área de Concentração: Recursos Hídricos e Saneamento.

Orientador: Prof. *D. Sc.* Lindemberg Lima Fernandes.

Belém
2012

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Central/UFPA, Belém-PA

Loureiro, Glauber Epifanio, 1984 -

Avaliação quantitativa da dinâmica espaço-temporal da precipitação na Região Hidrográfica Tocantins-Araguaia / Glauber Epifanio Loureiro; orientador, Lindemberg Lima Fernandes. — 2012.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Belém, 2012.

1. Recursos hídricos. 2. Saneamento. 3. Engenharia civil I. Título.

CDD - 22. ed. 627

GLAUBER EPIFANIO LOUREIRO

AVALIAÇÃO QUANTITATIVA DA DINÂMICA ESPAÇO-TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO HIDROGRÁFICA TOCANTINS- ARAGUAIA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Pará, como parte dos requisitos à obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil.

Aprovado em: ___/___/2012

Coordenador do Programa de Pós-Graduação: _____
Prof. Claudio José Cavalcante Blanco, *Ph. D.*

Banca Examinadora:

Prof. Lindemberg Lima Fernandes, *D. Sc.* (Orientador)
Doutorado em Desenvolvimento Sustentável do Trópico Úmido (NAEA/UFPA)
Universidade Federal do Pará (UFPA)

Prof. André Montenegro Duarte, *D. Sc.* (Examinador Interno)
Doutorado em Geologia e Geoquímica (Instituto de Geociências/UFPA)
Universidade Federal do Pará (UFPA)

Prof. Claudio José Cavalcante Blanco, *Ph. D.* (Examinador Interno)
Doutorado em Sciences de l'eau (Université du Québec/INRS-ETE)
Universidade Federal do Pará (UFPA)

Prof. Alberto Carlos de Melo Lima, *D. Sc.* (Examinador Externo)
Doutorado em Hidráulica e Saneamento (Escola de Engenharia de São Carlos/USP)
Universidade da Amazônia (UNAMA)

AGRADECIMENTOS

À Deus, por me conceder saúde, paz, dom e a capacidade intelectual para a realização deste trabalho. Aos meus pais, Max e Selma, pelo empenho, dedicação, incentivo e liberdade de escolha em todos os momentos de minha vida, e, sobretudo, em acreditar e investir na minha formação profissional e como um cidadão. Aos meus irmãos Glaucia e Gustavo que, indiretamente, contribuíram para o meu fortalecimento motivacional na execução deste trabalho.

O Prof. D. Sc. Lindemberg Lima Fernandes pela orientação que fez enriquecer meus conhecimentos, e, sobretudo, no que diz respeito à convivência que guardarei durante minha caminhada acadêmica como exemplo de ética, humildade e amor pela docência. Da mesma forma agradeço ao Prof. D. Sc André Montenegro Duarte, acrescentando, ainda, que o mesmo mostrou-se sempre solícito para orientações, revisões e opiniões a respeito desta temática. Ao Prof. Ph. D. Cláudio José Cavalcante Blanco, em especial, que me incentivou desde cedo como aluno especial e sempre demonstrou solícito as dúvidas e orientações.

A todos os professores do curso de Pós-graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Pará, por todo conhecimento e experiência transmitidos no decorrer do curso, e a todos os colegas do curso de mestrado, funcionários e técnicos. Em especial aos colegas Eng^o. M. Sc. Érico Lisboa e Eng^o. M. Sc. Júnior Hiroyuki.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo apoio financeiro com concessão de bolsa de estudo para realização desta pesquisa.

RESUMO

A análise do comportamento da precipitação em uma bacia hidrográfica é fundamental para a engenharia e gerenciamento dos recursos hídricos. A Região Hidrográfica Tocantins-Araguaia (RHTA) pela sua ocupação recente e potencialidades econômicas, ganha destaque no cenário nacional. Este trabalho avalia quantitativamente a dinâmica espaço-temporal da precipitação anual nesta região durante um período de 30 anos de dados. A dinâmica da precipitação pode ser analisada pelo cálculo da precipitação média em uma dada área, compondo assim mapas de isoietas de precipitação anual. No entanto, a confecção destes mapas requer um método de interpolação que melhor represente as características pluviométricas em locais não amostrados para posterior análise quantitativa do comportamento da precipitação. Para tanto, foram realizadas análises exploratórias descritivas amostral e espacial como requisito de estacionaridade do método de interpolação geostatístico, ajuste e validação do modelo teórico que se adéque ao variograma de precipitação anual. Após a confecção do mapa de isoietas pelo método de Krigagem Ordinária (sem tendência) e Krigagem Universal (com tendência) foi realizado o cálculo do volume precipitado na região hidrográfica pelo método dos contornos. A dinâmica espacial da precipitação foi realizada com base na análise da estatística descritiva, mapa de isoietas, mapa hipsométrico, Índice de Irregularidade Meteorológica (IMM) e Coeficiente de Variação. A dinâmica temporal foi analisada pela distribuição dos totais anuais de precipitação volumétrica para cada sub-bacia da RHTA, pelo Índice de Anomalia Padronizada, na variação interanual de precipitação e teste de tendência e magnitude representados respectivamente pelo Teste de Mann Kendall e Sen's. Os resultados correlacionados com as anomalias meteorológicas do Oceano Atlântico (Dipolo) e Pacífico (ENOS) indicam o comportamento da precipitação bastante heterogêneo e com grande variabilidade temporal principalmente na sub-bacia Tocantins-Alto (TOA) (14%). Diminuição da amplitude pluviométrica, em anos de anomalia meteorológica intensa ocasionando um incremento de precipitação ao sul das sub-bacias TOA e ARA e diminuição da precipitação na sub-bacia TOB, em eventos de El Niño. Não se pode comprovar pelo teste de Mann Kendall que há uma tendência estatisticamente significativa no volume precipitado na RHTA, mas o estimador Sen's dá indícios de queda na precipitação na sub-bacia TOA (-1,24 Km³/ano) e Araguaia (ARA) (-1,13 Km³/ano) e aumento da precipitação na sub-bacia do Tocantins Baixo (TOB) (0,53 Km³/ano) e para a RHTA (-1,5 Km³/ano). Assim a variabilidade espacial e temporal nas sub-bacias está intimamente relacionada aos eventos de anomalia meteorológica, na qual, a sua ação ocorre de maneira irregular ao longo da área de estudo e pode influenciar as diversas atividades sócio-econômicas na RHTA de acordo com sua magnitude e área de ocorrência.

Palavras-chaves: Dinâmica espaço-temporal; precipitação; Região Hidrográfica Tocantins Araguaia (RHTA).

ABSTRACT

The analysis of the rainfall behavior in a watershed is fundamental for engineering and management of the hydric resources. The Tocantins-Araguaia Basin (TAB) for your recent occupation and economic potentialities, earns prominence in the national scenery. This work evaluates the spatial-temporal dynamics of the annual precipitation in this region quantitatively during a period of 30 years of data. The dynamics of rainfall can be analyzed by the calculation of the mean precipitation in a given area, by composing isohyets maps of annual precipitation. However, the confection of these maps require one interpolation method what better please represent the rainfall characteristics in places not shown for posterior please analyze quantitative of the behaviour of the rainfall. For much, went realized descriptive exploratory analyses sample and spatial how requisition of stationarity of the interpolation method geostatistics, fill and validation of the theoretical model what he embed to the variograma of annual rainfall. The confection of isohyets maps for the method of ordinary kriging (no drift) and Universal Kriging (drift) went afterwards realized the calculation of the precipitate volume in the hydrographic region for the method of the contours. The spatial dynamics of the precipitation was realized with base in the analysis of descriptive statistics, isohyets maps, map hypsometric, Meteorological Irregularity (MI) and Coefficient Variation. Temporal dynamics was analyzed by the distribution of the total annual of volumetric precipitation for every secondary basin of the TAB, Standarized Anomaly, in the variation interannual of precipitation and trend test and magnitude represented respectively by Mann Kendall Test and Sen's. Interrelated upshots with the meteorological anomalies of the Atlantic Ocean (Dipole) and Pacific (ENOS) indicate the behaviour of the enough precipitation heterogeneous and with big variability principally in the under subbasin Tocantins Alto (TOA) (14%.) Diminution of the pluviometric amplitude, in years of intense meteorological anomaly causing a precipitation increment to the south of the under basins TOA and Araguaia (ARA) and diminution of the precipitation to the north of the secondary subbasin Tocantins Baixo (TOB), in El Niño events. One cannot prove for Mann Kendall test precipitate in the TAB, has an trend significative statistically in the volume but the estimated Sen's gives clues of fall in the precipitation in the sub-basin TOA (-1,24 km³/year) and Araguaia (ARA) (-1,13 km³/year) and increase of the precipitation in the under basin TOB (0,53 Km³/year) and for the TAB (-1,5 km³/year). So spatial and temporal variability in the under basins is intimately reported to the events of meteorological anomaly, in which your action occurs of irregular way to the long of the area to study and lop influence the socio-economic different activities in the TAB in accordance with your magnitude and area of occurrence.

Keywords: Spatial–temporal dynamic; rainfall; Tocantins-Araguaia Basin (TAB).

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Panorama da perda de vegetação do cerrado na RHTA	14
Figura 2 – Ilustração do Ciclo hidrológico	17
Figura 3 – Formação Precipitação convectiva	19
Figura 4 – Formação Precipitação Ciclônica	19
Figura 5 – Formação Orográfica	20
Figura 6 – Representação de um Pluviômetro do tipo “ <i>Vile de Paris</i> ” instalado na Estação Meteorológica da Universidade Federal do Pará	21
Figura 7 – Curva de Dupla Massa de dados de precipitação	24
Figura 8 – Áreas de influência de cada posto pluviométrico após o traçado da mediatriz do segmento de reta entre os postos	25
Figura 9 – Desenho esquemático do mapa de isolinhas, isoietas ou isovalores	26
Figura 10 – Representação do método prismoidal	28
Figura 11 – Representação esquemática dos métodos das alturas dos pontos	29
Figura 12 – Sistemática de cálculo de volume pelo método das isolinhas	30
Figura 13 – Amostragem em duas dimensões	33
Figura 14 – Semivariograma teórico ilustrando a amplitude e o patamar, onde se estabiliza a semivariância	34
Figura 15 – Gráfico dos semivariogramas experimentais (A) e de potência (B)	36
Figura 16 – Modelo de Krigagem Universal	40
Figura 17 – Localização das regiões de ocorrência das anomalias de temperatura da superfície do mar no Oceano Pacífico	43
Figura 18 – Fases do fenômeno ENOS, El Niño (fase quente) e La Nina (fase fria), as setas indicam a direção dos ventos	44
Figura 19 – Efeitos Globais de atuação – El Niño	45
Figura 20 – Efeitos Globais de atuação - La Niña	46
Figura 21 – Dipolo Positivo (Norte: TSM quente e Sul: TSM fria)	47
Figura 22 – Dipolo Negativo (Norte: TSM fria e Sul: TSM quente)	47
Figura 23 – Intervalo de confiança representado por um nível de confiança de conter a média populacional	49
Figura 24 – Demonstração da faixa de valores críticos de rejeição	50
Figura 25 – Valores críticos para teste bicaudal com nível de significância de 1%	51
Figura 26 – Localização e delimitação da RHTA	54
Figura 27 – Delimitação da RHTA Nível II	55
Figura 28 – Delimitação dos Biomas na RHTA	58

Figura 29 – Aproveitamentos com mais de 30MW em operação, construção ou planejadas	60
Figura 30 – Fluxograma metodológico	72
Figura 31 – Localização das estações pluviométricas internas e externas	73
Figura 32 – Exemplo da curva de dupla massa para algumas estações da rede pluviométrica de estudo	78
Figura 33 – Exemplo de estações corrigidas	79
Figura 34 – Estatística descritiva temporal da precipitação, (a) média, (b) máximo, (c) mínimo, (d) coeficiente de variação	80
Figura 35 – Análise descritiva amostral e teste de normalidade para ano de 1977	82
Figura 36 – Análise espacial para ano de 1977	83
Figura 37 – Quantidade de pares de pontos a serem analisados pelo variograma	84
Figura 38 – Parâmetros do variograma direcional	85
Figura 39 – Variograma para as direções de 135° e 90°	85
Figura 40 – Utilitário Model para ajuste automático do variograma teórico	87
Figura 41 – Mapas de Isoietas de precipitação anual	88
Figura 42 – Mapa Hipsométrico das estações pluviométricas	96
Figura 43 – Índice de Irregularidade Meteorológica e Coeficiente de variação espacial da RHTA	97
Figura 44 – Volume precipitado na sub-bacia TOB e influência de anomalia dos Oceanos Pacífico (ENSO) e Atlântico (Dipolo) no período de 1977-2006	98
Figura 45 – Volume precipitado na sub-bacia TOA e influência de anomalia dos Oceanos Pacífico (ENSO) e Atlântico (Dipolo) no período de 1977-2006	99
Figura 46 – Volume precipitado na sub-bacia ARA e influência de anomalia dos Oceanos Pacífico (ENSO) e Atlântico (Dipolo) no período de 1977-2006	100
Figura 47 – Volume precipitado na RHTA e influência de anomalia dos Oceanos Pacífico (ENSO) e Atlântico (Dipolo) no período de 1977-2006	101
Figura 48 – Percentual de Variação do Volume precipitado por sub-bacia na RHTA	102
Figura 49 – Coeficiente de Variação por sub-bacia	103
Figura 50 – Resultado Gráfico do Teste de Mann Kendall por estação pluviométrica para os níveis de significância de 1% (a), 5% (b), 10% (c)	104
Figura 51 – Resultado Gráfico do estimador Sen's de magnitude de tendência (a) e tendência e magnitude do volume precipitado (Km ³)(b)	105

LISTA DE TABELAS e QUADROS

Quadro 1 – Ocorrência e Intensidade	46
Quadro 2 – Ocorrência anual de anomalia na TSM do Atlântico durante o período de 1977 a 2006	48
Tabela 1 – Valores de Nível de Significância	50
Tabela 2 – Distribuição de área na RHTA	53
Tabela 3 – Potencial Hidrelétrico a aproveitar por sub-bacia da RHTA (MW)	60
Quadro 2 – Identificação das estações pluviométricas internas e externas	74
Tabela 4 – Parâmetros do Variograma para escolha da melhor direção	86
Tabela 5 – Parâmetros do semivariograma teórico para interpolação	87

LISTA DE ABREVIATURAS e SIGLAS

AD	Anderson-Darling
ANA	Agência Nacional de Águas
ANEEL	Agencia Nacional de Energia Elétrica
ARA	Araguaia
Cb	Cumulonimbus
CNRH	Conselho Nacional de Recursos Hídricos
EMBRAPA	Empresa de Pesquisa Agropecuária
ENOS	El Niño Oscilação-Sul
Exp	Exponencial
Gau	Gaussiano
IBAMA	Instituto Brasileiro de Meio Ambiente e Recursos Naturais
IGF	Indicative Goodness of Fit
IMM	Índice de Irregularidade Meteorológica
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IOS	Índice de Oscilação Sul
Km ³	Kilômetros cúbicos
KO	Krigagem Ordinária
KU	Krigagem Universal
LI	Linhas de Instabilidade
M	Metros
NW	Noroeste
OMJ	Oscilação Madden-Julian
OMM	Organização Meteorológica Mundial
PHCA	Programa de Hidrologia e Climatologia da Amazônia
PNRH	Política Nacional de Recursos Hídricos
POLAMAZONIA	Programa de pólos agropecuários e agrominerais da Amazônia
Pow	Potência
PRODOESTE	Projeto de Desenvolvimento do Oeste
PRODECER	Projeto de Desenvolvimento do Cerrado
PRRL	Ponderação Regional com Regressão Linear
RHTA	Região Hidrográfica Tocantins-Araguaia
SE	Sudeste

SF	Sistemas Frontais
SNGRH	Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos
SNRH	Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos
Sph	Esférico
SUDAM	Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia
SUDECO	Superintendência de Desenvolvimento do Centro-Oeste
TOA	Tocantins Alto
TOB	Tocantins Baixo
UTM	Universal Transversa de Mercator
VR	Variável Regionalizada
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	13
1.1 INTRODUÇÃO.....	13
1.2 OBJETIVO GERAL.....	16
1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	16
CAPÍTULO 2 – PRECIPITAÇÃO	17
2.1 CICLO HIDROLÓGICO	17
2.2 FORMAS E TIPOS	18
2.3 GRANDEZAS	20
2.4 AQUISIÇÃO DE DADOS	20
2.5 CONTROLE DOS DADOS	22
2.5.1 Preenchimento de Falhas.....	22
2.5.2 Análise de Consistência.....	23
2.6 MÉTODOS HIDROLÓGICOS E INTERPOLAÇÃO.....	24
2.7 CUBAGEM DA PRECIPITAÇÃO.....	28
CAPÍTULO 3 – NOÇÕES DE GEOESTATÍSTICA.....	31
3.1 VARIÁVEL REGIONALIZADA E FUNÇÃO ALEATÓRIA	31
3.2 SEMIVARIOGRAMA.....	32
3.2.1 Modelos Teóricos.....	35
3.3 KRIGAGEM	37
3.3.1 Krigagem Ordinária.....	37
3.3.2 Krigagem Universal	38
CAPÍTULO 4 – CLIMATOLOGIA	41
4.1 SISTEMAS METEOROLÓGICOS	41
4.2 FENÔMENOS METEOROLÓGICOS	43
4.2.1 El Niño-Oscilação Sul.....	43
4.2.2 Dipolo do Atlântico.....	47
4.3 ANÁLISE DE TENDÊNCIA EM SÉRIES HIDROCLIMÁTICAS	48
CAPÍTULO 5 – ÁREA DE ESTUDO.....	53
5.1 LOCALIZAÇÃO E DELIMITAÇÃO HIDROGRÁFICA	54
5.2 USO E OCUPAÇÃO DO SOLO	56

5.3 ASPECTOS ECONÔMICOS	57
5.4 CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS	59
5.5 HIDROGRAFIA E VEGETAÇÃO.....	60
5.6 POTENCIAL HIDROENERGÉTICO	61
CAPÍTULO 6 – MATERIAIS E MÉTODOS.....	63
6.1 SELEÇÃO DAS ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS E DO BANCO DE DADOS	63
6.2 CONTROLE DOS DADOS	63
6.3 ANÁLISE ESTATÍSTICA.....	64
6.3.1 Análise Exploratória Descritiva	65
6.3.2 Análise Exploratória Espacial.....	67
6.3.3 Análise Geoestatística.....	67
6.3.4 Interpoladores de Krigagem.....	70
6.4 MAPAS DE ISOIETAS E VOLUME PRECIPITADO	71
6.5 DINÂMICA ESPAÇO-TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO	72
6.5.1 Tendência temporal.....	73
CAPÍTULO 7 - RESULTADOS	75
7.1 DEFINIÇÃO DA REDE PLUVIOMÉTRICA E DO BANCO DE DADOS	75
7.2 CONTROLE DOS DADOS	80
7.3 ANÁLISE EXPLORATÓRIA DESCRITIVA	81
7.4 ANÁLISE EXPLORATÓRIA ESPACIAL	85
7.5 ANÁLISE GEOESTATÍSTICA	86
7.5.1 Semivariograma Experimental	86
7.5.1.1 Ajuste e validação do modelo de semivariograma	88
7.6 INTERPOLAÇÃO POR KRIGAGEM.....	90
7.8 DINÂMICA ESPAÇO-TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO	98
CAPÍTULO 8 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	109
REFERÊNCIAS	111
APÊNDICE I – ESTATÍSTICA DESCRITIVA (AMOSTRAL).....	120
APÊNDICE II – ESTATÍSTICA DESCRITIVA (ESPACIAL)	128

CAPÍTULO 1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1 INTRODUÇÃO

A preocupação do homem com os fenômenos atmosféricos e a influência das suas variações na superfície terrestre é tão antiga quanto a sua própria percepção do ambiente.

As civilizações mais antigas já se organizavam em função do clima e do espaço geográfico na busca de desenvolver suas sociedades. Assim, por exemplo, os egípcios se organizaram e se instalaram ao longo do rio Nilo, em que ergueram seu império, que perdurou durante anos. O mesmo ocorreu com os Babilônios, na faixa de terra compreendida entre os rios Tigre e Eufrates na Mesopotâmia, como também os gregos e os romanos. Eram regiões onde havia presença abundante de água e clima ameno, locais propícios ao desenvolvimento da agricultura, criação de animais e outras atividades (SOUSA, 2006).

Nos dias de hoje, o grande desafio da meteorologia, climatologia e hidrologia, está no entendimento das causas da variabilidade da precipitação, na previsão dessa variabilidade em ocorrências anuais e principalmente nas suas implicações socioeconômicas. Conhecendo-se essa variabilidade, é possível prever eventos extremos de secas e enchentes, necessidades de irrigação de culturas, hidroeletricidade, abastecimento de águas doméstico e industrial, enfim, qualquer projeto de aproveitamento dos recursos hídricos (BERTONI & TUCCI, 1993).

No entanto, o ciclo hidrológico e especialmente a precipitação podem sofrer influência das alterações na vegetação, devidos a mudanças naturais e/ou antrópicas, como vem ocorrendo no arco do desmatamento. As mudanças naturais são relativas ao ecossistema, que apesar de interferir no clima, podem atuar no comprometimento de projetos de aproveitamento de recursos hídricos. Machado *et al.* (2004), ratificam que as mudanças de origem antrópica são as que apresentam o maior impacto modificador da paisagem, sendo o desmatamento, queimadas e pastagens as práticas mais comuns na Região Hidrográfica Tocantins-Araguaia (RHTA).

Os principais eixos de desmatamento atualmente no bioma situam-se ao norte da RHTA, desde a região sudoeste da cidade de Marabá até Belém (PA). Também apresentam expressão os eixos de desmatamentos que ocorrem em algumas porções isoladas situadas mais ao sul, até próximo a Conceição do Araguaia, em áreas de transição para o Cerrado (ecótono Amazônia-Cerrado) cujo domínio também apresenta alto potencial madeireiro. Além disso, de forma geral, os grandes eixos rodoviários, como a BR-153 (Belém-Brasília) e a

Rodovia Transamazônica (Marabá-PA-Humaitá-AM) concorrem para a intensificação do desmatamento (ANA, 2008).

Machado *et al.* (2004) alertam que entre o período de 1993 e 2002 (Figura 1), a taxa média de desmatamento do Cerrado foi em média de 0,67% ao ano. Com esse valor a perda anual do cerrado foi de 1,36 milhões de hectares ao ano.



Área de distribuição original do Cerrado (1993) Remanescente da Vegetação nativa do Cerrado (2002)

Figura 1 – Panorama da perda de vegetação do cerrado na RHTA

Fonte: Machado *et al.* 2004

Cohen *et al.* (2007) também chamam atenção para o desmatamento da Amazônia nas últimas três décadas, em que passou por um período intenso de ocupação e acarretou o desmatamento de 14% em sua área. Essa ocupação ocorre no chamado “Arco do Desmatamento”, uma extensa faixa, situada ao longo do limite sul da área de transição entre o cerrado e a floresta, impulsionada pela expansão da fronteira agrícola, que compreende a região sul da RHTA.

Nesse sentido, a combinação da ação antrópica e a ocorrência de desequilíbrios aos processos hidrológicos, especialmente da precipitação, podem trazer consequências drásticas à sociedade, interferindo nas atividades econômicas, especialmente nos países em desenvolvimento, nos quais dependem fortemente da agricultura e da produção energética. Assim as variações nas precipitações expõem as atividades humanas a altos riscos e insucessos (SOUSA, 2006).

Tanto o excesso quanto a falta de chuva podem causar sérios problemas socioeconômicos. Por exemplo, os danos causados pelas enchentes de 1983 e 1992 resultaram em perdas de mais de um bilhão de dólares, apenas na bacia do rio Paraná. Durante a enchente

de 1983, mais de 100 mil pessoas tiveram que ser retiradas de suas casas (BARROS *et al.*, 2000).

Junior *et al.* (2009) chamam atenção para as anomalias climáticas na RHTA, na qual o aquecimento do oceano atlântico foi um dos causadores da seca na região amazônica no ano de 2005 e há perspectivas de eventos extremos devido ao El Niño. Como também a variabilidade climática foram os causadores de secas no Sudeste do Estado do Tocantins provocados pelo aumento da temperatura e a baixa umidade relativa do ar ocasionando, assim, uma seca metereológica nos anos de 2005 e 2006.

As razões físicas dessa variabilidade são complexas e estão relacionadas à circulação atmosférica global e esta pode estar sendo influenciada pelo avanço do desmatamento na RHTA, ou por variações correspondentes a anomalias do Oceano Atlântico e/ou Pacífico.

Dessa forma, a variabilidade climática relacionada a fatores naturais e/ou antrópicos, pela sua não estacionaridade colocam em dúvida e risco projetos de infraestrutura dos recursos hídricos para o País. E neste contexto, pela sua localização, potencial de recursos naturais e especialmente a água, conferem a RHTA um relevante papel no desenvolvimento do país e especialmente ao Estado do Pará. Em que a variabilidade da precipitação tem influência direta e indireta no desenvolvimento econômico da região, do Estado, especialmente no setor hidrelétrico e implicações socioeconômicas marcantes.

Sendo assim, o conhecimento das precipitações, indiscutivelmente, assume um requisito fundamental ao desenvolvimento socioeconômico de uma região ou uma bacia hidrográfica. A estimativa dos seus valores mais prováveis, a identificação das áreas de ocorrências e a regularidade com que as mesmas se distribuem, constitui informações imprescindíveis ao planejamento hídrico e desenvolvimento regional.

1.2 OBJETIVO GERAL

Avaliar a dinâmica quantitativa anual da precipitação na Região Hidrográfica Tocantins-Araguaia (RHTA) durante um período de 30 anos, no sentido de verificar a dinâmica do comportamento da precipitação em escala temporal e espacial.

1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analisar as séries de precipitação, realizando o preenchimento de falhas, bem como a consistências dos dados;
- Analisar a precipitação anual pela geostatística para confecção dos mapas de isoietas;
- Quantificar o volume anual de precipitação no período estudado;
- Verificar a comportamento da chuva em escala espacial e temporal e correlacioná-los com as anomalias climáticas; e
- Utilizar teste Mann Kendall com finalidade de identificar possíveis tendências de mudanças no regime pluviométrico;
- Utilizar o estimador Sen's com finalidade de identificar a magnitude das tendências das séries temporais.

CAPÍTULO 2 – PRECIPITAÇÃO

2.1 CICLO HIDROLÓGICO

A água está em constante movimentação entre a atmosfera, litosfera e hidrosfera. A água pode ser armazenada em qualquer uma dos seguintes grandes reservatórios: atmosfera, oceanos, lagos, rios, solos, geleiras e águas subterrâneas. Conforme indica a Figura 2, a água se move de um reservatório ao outro por meio de processos como evaporação, precipitação, escoamento superficial e subterrâneo e infiltração.

Este movimento permanente deve-se ao sol, que fornece energia para elevar a água da superfície terrestre para a atmosfera por meio da evaporação, e a gravidade, que faz com que a água condensada se precipite e que uma vez na superfície, circule por meio de linhas de águas que se reúnem e formam os rios até atingir os oceanos (escoamento superficial) ou se infiltre no solo e percole nas rochas por meio dos seus poros, fissuras e fraturas (escoamento subterrâneo). Durante a precipitação, nem toda a água chega a atingir a superfície terrestre, pois na sua queda pode ser interceptada pela vegetação e volta a evaporar-se. A sua circulação geral cria condições de precipitação pelo resfriamento do ar úmido que forma as nuvens de precipitação, devolvendo a água para a superfície da terra (HEATH, 2004).

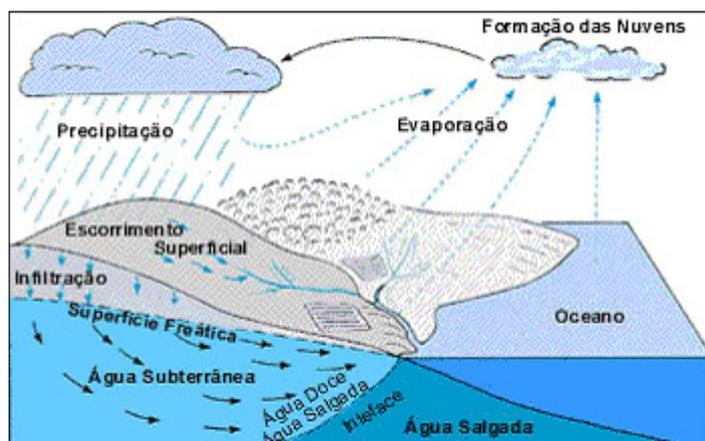


Figura 2 – Ilustração do Ciclo hidrológico
Fonte: Adaptado de Heath (2004)

Guo (2006) indica que a formação da precipitação está ligada a quantidade de vapor de água na atmosfera que constitui potencial de água que ao se condensar possibilita a ocorrência de precipitações. Todo o processo está ligado diretamente a radiação solar e sua origem ao crescimento das gotículas das nuvens. Isso ocorre pela ascensão de massas de ar até o seu

nível de condensação em condições favoráveis e com a existência de núcleos de higroscópicos, formando minúsculas gotas em torno desses núcleos.

Para as gotículas de chuva precipitarem é necessário que tenham um volume tal que seu peso seja superior as forças que as mantêm em suspensão, isto é, seu movimento de queda tem que ser superior ao movimento ascendente atmosférico. Para tanto isso dependerá de um conjunto de variáveis físicas atmosféricas, de relevo e da energia de radiação solar (HEATH, 2004).

2.2 FORMAS E TIPOS

Conforme Das & Salkia (2009) as principais formas de precipitação são:

- Chuva ou pluvial: é a principal forma de precipitação. Quando o tamanho da água que cai é maior que 0,5mm, é chamado de chuva. Esta pode ser fraca, moderada ou de forte intensidade se a chuva é 2,5 mm/h, 7,5 mm/h e maior que 7,5 mm/h respectivamente;
- Neve: composto por cristais de gelo, principalmente na forma de complexo hexagonal e formato em uma bola de massa de flocos de neve que pode atingir vários centímetros de diâmetro;
- Chuvisco: precipitação fina com gotas de água de tamanho 0,5 mm e intensidade inferior a 1 mm/h;
- Granizo: são gotas de chuva congelada de grãos transparente, que se formam quando a chuva cai sob temperatura de congelamento com diâmetro maior que 5 mm;
- Orvalho: Formado diretamente pela condensação, principalmente durante a noite, quando a superfície foi resfriada. O resfriamento noturno baixa a temperatura até o ponto de orvalho; e
- Geadas: deposição de cristais de gelo, semelhante a formação de orvalho, mas ocorre com temperatura inferior a 0°C.

Os tipos de precipitação são classificados pelo mecanismo de fluxo de ar de elevação, que efetua um processo em larga escala de resfriamento na atmosfera. Conforme Guo (2006) eles são:

- Precipitação convectiva: causada pela subida da massa de ar mais quente, mais leve num ambiente mais frio mais denso. Este mecanismo é induzido pelo aquecimento desigual

na superfície do solo resfriamento desigual no topo da camada de ar. Este tipo de precipitação pode ter alta intensidade e curta duração (Figura 3);

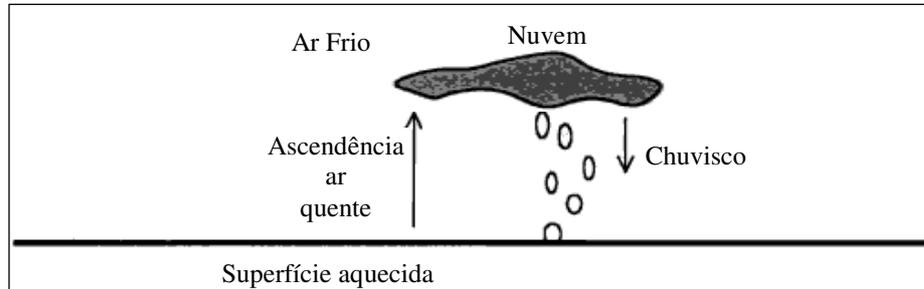


Figura 3– Formação Precipitação convectiva
Fonte: Adaptado de Guo (2006)

- Precipitação ciclônica ou frontal: ocorre ao longo de uma superfície de descontinuidade que separa duas massas de ar de temperatura e umidade diferentes. As massas de ar deslocam-se da região de alta pressão para a região de baixa pressão, causado pelo aquecimento desigual da superfície terrestre. Quando uma massa de ar relativamente aquecida flui na direção de uma massa de ar frio é forçado para cima, pela impulsão do ar frio. (Figura 4). São precipitações de longa duração e apresentam intensidades de baixa à moderada, espalhando-se por grandes áreas,

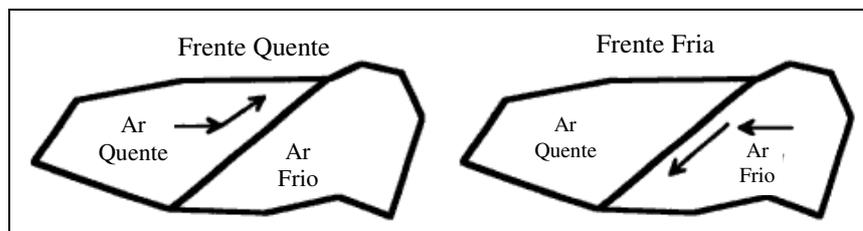


Figura 4 – Formação Precipitação Ciclônica
Fonte: Adaptado de Guo (2006)

- Precipitação orográfica: quando ventos quentes e úmidos encontram uma barreira montanhosa, elevam-se e se resfriam adiabaticamente havendo condensação do vapor, formação de nuvens e ocorrência de chuvas. Chuvas de pequena intensidade e grande duração que cobrem pequenas áreas (Figura 5).

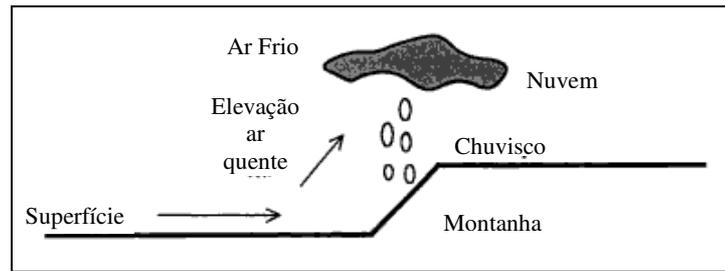


Figura 5 – Formação Orográfica
Fonte: Adaptado de Guo (2006)

2.3 GRANDEZAS

As grandezas que caracterizam as precipitações são a altura pluviométrica, a intensidade, a duração e a frequência da precipitação.

A altura pluviométrica é representada pelas letras h ou P , é a medida da altura da lâmina de água de chuva acumulada sobre uma superfície plana, horizontal e impermeável. Esta altura é, normalmente, expressa em milímetros ou litros/m² e determinada pelo uso de aparelhos denominados pluviômetros.

A intensidade da precipitação, i , é a relação entre a altura pluviométrica e a duração da precipitação $i = \Delta P / \Delta t$. Geralmente expressa em mm/h, mm/min ou mm/dia.

A duração da precipitação, normalmente denotada por Δt ou t_d , constitui-se também em importante grandeza a caracterizar as chuvas. Corresponde ao período de tempo durante o qual a chuva cai. As unidades são o minuto (min) ou hora (h).

Por ser uma variável hidrológica aleatória a frequência com que ocorrem determinadas precipitações deve ser conhecida como suporte de decisão em projetos associados ao aproveitamento dos recursos hídricos (exemplo hidrelétricas) ou controle de impactos (exemplo chuvas intensas).

2.4 AQUISIÇÃO DE DADOS

A aquisição de dados de precipitação que ocorrem num local ou área podem ser realizados, conforme Collischonn et. al. (2008), por:

- Método tradicional do uso de aparelhos chamados pluviômetros (com leituras em intervalos fixos grandes) e pluviógrafos que possuem registradores automáticos. Estes aparelhos possuem a vantagem de medirem com melhor precisão a chuva, mas a desvantagem

de necessitarem uma densidade alta para uma representação espacial. É ainda o método mais preciso.

- Uso de Radar Meteorológico: que mede a chuva com base na frequência e possui melhor distribuição espacial da chuva, apesar dos custos e necessidade de um permanente ajuste com base nos dados medidos pelos aparelhos tradicionais;

- Uso de satélite: medidas com base em satélites que estabelecem relações com variáveis meteorológicas estimadas por dispositivos existentes em satélites. Geralmente possui pouca precisão para áreas específicas.

- Reanálise: é o uso de modelos climáticos que se ajustam aos dados de campo e interpolam os campos de precipitação.

O pluviômetro é dotado de uma superfície de captação horizontal, delimitada por um anel metálico e um reservatório para acumular a água recolhida. É um aparelho que fornece o total de água acumulada durante um intervalo de tempo.

No Brasil o mais difundido é o tipo “*Vile de Paris*” (Figura 6). Este modelo tem a forma cilíndrica com uma área superior de captação da chuva de 400 cm².

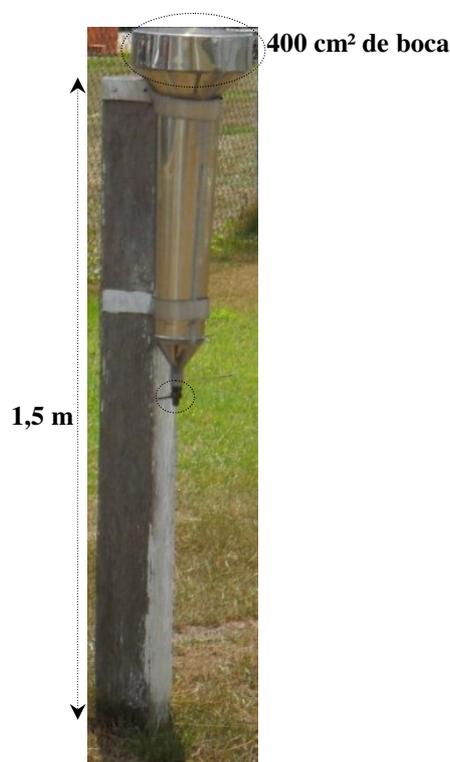


Figura 6 – Representação de um Pluviômetro do tipo “*Vile de Paris*” instalado na Estação Meteorológica da Universidade Federal do Pará

É o tipo de medição de precipitação mais utilizado no Brasil pela Rede Hidrométrica Nacional por meio da Agência Nacional de Águas (ANA). Esta rede possui atualmente 15.256 estações pluviométricas distribuídas em todo o Brasil (ANA, 2012) contando também com o apoio de outras instituições como o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), Empresa de Pesquisa Agropecuária (EMPRAPA) e empresas de geração de energia hidrelétrica.

2.5 CONTROLE DOS DADOS

A disponibilidade, qualidade e o tamanho das séries históricas são vitais para uma análise de comparação entre as estações pluviométricas. A medição da precipitação é propensa a erros sistêmicos e aleatórios (ASCE, 1996; Larson & Peck, 1974). Erros nas medições pluviométricas podem ser de vários tipos: erros de leitura, transcrição e digitação, acumulação diária, defasagem nos horários de leituras, omissão de informações, entre outros.

No entanto, a natureza aleatória da precipitação faz sua medição se tornar difícil, mas longos períodos de tempos de amostragem e uma densa rede de monitoramento são usadas para contornar esses problemas aliado a métodos para preencher lacunas e falhas e verificar a consistência dos dados da precipitação.

2.5.1 Preenchimento de Falhas

O preenchimento de falhas por erros de anotação ou ausência de dados de precipitação é uma das etapas mais importantes, pois se verifica a qualidade da variável hidrológica em estudo que melhor represente o fenômeno e fidelização dos dados. Há métodos e estudos já desenvolvidos para a estimativa e dados ausentes como a média simples, regressão linear, ponderação regional com base em regressão lineares, ponderação regional, vetor regional, inverso da distancia, dentre outros (ASCE, 1996).

Ramesh *et al.* (2005) destacam o método da Ponderação Regional com Regressão Linear (PRRL), como superior a outros métodos. Eles concluíram: “PRRL para estimação de dados de precipitação perdidos, como conceitualmente superior do que outros métodos testados” e o “PRRL pode ser melhor método determinístico de estimação e utilizado como bom-senso em alguma região climática”

O PRRL é baseado na existência de correlação (coeficiente de correlação de Pearson) entre 2 conjuntos de dados obtidos em localizações próximas em que representa uma maneira

de quantificar a força de autocorrelação espacial, portanto o método de estimação é dados pela equação 1 a seguir Ramesh *et al.* (2005):

$$P_m = \frac{\sum_{i=1}^n P_i r_{mi}}{\sum_{i=1}^n r_{mi}} \quad (1)$$

Onde, P_m é a precipitação da estação base m ; n é o número de estações; P_i é a precipitação da estação i e r_{mi}^2 é dado pela relação da covariância entre 2 conjunto de dados pelo produto de seu respectivo desvio padrão. Esta equação é dada abaixo:

$$r_{mi}^2 = \frac{Cov(P_i, P_m)}{\sigma_{pi} \sigma_{pm}} \quad (2)$$

O coeficiente r_{mi}^2 é obtido usando os dados históricos disponíveis para ambas as estações m e i . Depois, r_{mi}^2 é usado precedente a equação – Equação 1 – para fechar a falha.

O sucesso deste método está na representação da existência da correlação espacial positiva forte. Isso ocorre porque as localizações pertos são mais prováveis de ser similares do que dados em uma localização remota devido ao grau de dependência estatística linear entre as variáveis.

2.5.2 Análise de Consistência

O método da Curva de Dupla Massa é uma das mais úteis técnicas de emparelhamento de análise de estações. Depois de computar os valores acumulados da estação a ser tratada e da estação de controle e plotar a anterior no eixo y versus a final no eixo x, uma linha reta por meio dos pontos é chamada de curva de dupla massa (Figura 7) (SEARCY & HARDISON, 1960).

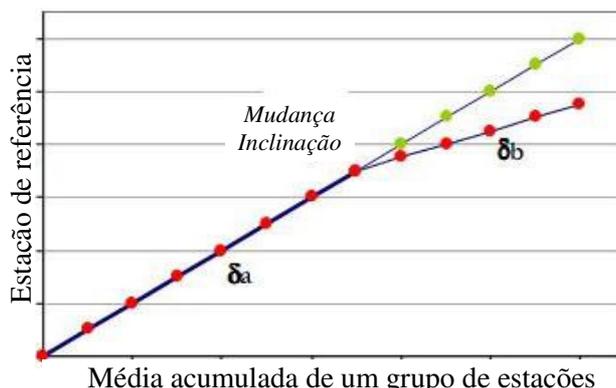


Figura 7 - Curva de Dupla Massa de dados de precipitação. Fonte: Adaptado de Gómez (2007)

Se não há erros ou mudança nos dados da estação a ser tratada, todos os pontos ficarão (aproximadamente) nesta linha reta, representando a constante de proporcionalidade entre os 2 valores quantitativos. Mas caso contrário, se há uma mudança entre a relação da estação a ser tratada e a estação de controle, provavelmente tem tido alguma mudança nas medidas da precipitação da estação a ser tratada (ASCE, 1996). O ajuste da precipitação é dado pela seguinte equação 3:

$$P_a = P_b \frac{\delta_a}{\delta_b} \quad (3)$$

Onde P_a é o ajuste da precipitação, P_b é a precipitação observada, δ_a é a inclinação no gráfico entre as gravações ajustadas e δ_b é a inclinação do gráfico até o ponto P_b observado.

Assim, a análise da dupla massa é frequentemente usada para checar a qualidade do conjunto dos dados das estações pluviométricas. Dados de chuva podem ser muito inconsistentes devido a mudança de localização, erros humanos ou má instalação das estações pluviométricas (CHOW, 1964).

2.6 MÉTODOS HIDROLÓGICOS E INTERPOLAÇÃO

As maiorias dos problemas hidrológicos requerem conhecimento da altura pluviométrica sobre uma determinada área. No entanto os pluviógrafos representam apenas o ponto de amostragem da distribuição da precipitação em certo evento. Na prática, a análise hidrológica requer um conhecimento das precipitações sobre uma área como uma bacia hidrográfica.

Para converter os valores pontuais das estações pluviométricas com base em várias estações, que indiquem a média precipitada, são utilizados 3 diferentes métodos: média aritmética, polígono de Thiessen e isoietas. Os 2 primeiros métodos são processos puramente mecânicos não requerendo nenhuma habilidade ou julgamento. O resultado obtido pelo 3º método, que talvez deva ser o mais acurado, dependerá da precisão do julgamento da pessoa que efetua ou manipula o cálculo computacional bem como de seus valores amostrais (SUBRAMANYA, 2008).

O polígono de Thiessen consiste em atribuir um fator de peso aos totais precipitados medidos em cada posto pluviométrico, sendo estes pesos proporcionais a área de influência de cada posto. São considerados os postos inseridos na bacia, bem como os postos localizados na região de contorno e que exercem influência na Bacia (CHOW, 1964). Os pesos relativos para cada posto são calculados pelas respectivas áreas, onde as fronteiras dos polígonos são formadas pelas mediatrizes das linhas que unem dois pontos adjacentes conforme a Figura 8.

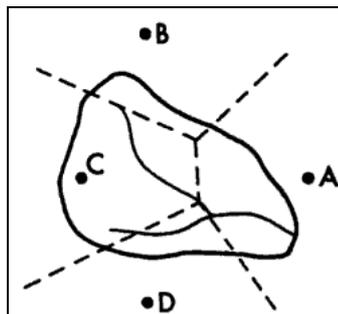


Figura 8 – Áreas de influencia de cada posto pluviométrico após o traçado da mediatriz do segmento de reta entre os postos. Fonte: ASCE, 1996

A precipitação média na bacia é calculada pela equação 4 (ASCE, 1996):

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n A_i \bar{P}_i}{A} \quad (4)$$

onde \bar{P} é a precipitação média na bacia (mm); \bar{P}_i é a precipitação no posto i (mm); A_i é a área do respectivo polígono, dentro da bacia (km²) e A é a área total da bacia (km²).

Uma isoietas é uma linha que une pontos de real magnitude. Na bacia hidrográfica, em escala, são marcados as estações pluviométricas, como também são consideradas as estações vizinhas fora da bacia. As isolinhas de vários valores são desenhadas considerando as chuvas

no ponto considerado como guia interpolando entre eles com base na distância e o valor da altura pluviométrica da estação vizinha (Figura 9). Se no desenho as isolinhas estiverem fora da área considerada é usado o limite da área de estudo.

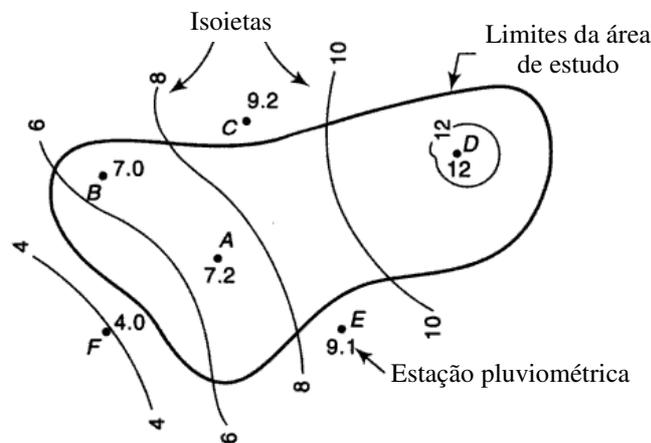


Figura 9 – Desenho esquemático do mapa de isolinhas, isoietas ou isovalores
Fonte: SUBRAMANYA, 2008

A precipitação média sobre uma área é calculada ponderando-se a precipitação média entre isoietas sucessivas, isto é, normalmente fazendo a média dos valores de duas isoietas (P_1, P_2, \dots, P_n) pela área entre as isoietas (a_1, a_2, \dots, a_{n-1}) totalizando-se esses produtos e dividindo-se pela área total da bacia. Conforme dado pela equação 5 (SUBRAMANYA, 2008):

$$\bar{P} = \frac{1}{A_t} \cdot \left[a_1 \left(\frac{P_1 + P_2}{2} \right) + a_2 \left(\frac{P_2 + P_3}{2} \right) + \dots + a_{n-1} \left(\frac{P_{n-1} + P_n}{2} \right) \right] \quad (5)$$

Para Kay & Kutiel (1994) a preparação do mapa de isolinhas têm os seguintes pressupostos:

- A variável assumida deve ser contínua no espaço, para que os valores possam ser interpolados entre os valores medidos em pontos conhecidos;
- Os valores conhecidos são considerados representantes de uma área ao redor do ponto de medição; e
- A média é frequentemente usada como um resumo estatístico da variável para representar, pelo menos implicitamente, o valor mais frequente.

Sumner (1988) observou os inconvenientes do mapa de isoietas, mas afirmou que eles retratam a precipitação de uma forma espacialmente contínua, o que corresponde a nossa percepção da realidade da distribuição, mas podem surgir inconvenientes se os valores das séries históricas de precipitação não estiverem bem consistidos para análise de determinado evento bem como o método de interpolação utilizado para confecção do mapa de isoietas não for o mais adequado.

Watson (1992) argumenta que a construção de curvas de isovalores é procedida através de uma interpolação realizada de modo discreto entre pontos sucessivos. Nessa interpolação, é mantida uma variação uniforme e igualmente espaçada na área do mapa, dentro dos limites da área pesquisada. Com tal procedimento, há a possibilidade de serem mostrados os contrastes entre pontos altos e baixos de atributos, nos locais onde existe densidade de dados. Neste sentido, acerca desta densidade, Luo et. al (2007) expõe que é prática comum a utilização de métodos de interpolação e extrapolação espacial, mesmo dispondo de um conjunto restrito de dados para elaboração de mapas. Este mesmo autor ainda esclarece que para a construção de mapas utilizando o método de isolinhas, conta-se com valores georeferenciados – pontos cuja localização e identificação são conhecidas.

A interpolação, conforme Stark (1979) esclarece, é o processo matemático de se achar valores intermediários entre os valores discretos de uma função. De forma análoga, a interpolação espacial é o procedimento para se estimar valores de propriedades de locais não amostrados, baseando-se em valores de dados observados em locais conhecidos. Pode ser representada através de isolinhas, que são linhas de mesmo valor numérico ou linhas de contorno, que significam linhas de mesma altitude que representam especificamente a superfície terrestre, ou formação geológica, ou a variável de um fenômeno (Watson, 1992).

A configuração do mapa de isoietas depende do tipo de interpolador a ser utilizado para traçado das isolinhas. Dentre os mais utilizados pelos pesquisadores, destacam-se os interpoladores estocásticos como exemplo a Krigagem. Este faz uso da teoria da probabilidade, e incorpora critérios estatísticos na determinação do peso atribuído aos pontos amostrais para o cálculo das interpolações.

Nenhum dos métodos disponíveis (por exemplo Polígono de Thiessen, Inverso da distância, função polinomial, Krigagem Ordinária e Universal) podem ser capazes de representar as propriedades climáticas e espaciais da precipitação pluviométrica (ISAACS & SRIVASTAVA, 1989). Entretanto, a Krigagem tem preferência pelos pesquisadores de toda a parte do mundo aplicados a dados de uma rede de dados de baixa densidade e irregularmente

espaçada (LUO *et al.*, 2009; NAOUM *et al.*, 2004 ; PRICE *et al.*, 2000; GOOVAERTS 1999, 2000).

2.7 CUBAGEM DA PRECIPITAÇÃO

A quantificação dos volumes precipitados num certo período de tempo pode ser realizada, por distintos métodos, dependendo de extensão ou tamanho da área da bacia em estudo, do número de estações pluviométricas disponíveis, das formas ou tendências das isoietas.

Existem inúmeros métodos para se proceder ao cálculo de volumes, mas, em termos gerais, todos são derivados de três principais, os quais serão a seguir relacionados (UREN E PRICE, 1978; BORGES, 1992):

- a) Por Áreas ou Seções Extremas (Fórmulas de Prisma e Prismoidal);

Fundamenta-se na aproximação do espaço real no qual se necessita calcular o volume em um sólido em que se calculam as áreas no plano vertical dos limites e se conhece a distância no plano horizontal que separa estes limites. Geralmente a distância (D) que separa as seções extremas é constante Figura 10.

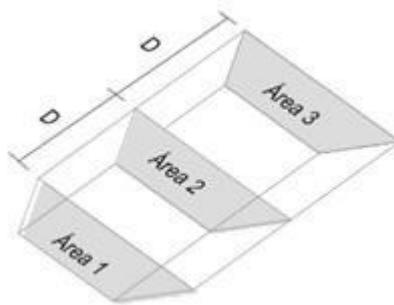


Figura 10 - Representação do método prismoidal
Fonte: Adaptado de Uren e Price, 1978

As fórmulas matemáticas que efetuam o cálculo do volume de cada prisma é dado pelas equações 6 e 7:

$$V = \left(\frac{S_1 + S_2}{2} \right) \times D \quad (6)$$

ou ainda:

$$V = (S_1 + S_2 + (S_1 + S_2)x \frac{1}{2})x \frac{D}{3} \tag{7}$$

onde,

V - corresponde ao volume do prisma

S_1 e S_2 - correspondem as áreas (secções extremas) do prisma

D - distância entre as duas secções extremas

b) Por Alturas dos Pontos;

Estabelece-se uma malha, quadrada, retangular ou mesmo triangular, com dimensões dos lados no plano horizontal pré-estabelecidas e, preferencialmente, padronizadas, malha na qual, em cada nó, se conhece ou se possa medir a altura ou nível (Figura 11).

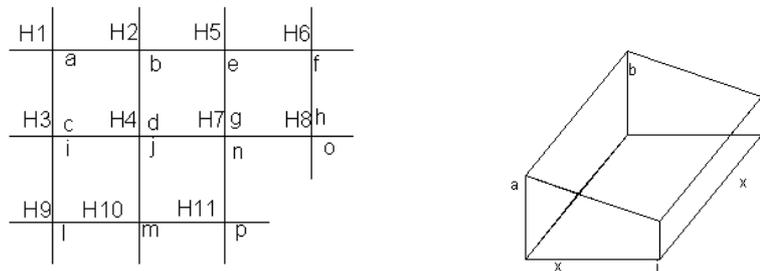


Figura 11 - Representação esquemática dos métodos das alturas dos pontos
 Fonte: Adaptado de Uren e Price, 1978

O volume de cada quadrícula se calcula pela altura média dos nós multiplicada pela área plana e o volume total é a soma de cada quadrícula, equação 8.

$$V = \left(\frac{h_1 + h_2 + h_3 + h_4}{4} \right) x S \tag{8}$$

onde:

V → corresponde ao volume da quadrícula (m^3)

h_i → corresponde a altura de cada nó da quadrícula em metros ($i = 1,2,3,4$)

S → área da quadrícula em (x^2) m^2

c) Por Contornos.

Este método se pauta em um raciocínio oposto ao das seções extremas, pois, calcula-se pelo produto da área no plano horizontal e a altura média (distância na vertical) entre as linhas ou contornos que delimitam o espaço (Figura 12) e seu cálculo é representado pela equação 9.

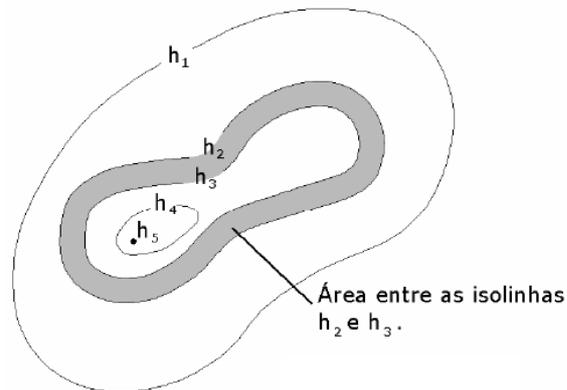


Figura 12 - Sistemática de cálculo de volume pelo método das isolinhas
Fonte: Subramanya, 2008

$$V_{pa} = \sum_{i=1}^n A_i, A_{i+1} \cdot \left(\frac{h_i + h_{i+1}}{2} \right) \cdot 10^{-9} \quad (9)$$

Onde:

V_{pa} – volume precipitado anual (Km^3);

A_i, A_{i+1} – Área (m^2) entre isolinhas de ordem i ; e

h_i, h_{i+1} – Altura da lâmina precipitada (m) de isolinha de ordem i .

CAPÍTULO 3 – NOÇÕES DE GEOESTATÍSTICA

A Geoestatística é um ramo da Estatística Aplicada que se caracteriza pela modelagem da continuidade espacial de fenômenos naturais. É uma metodologia de interpolação que permite a quantificação da estrutura espacial da variável em estudo e a avaliação da incerteza associada a essa variável. É um método probabilístico que se apóia na teoria de variável regionalizada.

3.1 VARIÁVEL REGIONALIZADA E FUNÇÃO ALEATÓRIA

Matheron (1963) baseado nas observações de Krige, desenvolveu a teoria das variáveis regionalizadas. Nela, o primeiro nível de abstração consiste em representar a interpretação de um fenômeno natural e regionalizado por meio de uma função numérica, denominada Variável Regionalizada (VR).

Para Yamamoto (2001), trata-se de uma função numérica, que representa fenômenos espacialmente contínuos. A variável regionalizada $Z(p)$ representada por um par de coordenadas (x, y) (Equação 10) é neste estudo a altura pluviométrica de água medida pelos pluviômetros. A notação específica de Z no ponto (p_i) fica de acordo com a equação 10:

$$z(p_i) = z(x_i, y_i) \quad (10)$$

A VR $Z(p) = Z(x, y)$ tem um valor único em cada ponto (p) de seu domínio, no entanto, para serem estimados os demais pontos, serão necessários representá-los em um modelo probabilístico que quantifica a incerteza nos pontos do domínio da função aleatória.

A solução geoestatística está em interpretar para cada valor de $Z(x_i, y_i)$ como uma realização particular da variável aleatória $Z(p_i)$ no ponto (x_i, y_i) . O conjunto dessas variáveis aleatórias auto-correlacionadas em um domínio D , constitui uma função aleatória. Ou seja, para cada ponto $p_i = (x_i, y_i)$ em que Z é desconhecida, define-se a variável aleatória local $Z(p_i) = Z(x_i, y_i)$, cuja distribuição quantifica o nível de incerteza sobre seu valor único, porém desconhecido. Sua distribuição é condicionada às informações dos pontos vizinhos,

sendo que, quanto maior for o nível de informação, menores os erros em torno do ponto estimado (FELGUEIRAS, 1999).

O valor verdadeiro $Z(p)$ representa uma amostra da população em estudo, enquanto que o valor estimado da variável aleatória local representa um estimador daquele valor desconhecido. O conjunto de variáveis aleatórias locais em torno do domínio de $Z(p)$ é chamado de função aleatória.

Para cada dado $Z(p_i)$ é modelado uma variável aleatória, no entanto não é possível conhecer as funções de distribuição, por esse motivo as variáveis são descritas por funções conhecidas como do tipo lognormal ou gaussiana, distribuições essas consideradas como limite de todas as funções contínuas.

As variáveis regionalizadas exigem a estacionaridade de forma a possibilitar a estimação de pelo menos os primeiros momentos da distribuição da variável aleatória, que estão relacionados a média, correlação, covariância e semivariância, bem como assegurar que o primeiro e o segundo momentos são constantes. Então, a variável deve ocorrer de maneira aproximadamente **homogênea**, com oscilações aleatórias contínuas em torno de um valor médio.

Isaaks & Srisvastava (1989) esclarecem que a variável regionalizada, $Z(p)$ deve satisfazer as hipóteses de **estacionaridade**, que na geoestatística é chamada de **hipótese intrínseca** ou estacionaridade fraca e é expressa em termos das diferenças, $[Z(p_{i+h}), -Z(p_i)]$, das variáveis regionalizadas.

3.2 SEMIVARIOGRAMA

Uma das funções mais utilizadas pela Geoestatística para representar a continuidade espacial da Função Aleatória $Z(p)$ na direção do vetor h é chamado de semivariograma.

Representa uma função matemática definida para representar o nível de dependência entre duas variáveis aleatórias regionalizadas locais. É utilizado para modelar valores correlacionados no espaço ou no tempo e é pré-requisito para os métodos de interpolação tipo Krigagem.

Uma variável regionalizada pode ser representada por três tipos de variogramas: o variograma experimental, variograma verdadeiro, e o variograma teórico. O variograma

experimental (observado ou empírico) é obtido a partir do conjunto de dados, e é, o único conhecido; o variograma verdadeiro corresponde à situação real, que é sempre desconhecida; o variograma teórico é o modelo matemático que representa a situação traduzida pelo variograma experimental.

Para contornar esse problema, é introduzida a hipótese intrínseca de que a função variograma depende somente do vetor h e não do local p . Conforme Journel & Huijbregts (1978) essa hipótese é de estacionaridade de segunda ordem das diferenças $[Z(p) - Z(p+h)]$. O estimador clássico do semivariograma baseado em dados amostrais é dado pela equação 11:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(p_i) - Z(p_i+h)]^2 \quad (11)$$

Onde $N(h)$ é o número de pares experimentais separados por uma distância h ; $Z(p_i)$ é o valor medido do local p_i e $[Z(p_i+h)]$ é o valor medido da distância h até p_i (Figura 13).

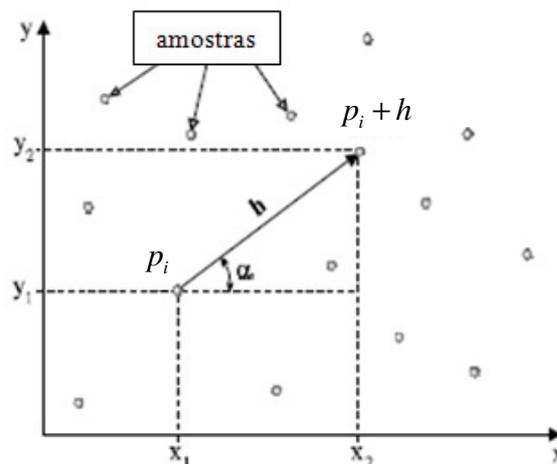


Figura 13 - Amostragem em duas dimensões
Fonte: Adaptada de Huijbregts (1975).

Na definição do variograma $2\gamma(h)$, h representa um vetor módulo $|h|$, definido para uma determinada direção α . A maneira como o variograma se comporta para diferentes valores de $|h|$ caracteriza o grau de continuidade espacial da variável em estudo (JOURNEL E HUIJBREGTS, 1978).

Cressie (1993) atenta para a importância de se conhecer a zona de influência e anisotropia. Em uma dada direção α , o variograma pode se tornar estável em torno de uma distância $|h|=A$, denominado alcance do variograma. A partir dessa distância, o desvio

médio quadrático entre dois valores $z(p)$ e $z(p+h)$ não mais depende da distância $|h|$ entre eles, e esses dois valores não mais são correlacionados. À distância “A” dá significado ao conceito intuitivo de zona de influência de uma amostra $z(p)$. No entanto, essa distância não é necessariamente igual em todas as direções α do espaço. Cabe observar que uma variável é considerada isotrópica quando a zona de influência é igual em todas as direções. Caso contrário, é verificada a sua anisotropia.

Segundo Landim (1998), para análise do comportamento anisotrópico, aconselha-se examinar semivariogramas para várias direções, tais como: 0° na direção das ordenadas; 90° na direção das abscissas; 45° e -45° nas duas diagonais. Pode suceder, contudo, que $\gamma(h)$ não dependa da direção, isto é, calculado em diferentes direções, forneça o mesmo semivariograma experimental. Neste caso, diz-se que o fenômeno regionalizado é isotrópico.

A dependência das observações pode ser analisada através dos parâmetros de um semivariograma experimental, os quais são (Figura 14) (YAMAMOTO, 2001):

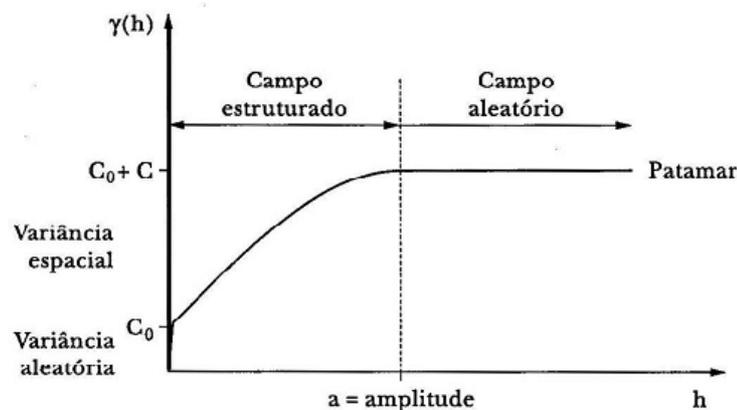


Figura 14 - Semivariograma teórico ilustrando a amplitude e o patamar, onde se estabiliza a semivariância. Fonte: Yamamoto, 2001

a) Alcance (a) ou *Range*: É à distância dentro da qual os elementos amostrais apresentam-se correlacionados espacialmente dentro da zona de influencia de uma amostra;

b) Patamar (C) ou *Sill*: É o valor do semivariograma correspondente ao alcance (A). Deste ponto em diante, considera-se que não existe mais dependência espacial entre os elementos amostrais,

c) Efeito Pepita (C_0) ou *Nugget Effect*: valor da semivariância para a distância 0 (zero) e representa a componente da variabilidade espacial que não pode ser correlacionada com uma causa específica (variabilidade ao acaso), assim, o valor do $\gamma(0)$ seja idealmente, igual a

0,0. Entretanto, na prática, à medida que h tende para 0 (zero), $\gamma(h)$ se aproxima de um valor positivo (C_0), que revela a descontinuidade do semivariograma para distâncias menores do que a menor distância entre as amostras.

Isaaks e Srivastava (1989) admitem que parte desta descontinuidade possa ser também devida a erros de medição, mas é impossível quantificar se a maior contribuição provém dos erros de medição ou da variabilidade de pequena escala não captada pela amostragem;

d) Variância espacial (C_1): É a diferença entre C e C_0 . Indica a presença ou não de uma estrutura de correlação espacial para a variável física de interesse a partir de amostras coletadas. Tais amostras podem se encontrar distribuídas de forma regular ou irregularmente espaçadas.

3.2.1 Modelos Teóricos

Dentre os modelos admissíveis destacam-se aqueles classificados por Isaaks e Srivastava (1989): Esférico (Sph), Exponencial (Exp), Gaussiano (Gau) e do tipo Potência (Pow) representados pela Figura 15A e 15B.

Modelo Esférico (Sph)

O modelo Esférico (Sph) de semivariograma é um dos modelos mais utilizados e pode ser caracterizado, matematicamente, por meio da equação normalizada expressa através da equação 12 abaixo.

$$Sph(\vec{h}) = \gamma(\vec{h}) = C_0 + C_1 \left[\frac{3}{2} \frac{(\vec{h})}{a} - \frac{1}{2} \left(\frac{(\vec{h})}{a} \right)^3 \right] \quad (12)$$

Modelo Exponencial (Exp)

Por outro lado, tem-se o modelo Exponencial (Exp) de semivariograma expresso pela equação 13.

$$Exp(\vec{h}) = \gamma(\vec{h}) = C_0 + C_1 \left[1 - \exp\left(-\frac{(\vec{h})}{a}\right) \right] \quad (13)$$

Modelo Gaussiniano (Gau)

O modelo Gaussiniano (Gau) de semivariograma (Gau) segundo Isaaks e Srivastava (1989) é utilizado para modelar fenômenos extremamente contínuos. O semivariograma ajustado pelo modelo Gau é igual a zero quando $h=0$; e diferente de zero quando $h \neq 0$, sendo expresso pela equação 14:

$$Gau(\vec{h}) = \gamma(\vec{h}) = C_0 + C_1 \left[1 - \exp\left(-\frac{(\vec{h})^2}{a}\right) \right] \quad (14)$$

Modelo Potência (Pow)

Oliver & Webster (1990) argumentaram que em geral, este tipo de modelo é utilizado para modelar fenômenos com capacidade infinita de dispersão e indica tendência amostral e/ou espacial dos dados a serem interpolados. O modelo Pow é ilustrado pela Figura 15B e expresso através da equação (15).

$$Pow(\vec{h}) = \gamma(\vec{h}) = C_0 + Pot(\vec{h}) \quad (15)$$

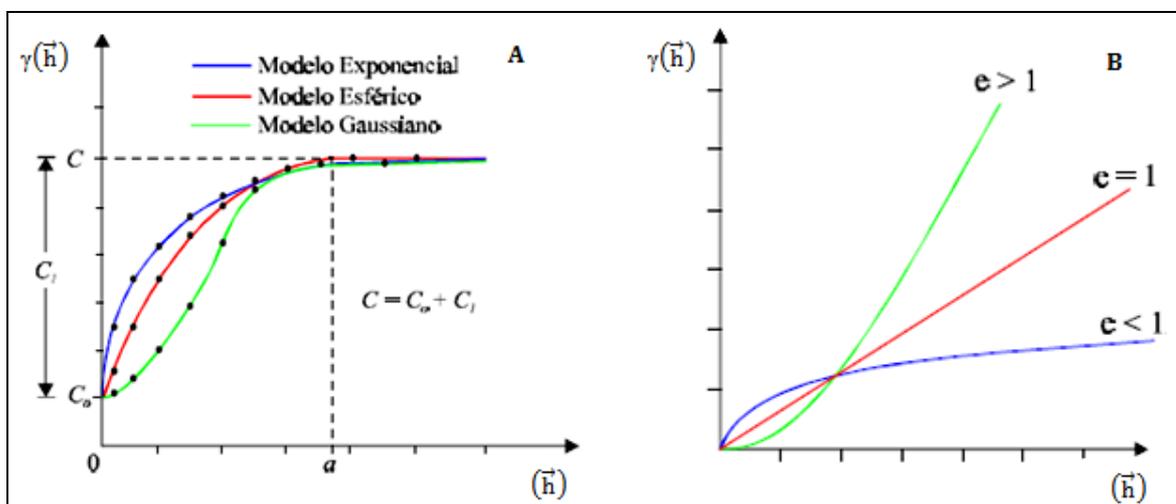


Figura 15 - Gráfico dos semivariogramas experimentais (A) e de potência (B).

Fonte: Adaptado de Deutsch e Journel (1992).

3.3 KRIGAGEM

A krigagem, do Frances *Krigeage* e do inglês *Kriging*, foi criado, em homenagem ao engenheiro de minas sul-africano Daniel G. Krige, que foi o pioneiro a introduzir o uso de média móveis para evitar a superestimação de reservas de mineração (LANDIM, 1998).

A krigagem é um método de interpolação geoestatístico, não tendencioso, mínima variância, que se baseia na análise e modelagem da variabilidade espacial de um atributo, a partir de um conjunto de amostras.

A diferença entre a krigagem e outros métodos de interpolação (Inverso da distância e Spline), é a maneira como os pesos são atribuídos às diferentes amostras. No caso de interpolação linear simples, por exemplo, os pesos são todos iguais a $\frac{1}{n}$ (n = número de amostras); na interpolação baseada no inverso do quadrado das distâncias, os pesos são definidos como o inverso do quadrado da distância que separa o valor interpolado dos valores observados. Na Krigagem, o procedimento é semelhante ao de interpolação por média móvel ponderada, exceto que aqui os pesos são determinados a partir de uma análise espacial, baseada no semivariograma experimental (LANDIM, 2000).

Os dois principais tipos de krigagem podem ser distinguidos de acordo com a maneira da tendência $m(p)$. Krigagem Ordinária (KO) considera que a tendência é desconhecida e constante sobre as amostras vizinhas e Krigagem com modelos de tendência indicam que a média local varia dentro de cada vizinhança e sua tendência é modelada como uma função de coordenadas, sendo a mais usual a Krigagem Universal (KU) (DEUTSCH & JOURNAL, 1998).

3.3.1 Krigagem Ordinária

Método de Krigagem Ordinária também conhecido pelo acrônimo BLUE (Best Linear Unbiased Estimator), ou seja, melhor Estimador Linear não Viciado (ISAACS & SRIVASTAVA, 1989):

- Linear porque as suas estimativas são combinações lineares ponderadas de dados existentes;
- Não viciada porque procura a média dos erros residuais seja próxima de zero (desvio entre o valor real e o valor estimado);

- É a melhor porque os erros de estimação apresentam uma variância de estimação mínima.

Matematicamente o estimador de Krigagem Ordinária é realizado pela combinação linear de pontos conhecidos em que os ponderadores são proporcionais às distâncias euclidianas entre o ponto a ser estimado e os demais pontos circunvizinhos. Não se considera apenas as distâncias euclidianas, como também a distâncias entre os vizinhos. Daí a importância da isotropia do fenômeno a ser estudado.

De acordo com as características da geoestatística, a determinação dos valores dos pesos λ_i , devem assegurar propriedades de variância mínima e de não **tendenciosidade, isto é estacionaridade**.

Pela equação da Krigagem Ordinária tem-se resumidamente a equação 16 (JOURNAL & HUIJBREGTS, 1978):

$$Z^*(p_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(p_i) \quad (16)$$

Onde: $Z^*(p_0)$ é o valor predito da variável de estudo a uma localização não amostrada p_0 , dado as coordenadas do mapa, os dados da amostra $Z(p_1)$, $Z(p_2)$, $Z(p_3)$, $Z(p_n)$ e suas coordenadas. O peso λ_i , $i=1,2,3, \dots, n$ são ponderadores obtidos pela resolução do sistema linear de equações e é escolhido de modo que a variância do erro é minimizada, formando pesos que dependem da autocorrelação espacial da estrutura da variável, realizado pela análise variográfica.

Para mais detalhes sobre o método empregado consultar Journal & Huijbregts (1978); Landim (1998) e Isaak & Srivastava (1989).

3.3.2 Krigagem Universal

O método de Krigagem Ordinária tem a condição da hipótese de média global desconhecida, bem como para obtenção de um variograma, é suposto que a variável regionalizada tenha um comportamento fracamente estacionário, **onde os valores esperados sejam os mesmos por uma determinada área**. Assume-se desse modo, que os valores dentre da área de interesse **não apresentem tendência**, que possam interferir nos resultados,

ou melhor, que a função aleatória seja assumida como invariável por translação na qual permanece constante dentro de um determinado domínio (LANDIM, 1998).

Deutsch & Journel, (1992) esclareceram que nem sempre isso acontece, pois existem situações em que a variável exibe uma variação sistemática e torna-se necessário, então metodologia específica para a devida correção de tendências no valor esperado de $\{Z(p)\}$, tal como bem se conhece a relação entre a quantidade de precipitação e a elevação ou o crescimento do volume precipitado em uma única direção conforme explicam Basistha & Goel (2008).

Até que Matheron (1969) propôs a teoria da Krigagem Universal, na qual mantinha as estimativas lineares de uma variável, mesmo com a presença de **tendência**. Ele adotou uma estrutura em que fenômenos não estacionários assumem, que $Z(p)$ é uma função aleatória não estacionária formada por duas componentes. A componente determinística (equação 17), a tendência, $m(p)$, que representa a tendência inerente aos dados e a função aleatória estacionária $\varepsilon(p)$ com valor esperado igual a zero, $E[\varepsilon(p)] = 0$, representado pelo resíduo, este representa a diferença entre o valor observado e o valor estimado.

$$Z(p_0) = m(p_0) + \varepsilon(p_0) \quad (17)$$

Gundogdu & Guney, 2007, demonstram pela Figura 16 a teoria da Krigagem Universal, na qual os dados observados são os círculos sólidos, que no referido estudo funcionam como a altura pluviométrica de cada estação. O símbolo p simplesmente indica a localização espacial (Longitude, X; Latitude, Y). O polinômio de segunda ordem é a tendência, linha tracejada, $m(p)$. Se o polinômio de segunda ordem for subtraído da origem dos dados, o resíduo $\varepsilon(p)$ é obtido, assumindo ser aleatório. Conceitualmente, a autocorrelação é modelada por resíduos aleatórios. Naturalmente, uma tendência linear, polinômio cúbico, ou qualquer número de outra função pode ser preenchida. Para cada posição p se determina a tendência $m(p)$.

Assim, se a **tendência é removida** de uma variável regionalizada, os resíduos serão estacionários e a Krigagem Ordinária poderá ser aplicada. Ou seja, quando $m(p)$ é constante, então o variograma de $Z(p)$ com base nos valores observados, é igual ao variograma dos resíduos $\varepsilon(p)$. Dessa forma, apresenta-se com melhor estruturação e definição dos parâmetros, produzindo estimativas mais confiáveis (com menor variância) na krigagem.

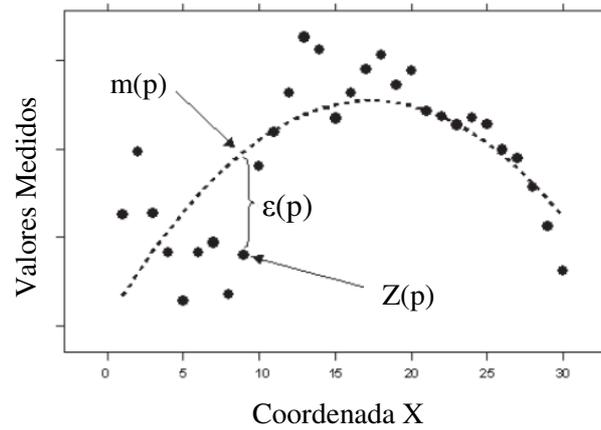


Figura 16 – Modelo de Krigagem Universal
Fonte: Adaptado de Gundogdu & Guney, 2007

Para mais detalhes sobre o método consultar Hengl *et al.* (2004), Hengl *et al.* (2007), Deutsh & Journel (1992) e Wackernagel (1998).

CAPÍTULO 4 – CLIMATOLOGIA

Na meteorologia é feita uma distinção entre o tempo e o clima, considerando o tempo um estado da atmosfera em determinado momento e lugar, enquanto o clima se refere às características da atmosfera inferidas de observações contínuas no tempo (HIDORE *ET AL.*, 2009).

Comprovadamente o clima exerce significativa influência no desenvolvimento econômico e social agindo de maneira diferenciada em escala espaço-temporal. Tal fato explica-se do ponto de vista espacial pelas diferentes condições climáticas e temporal das suas características de variação interanual e sazonal. Ambos devido às condições de circulação da atmosfera global associado aos elementos (umidade, pressão atmosférica, radiação) e fatores (relevo, vegetação, climáticos, massas de ar) climáticos. Assim o clima varia em escala espaço-temporal de maneira favorável ou desfavorável em diferentes momentos ou lugares.

No entanto, a variabilidade climática, associada a fatores naturais e/ou antrópicos, afeta diretamente a dinâmica da precipitação como o seu regime sazonal ou diário (distribuição temporal) e intensidades de chuva (volume/tempo).

Logo, o regime climático sazonal de uma região pode sofrer variações climáticas bruscas, alterando o clima esperado para determinada época do ano. Essas variações têm origem na circulação atmosférica global, caracterizado pelos sistemas e anomalias meteorológicas.

A região tropical é influenciada por diversos sistemas meteorológicos que atuam em diferentes escalas espaciais e que podem levar a ocorrência de precipitação como: a) Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); b) Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); c) Sistemas Frontais (SF); d) Linhas de Instabilidade; e) Oscilação Madden-Julian (OMJ). A atuação desses sistemas determinam os principais períodos chuvosos bem como a distribuição espacial da precipitação na região norte, nordeste e centro oeste, na qual, situa-se a RHTA (COHEN *ET AL.*, 1989; MOLION & BERNARDO, 2002).

4.1 SISTEMAS METEOROLÓGICOS

a) A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) - forma-se nas áreas de baixas latitudes e consiste na região de convergência dos ventos alísios provenientes do SE com os do NE, criando ascendência de massas de ar normalmente úmidas. Dinamicamente, a ZCIT

está associada a uma faixa de baixa pressão e convergência do escoamento nos baixos níveis da atmosfera, a qual promove as condições favoráveis ao movimento ascendente e consequente presença de nebulosidade e precipitação (KOUSKY, 1979).

b) Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) - sistema típico de verão na América do Sul. Sua principal característica é a persistência de uma faixa de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste (NW-SE). Sua área de atuação engloba o centro sul da Amazônia, regiões Centro-Oeste e Sudeste, centro sul da Bahia, norte do Estado do Paraná e prolongam-se até o Atlântico sul-central. Esta banda aparece na primavera e verão algumas vezes no outono, mas nunca no inverno. A principal característica para o desenvolvimento desta banda é uma forte convecção sobre a América do Sul tropical, o que é frequente no verão e o deslocamento de sistemas frontais de latitudes médias em direção a nordeste, ao longo da costa do Brasil (ROCHA & GANDU, 1996).

c) Sistemas Frontais (SF) - É a zona de transição entre duas massas de ar de diferentes densidades e temperaturas a qual está associada com grande mudança nas variáveis meteorológicas. Um sistema frontal é composto classicamente por uma frente fria, uma frente quente e um centro de baixa pressão em superfície, denominado ciclone. Quando ocorre o encontro entre as duas massas de ar elas não se misturam imediatamente; a massa mais quente, menos densa, sobrepõe-se à massa menos quente, mais densa. À medida que o ar quente sobe e se resfria, ocorre a condensação que resulta na formação de nuvens e consequentemente precipitação abundante. Além do Nordeste, tais sistemas, também organizam e incrementam precipitação convectiva continente adentro nas partes oeste e sudoeste do Nordeste (esta organização estende-se até a Amazônia). Estes eventos são bastante frequentes de novembro a fevereiro e apresentam grande variabilidade interanual (KOUSKY, 1979);

d) Linhas de Instabilidade (LI) - São bandas de nuvens causadoras de chuva, normalmente do tipo cumulus (Cu) ou cumulonimbus (Cb), organizadas em forma de linha. Sua formação se dá basicamente pelo fato de haver uma grande quantidade de radiação solar incidente sobre a região tropical, ocasionando o desenvolvimento das nuvens, que atingem um número maior pela parte da tarde, quando a convecção é máxima, com consequentes chuvas. Outro fator que contribui para o incremento das LI é a proximidade da ZCIT. São mais facilmente observadas durante o inverno no hemisfério sul, período que vai de junho a agosto (época seca), devido à banda de nuvens associadas às atividades convergentes da ZCIT encontrarem-se mais ao norte do equador, facilitando sua identificação (LOUREIRO, 2006).

e) Oscilação Madden-Julian (OMJ) - é uma perturbação tropical que se propaga em direção leste em torno do trópico global com um ciclo sobre a ordem de dias 30-60. A OMJ tem larga influência sobre os modelos tropical e extratropical de precipitação e circulação atmosférica em torno dos trópicos e subtropicais globais. Nessas regiões, a OMJ influencia os fenômenos El Niño ou La Niña, mas não são as suas causas. (MADDEN & JULIAN, 1972).

4.2 FENÔMENOS METEOROLÓGICOS

Além dos mecanismos apontados acima, o regime de precipitação interanual em grande parte do Brasil é Influenciado pelo Mecanismo conjunto El Niño/Oscilação do Sul, denominado ENOS e a Anomalia do Dipolo do Atlântico.

4.2.1 El Niño-Oscilação Sul

Segundo Trenberth e Sterpaniak (2001), o fenômeno é dominado por dois modelos atmosfera – oceano, com variabilidade em escala de tempo interanual. Entretanto, pouco se sabe sobre sua gênese. Consiste da anomalia da temperatura da superfície do mar (TSM) que ocorre em diferentes regiões do Oceano Pacífico (Figura 17) associado a outro fenômeno de caráter atmosférico, relacionado ao Índice de Oscilação Sul (IOS), que é a diferença média da pressão ao nível do mar entre os setores do centro-leste (Taiti/Oceania) e oeste (Darwin/Austrália) do Pacífico Tropical. Este índice está relacionado ao aquecimento/resfriamento das águas nestas regiões.

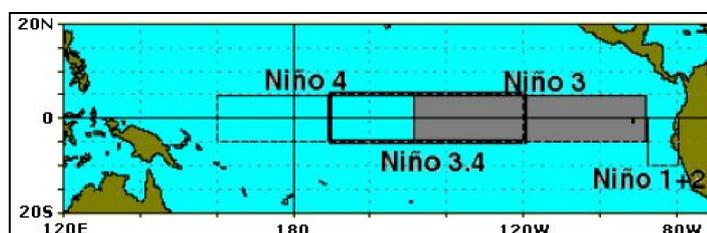


Figura 17 - Localização das regiões de ocorrência das anomalias de temperatura da superfície do mar no Oceano Pacífico. Fonte: *Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean* (2008)

Segundo CUNHA et al. (2001), a variação da temperatura das águas, na parte central e junto à costa oeste da América do Sul, em associação com os campos de pressão (representados pelo Índice de Oscilação do Sul), alteram o padrão de circulação geral da atmosfera e, assim, influenciam o clima global.

O fenômeno também apresenta duas fases, a fase quente e a fase fria (Figura 18). 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. Caracteriza-se, assim, 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 (TRENBERTH & STERPANI, 2001).

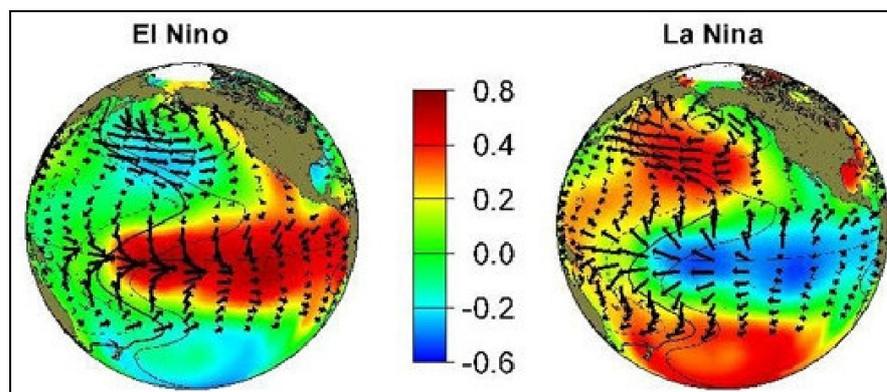


Figura 18 - Fases do fenômeno ENOS, El Niño (fase quente) e La Niña (fase fria), as setas indicam a direção dos ventos. Fonte: Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (2008)

Em anos de El Niño, verifica-se, um enfraquecimento dos ventos alísios na região do Pacífico Equatorial. Com isso, há o deslocamento do ramo ascendente da célula de Walker para a parte central do Oceano Pacífico e as águas anormalmente quentes do Oceano Pacífico Tropical chegam a atingir a costa da América do Sul, na altura do Peru e do Equador. Assim, passa a ocorrer ascensão de ar nessa região, fazendo com que a costa da América do Sul experimente chuvas acima da normalidade. Em condições de La Niña, há uma intensificação nas condições normais do oceano e da atmosfera na região tropical do Oceano Pacífico, a célula de Walker se intensifica, os ventos alísios sopram com mais intensidade, causando um aumento no carregamento das águas quentes para oeste, resultando em chuvas abaixo da normal na costa da América do Sul (BERLATO; FONTANA, 2003).

Estudos como, os Berlato & Fontana, 2003; Marengo e Oliveira, 1998 indicam três principais regiões no Brasil – o semiárido nordestino, as porções Norte e Leste da Amazônia e a região Sul e boa parte das região sudeste são afetadas de maneira pronunciada pelas mudanças na circulação atmosférica durante episódios de El Niño.

A região Sul do Brasil é afetada por aumento de precipitação, particularmente durante a primavera no ano de atuação do fenômeno climático e, posteriormente, no fim do outono e

início do inverno do ano seguinte. O norte e o leste da Amazônia e o Nordeste do Brasil são afetados pela diminuição da precipitação, principalmente, no último, entre fevereiro e maio, quando se tem a estação chuvosa do semi-árido. O Sudeste do Brasil apresenta temperaturas mais altas, tornando o inverno mais ameno. Já para as demais regiões do país, os efeitos são menos pronunciados e variam de um episódio para o outro (Figura 19 e 20) (CPTEC, 2008).

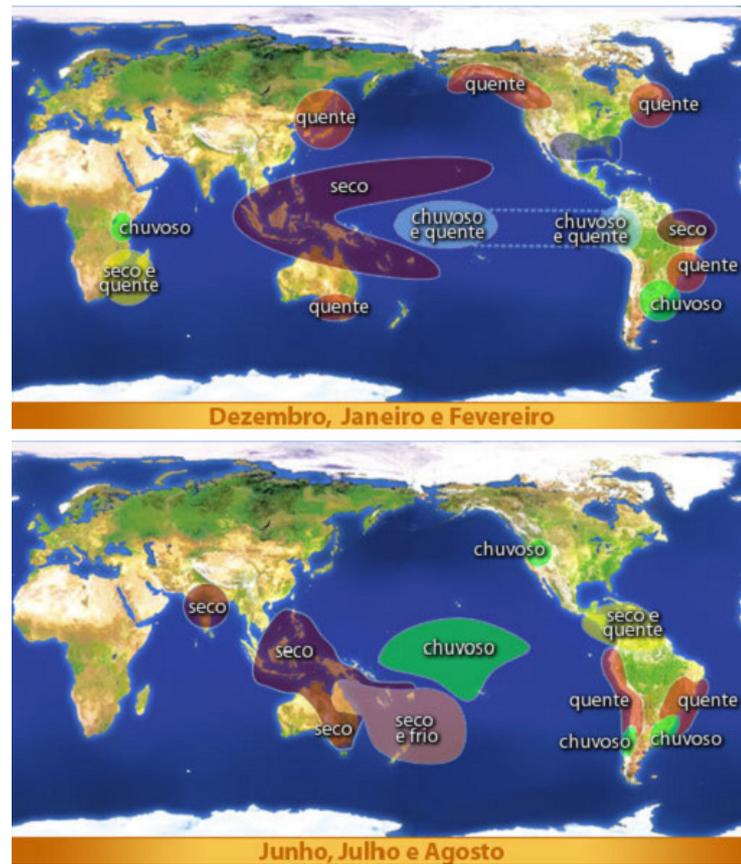


Figura 19 – Efeitos Globais de atuação – El Niño (CPTEC, 2008)

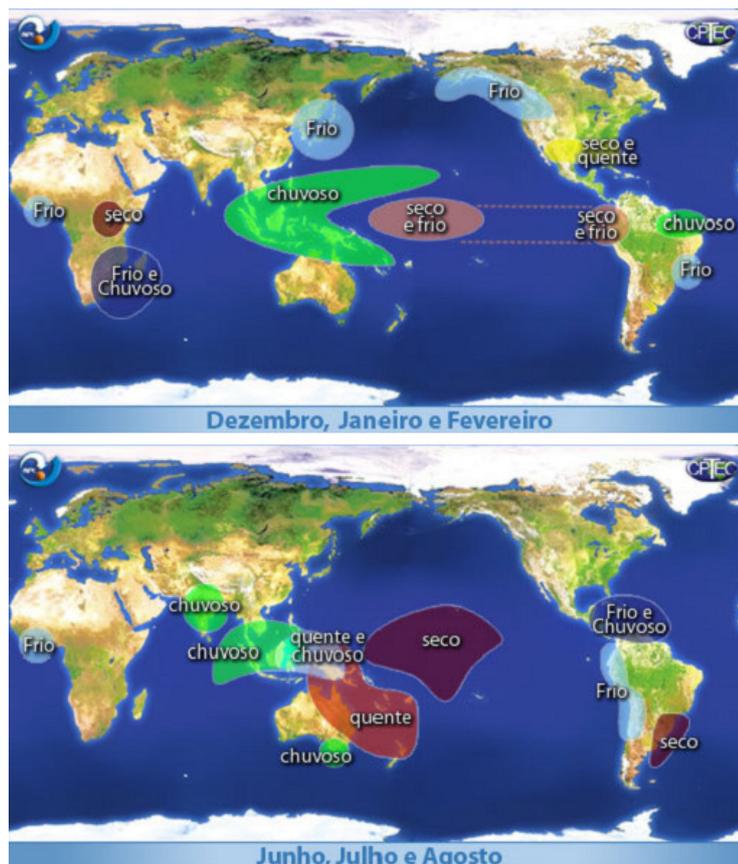


Figura 20 - Efeitos Globais de atuação - La Niña (CPTEC, 2008)

Atualmente, o fenômeno está ocorrendo em um episódico típico, visto os altos índices pluviométricos diários de precipitação no Norte da Região Amazônica e litoral do Nordeste Brasileiro no início do ano de 2011. No entanto sua ocorrência vem sendo identificada desde o século XVII (CPTEC, 2011), na qual seus eventos históricos são relacionados no quadro 1.

Quadro 1 – Ocorrência e Intensidade

El Niño		La Niña	
Período	Intensidade	Período	Intensidade
1976-1977	Fraco	1973-1976	Forte
1977-1978	Fraco	1983-1984	Fraco
1979-1980	Fraco	1984-1985	Forte
1982-1983	Forte	1988-1989	Forte
1986-1988	Moderado	1995-1996	Fraco
1990-1993	Forte	1998-2001	Moderado
1994-1995	Moderado	2007-2008	Forte
1997-1998	Forte		
2002-2003	Moderado		
2004-2005	Fraco		
2006-2007	Fraco		

Fonte: CPTEC, 2011

4.2.2 Dipolo do Atlântico

Souza (1997) explica que é um fenômeno oceano-atmosfera, ocasionado pela mudança anômala na temperatura da superfície da água do mar no Oceano Atlântico Tropical. Isto é, quando as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais quentes e as águas do Atlântico Equatorial e Tropical Sul estão mais frias existem movimentos descendentes transportando ar frio e seco dos altos níveis da atmosfera sobre a Região Leste da Amazônia e Litoral Norte Brasileiro e em alguns países da África Ocidental, inibindo a formação de nuvens e diminuindo a precipitação (Fase Positiva do Dipolo) (Figura 21), podendo causar secas. Por outro lado, quando as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais frias e as águas do Atlântico Tropical Sul estão mais quentes existem aumento nos movimentos ascendentes sobre o Leste da Amazônia e Litoral Norte Brasileiro e países da África Ocidental, intensificando a formação de nuvens e aumentando os índices pluviométricos (Fase Negativa do Dipolo) (Figura 22).

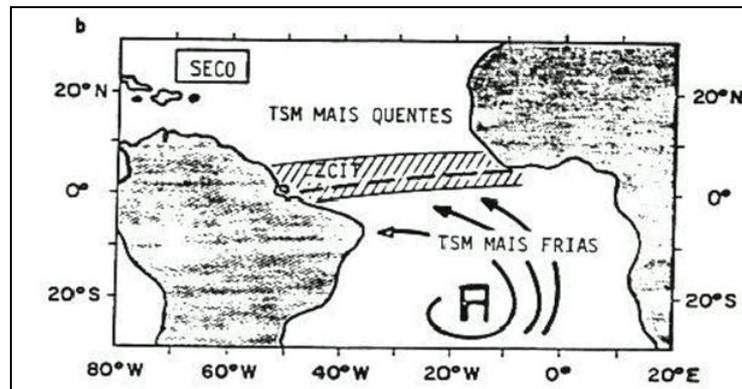


Figura 21 – Dipolo Positivo (Norte: TSM quente e Sul: TSM fria). Fonte: SOUSA, 2006

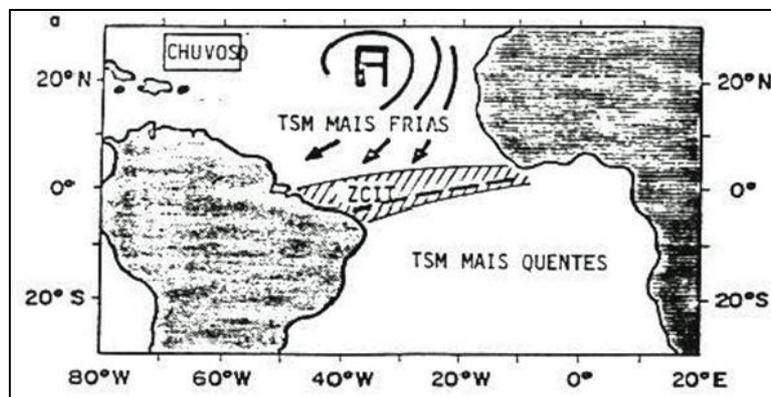


Figura 22 – Dipolo Negativo (Norte: TSM fria e Sul: TSM quente). Fonte: SOUSA, 2006

Desse modo, as variações interanuais e intersazonais da precipitação no Norte e Nordeste Brasileiro são devidas principalmente aos dois oceanos tropicais, Pacífico (El Niño/La Niña) e Atlântico (Dipolo Positivo e Negativo) com dois modos principais e anos de ocorrência no quadro 2 (ARAGÃO, 1996):

a) Quando as águas do Oceano Pacífico estiverem mais quente do que o normal e as águas dos Oceanos Atlântico Sul mais frio e Atlântico Norte mais quente (Dipolo positivo) corresponde redução acentuada da precipitação no Leste da Amazônia/Litoral Norte Brasileiro e aos episódios de seca para o Nordeste do Brasil;

b) Quando as águas do Oceano Pacífico estiverem mais frias do que o normal e as águas dos Oceanos Atlântico Sul mais quente e Atlântico Norte mais frio (Dipolo Negativo) corresponde a episódios com excesso de chuvas.

Quadro 2 – Ocorrência anual de anomalia na TSM do Atlântico durante o período de 1977 a 2006.

Dipolo do Atlântico (Anos)	
Fase Positiva (Quente)	Fase Negativa (Fria)
1978, 1979, 1980, 1981, 1992, 1997, 2005	1977, 1985, 1986, 1989, 1994, 2000, 2001, 2003

Fonte: CPC/NCEP/NOAA (2011)

4.3 ANÁLISE DE TENDÊNCIA EM SÉRIES HIDROCLIMÁTICAS

A análise de tendência em séries temporais, normalmente são realizadas por testes estatísticos não-paramétricos. Estes envolvem a formulação de uma hipótese baseada na declaração do comportamento probabilístico da série da variável hidrológica em estudo. Tipicamente, são definidas duas hipóteses: a hipótese nula, denominada de H_0 , e a hipótese alternativa, descrita por H_1 . A rejeição ou não da hipótese formulada dependerá do tipo de teste e o nível de significância α definido previamente.

Segundo Siegel (1975), o nível de significância mede se o teste estatístico é muito diferente da gama de valores que deveriam ocorrer tipicamente sob a hipótese nula. Ou seja, α expressa à probabilidade de H_0 ser incorretamente rejeitado, sendo este erro conhecido como Tipo I. Outro tipo de erro ocorre se H_0 é aceita, quando H_1 é verdadeira. Nessa ocasião, o erro é denominado Tipo II. Como exemplo, pode-se citar um α de 5% tem o significado de que a população defendida pela hipótese nula tem a probabilidade de apenas 5 em 100 não ser verdadeiro.

Valores como 5%, 1%, dentre outros, definem uma região sob a curva normal chamada região de rejeição, dizendo que o parâmetro defendido pela hipótese nula cair dentro dessa zona, então a chance dele ser verdadeiro é pequena demais para ser aceita, com isso, a hipótese nula perde a credibilidade.

Logo para se obter medidas de incerteza em dados analisados é realizada uma estimativa em intervalos de confiança. Assim, ao invés de fornecer um valor exato de erro, informa-se um intervalo de confiança, ou seja, a idéia é construir um intervalo para um parâmetro de $1 - \alpha$ (nível de confiança) de que o intervalo contenha o verdadeiro parâmetro (CAMPOS, 1983). Representando uma faixa de possíveis valores em torno da média amostral e a probabilidade de que esta faixa realmente contenha o valor real da média da população conforme demonstrado na distribuição normal da Figura 23.

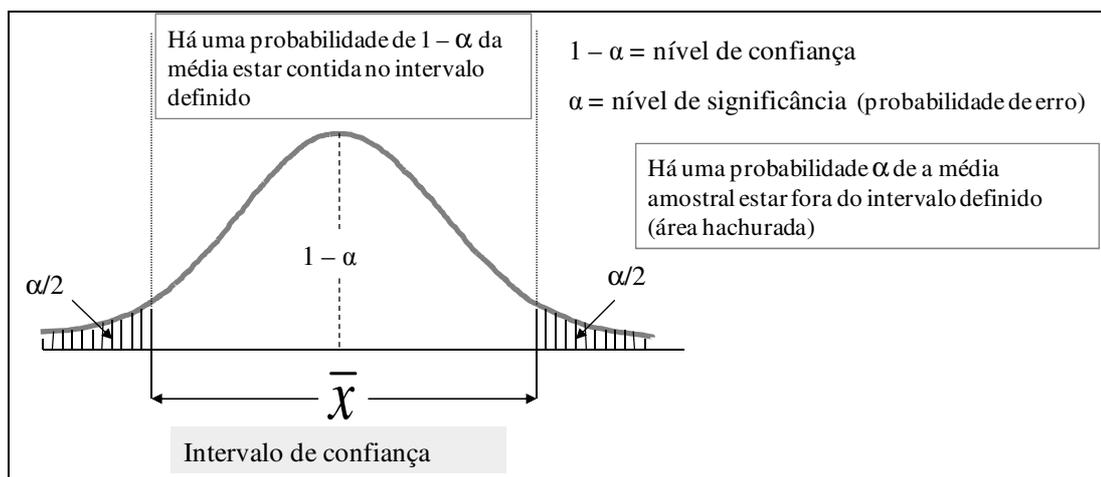


Figura 23 – Intervalo de confiança representado por um nível de confiança de conter a média populacional

O α expressa à percentagem de casos que cai no intervalo dentro da curva normal e o intervalo é definido por valores de Z da exposição da curva normal, ou seja, para cada Z corresponde uma percentagem de casos sob a curva normal e para cada percentagem corresponde certo valor Z , conforme tabela de distribuição normal (SPRENT & SMEETON, 2000)

Hollander & Wolfe (1999) indicam que o uso de um escore padrão Z , pode ser usado para se distinguir entre estatísticas amostrais que têm chance de ocorrer e aquelas de não têm. Tal escore Z é denominado Valor Crítico. Assim, representa a fronteira que separa estatísticas amostrais que têm chance de ocorrer daquelas que não têm. O número $Z_{\alpha/2}$ é um valor crítico

bilateral com probabilidade de separar uma área $\alpha/2$ na cauda direita e esquerda da distribuição normal padronizada considerando um teste bilateral conforme representado na Figura 24.

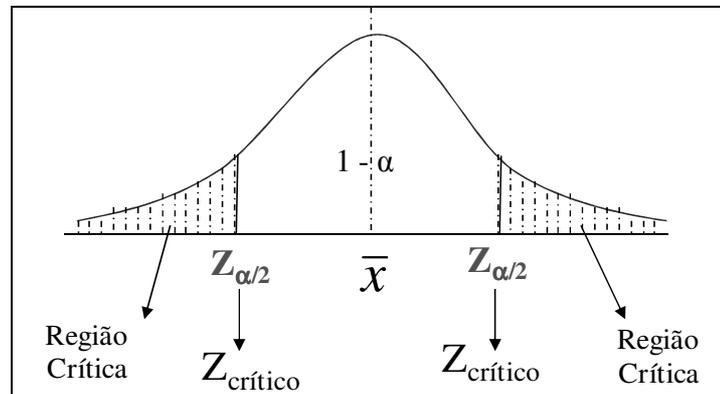


Figura 24 – Demonstração da faixa de valores críticos de rejeição

Logo conforme a tabela de distribuição normal os valores críticos $Z_{\alpha/2}$ correspondem ao grau de confiança indicado na Tabela 1 abaixo:

Tabela 1 - Valores de Nível de Significância

Nível de Significância (α)	Grau de confiança ($1 - \alpha$)	Valor crítico ($Z_{\alpha/2}$)
1%	99%	2,58
5%	95%	1,96
6%	94%	1,88
8%	92%	1,75
10%	90%	1,65

Fonte: Hollander & Wolfe (1999)

Assim de acordo com a Tabela 1 se pode afirmar que o grau de confiança de 99% tem 1 possibilidade de 100 que o intervalo de confiança não contenha a média populacional. Assim, se o valor de Z de um teste não-paramétrico bicaudal for maior que +2,58 ou menor que -2,58 estarão na zona de rejeição conforme demonstrado na Figura 25 .

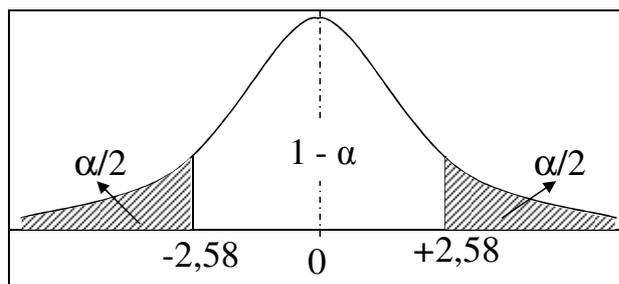


Figura 25 – Valores críticos para teste bicaudal com nível de significância de 1%

Dentre os principais testes estatísticos que verificam a tendência significativa de mudanças graduais na série de dados, destacam-se: Mann-Kendall (não-paramétrico), Kendall Sazonal (não-paramétrico), teste de Spearman's Rho (não-paramétrico) e teste dos coeficientes de Regressão linear (paramétrico).

O método de Mann-Kendall, também sugerido pela OMM, e o mais utilizado pela maioria dos pesquisadores, é um teste não-paramétrico para avaliar tendências em séries temporais (Man, 1945). Este teste consiste em comparar cada valor da série temporal com o outro valor remanescente em ordem sequencial. O teste é baseado na estatística "S" definida como (Yue, *et al.*, 2002), :

$$S = \sum_{i=2}^n \sum_{j=1}^{i-1} \text{sign}(x_i - x_j) \quad (18)$$

Onde x_j são os valores sequenciais, n é o tamanho da série temporal e a variação $(x_i - x_j) < 0$ é -1 para $(x_i - x_j) = 0$ é 0 e $(x_i - x_j) > 0$ é 1. A média $E[S]$ e a variância $Var(S)$ da estatística S é dada como:

$$E(S) = 0$$

$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^q t_p(t_p-1)(2t_p+5)}{18} \quad (19)$$

Onde n é o número de valores, q é o número de grupos repetidos e o t_p é o número de pontos de dados em p^{th} valores de grupos. Considerando-se a hipótese nula e ausência de repetição de valores na série temporal a variância $Var(S)$ será dada por:

$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (20)$$

O segundo termo da Expressão representa o número de termos repetitivos. O teste estatístico normalizado (Z_{MK}) é dado como:

$$Z_{MK} = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{Var(S)}} & \text{se } S > 0 \\ 0 & \text{se } S = 0 \\ \frac{S-1}{\sqrt{Var(S)}} & \text{se } S < 0 \end{cases} \quad (21)$$

A presença estatística de tendência é avaliada usando o valor de Z_{MK} . A estatística é usada para testar a hipótese nula de que não há tendência. Para testar cada crescimento ou não de tendência é associado um nível de significância (Tabela 1). O valor de Z_{MK} indica crescimento de tendência quando é positivo e seu valor é maior que o nível de significância. Para um valor de decréscimo de tendência, o valor de Z_{MK} é negativo e menor que o nível de significância. Já se o valor de Z_{MK} for entre nível de significância não há tendência.

O teste de Mann-Kendall permite apenas indicar tendência de uma série, mas não fornece qualquer estimativa da magnitude dessas tendências. Assim a sua estimativa, representada pela taxa de variação por unidade de tempo, pode ser estimada pelo método de regressão linear. Entretanto, o coeficiente angular linear β calculado desta maneira pode desviar-se muito do valor verdadeiro caso existam valores discrepantes nos dados (GIBBONS & COLEMAN, 2001). Para contornar esse problema utiliza-se um procedimento simples desenvolvido por Sen (1968). Ele explica que a inclinação das tendências pode ser obtido a partir do cálculo das $N' = n(n-1)/2$ inclinações estimadas, $S_e = x_j - x_i / j - i$, sendo x_j e x_i os valores dos dados no tempo j e i , respectivamente, onde $j > i$; N' é o número de pares de dados nas quais $j > i$. A mediana desses N' valores de S_e é o valor estimado da inclinação de Sen's.

CAPÍTULO 5 – ÁREA DE ESTUDO

A Região Hidrográfica Tocantins-Araguaia (RHTA) caracteriza-se por uma área de drenagem de 918.822 km² (11% do país), estende-se na direção norte-sul e abrange os estados do Pará (30% da área da região), Tocantins (30% e o estado situado integralmente na região), Goiás (21%), Mato Grosso (15%) e Maranhão (4%), além do Distrito Federal (0,1%), totalizando 409 municípios (Tabela 2). Com população de 7,2 milhões de habitantes (2000) apresenta baixa densidade demográfica (7,8 hab./km²). Cabe destacar, entretanto, a Região Metropolitana de Belém que concentra 25% da população. O Índice de Desenvolvimento Humano (ano 2000) médio é de 0,725, valor abaixo da média nacional que é de 0,766. Em 2025 a população atingirá 10,5 milhões de habitantes e a taxa de urbanização 91% (74% em 2000) (ANA, 2009).

Tabela 2 – Distribuição de área na RHTA

Unidade da Federação (U.F.)	Área da U.F. na RHTA		Municípios			
	(Km ²)	(%)	Total		Com sede na RHTA	
			(n)	(%)	(n)	(%)
Pará	278.073	30,3	79	19,3	73	92,4
Tocantins	277.621	30,2	139	34,0	139	100
Goiás	196.297	21,4	131	32,0	122	93,1
Mato Grosso	135.302	14,7	37	9,0	33	89,2
Maranhão	30.757	3,3	22	5,5	18	81,8
Distrito Federal	772	0,1	1	0,2	0	0,0
Total	918.822	100	409	100	385	94,1

Fonte: ANA, 2009

A região hidrográfica se destaca por ser a segunda maior do país em termos de área e de vazão, inferior apenas a do Amazonas, e a maior do país com área de drenagem situada integralmente em território nacional.

A precipitação média anual é de 1.744 mm, com totais anuais aumentando de sul para norte (valores de 1.500 mm em Brasília até 3.000 mm em Belém). Associada a essa característica, a região apresenta dois importantes biomas: a Floresta Amazônica, que ocupa a porção norte/noroeste da região (35% da área total), e o Cerrado (65%). Esses biomas apresentam grande diversidade de fauna e flora e uma ampla zona de transição (ecótono) (FERREIRA & TOKARSKI, 2007).

5.1 LOCALIZAÇÃO E DELIMITAÇÃO HIDROGRÁFICA

A Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia (RHTA) localiza-se entre os paralelos sul 0° 30' e 18° 05' e os meridianos de longitude oeste 45° 45' e 56° 20'. Sua configuração é alongada, com sentido Sul-Norte, seguindo a direção predominante dos cursos d'água principais, os rios Tocantins e o Araguaia, que se unem na parte setentrional da região, a partir de onde é denominado apenas de rio Tocantins, que segue até desaguar na Baía do Marajó (Figura 26).

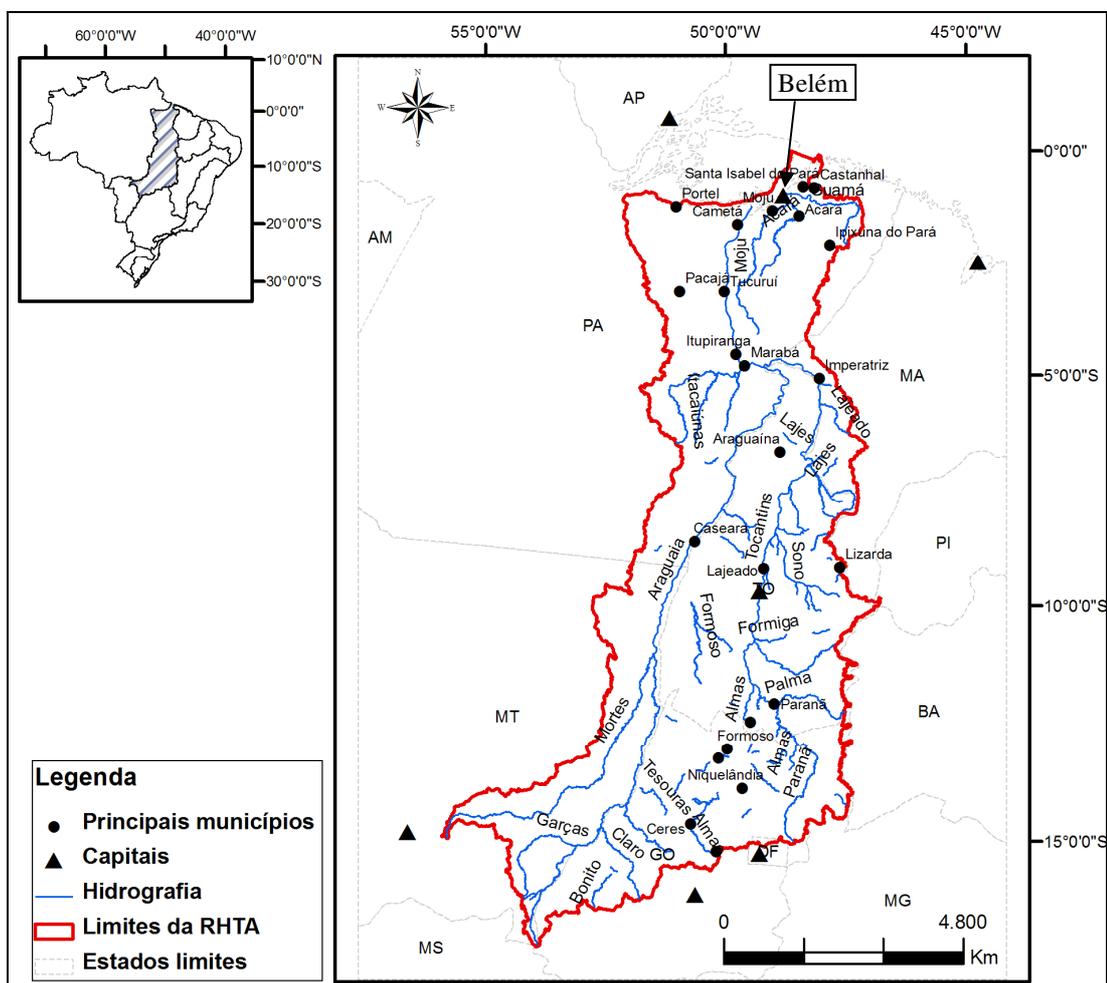


Figura 26 - Localização e delimitação da RHTA

A Política Nacional de Recursos Hídricos (PNRH) por meio da lei nº 9.433/1997 definiu como Bacia Hidrográfica a unidade territorial para a operacionalização dessa política e para a atuação do Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos (SNGRH). Logo, os Planos Recursos Hídricos deverão ser elaborados por bacia hidrográfica, o que torna imprescindível a definição de um sistema único de classificação e codificação das bacias

hidrográficas brasileiras. A criação da Agência Nacional de Águas por meio da lei nº 9984/2000, ratificou a PNRH e definiu como missão da agência a regulação do uso da água dos rios e lagos de domínio da União e implementar o Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH). Para tanto, em 15 de Outubro de 2003, foi aprovado pelo CNRH a Resolução nº 32, que instituiu a Divisão Hidrográfica Nacional e a definição para efeito de delimitação a classificação adotada pela metodologia desenvolvida por Pfafstetter (1989).

Com a criação da ANA, a mesma assumiu a responsabilidade pela administração da rede hidrométrica nacional. Em 2002, a Agência Nacional de Energia Elétrica efetuou a transferência das atribuições do planejamento e operação da rede nacional a ANA. Atualmente a agência opera a rede hidrométrica nacional segundo a classificação de bacias hidrográficas adotada pelo Conselho Nacional de Recursos Hídricos (CNRH), contendo 3 níveis de classificação (Nível I – 12 regiões hidrográficas; Nível II – 83 sub-bacias hidrográficas e Nível III – 332 sub-bacias hidrográficas), de acordo com a resolução aprovada pelo CNRH nº 32/2003.

A RHTA (Nível I) contém 3 sub-bacias hidrográficas de Nível II conforme Figura 27 representada a seguir:

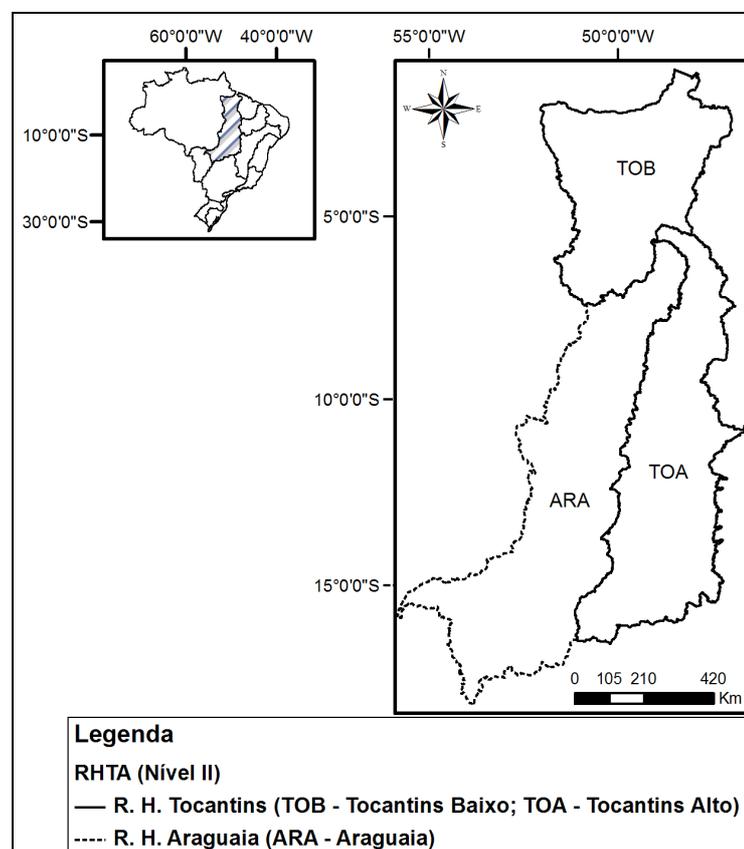


Figura 27 – Delimitação da RHTA Nível II

5.2 USO E OCUPAÇÃO DO SOLO

Dentre os diversos usos do solo da região, destacam-se os projetos de irrigação, mineração, garimpos, os aproveitamentos hidrelétricos, dentre outros. O processo de urbanização também é crescente, principalmente devido aos projetos de assentamentos do Incra, que disputam o espaço destinado às áreas prioritárias para conservação da biodiversidade. O detalhamento desses processos de ocupação historicamente na RHTA será caracterizado a seguir.

A ocupação da RHTA sofreu um grande impulso com a abertura da rodovia Belém-Brasília e, na década de 60, pela construção de Brasília, que resultaram na proliferação de novos municípios em volta da capital federal e ao longo do eixo viário que passou a atravessar a região no sentido norte-sul. Esse processo de adensamento foi favorecido por medidas institucionais como a criação da Superintendência de Desenvolvimento do Centro-Oeste (SUDECO) e da Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia (SUDAM) que canalizaram recursos para a infraestrutura (ANA, 2009).

A seguir, na década de 70, a construção da Transamazônica (1972), dentro do Programa de Integração Nacional, e a criação dos Programas voltados para o Centro-Oeste (PRODOESTE), para a Amazônia (POLAMAZÔNIA) e para os Cerrados (PRODECER) efetivaram ações de ocupação por meio de projetos específicos para as áreas sob foco.

Na década de 80, foram implantados projetos de grande envergadura no estado do Pará que trouxeram consigo infraestruturas próprias, como o Projeto Ferro-Carajás, a hidrelétrica de Tucuruí e o projeto Alunorte/Albrás (1984/1985) em Barcarena. O projeto hidroagrícola Formoso no Estado de Goiás (posteriormente estado do Tocantins) data também desse período. A Constituição de 1988 reforçou e consolidou o sistema de incentivos à descentralização econômica do país, criando os fundos constitucionais de desenvolvimento e estabelecendo a criação do Estado do Tocantins que veio a se efetivar em 1991 e contribuiu para o adensamento municipal e a implantação de infraestrutura na região (ANA, 2009).

Para sub-bacia hidrográfica do Tocantins Alto evidencia-se alteração do curso natural do rio em uma sucessão de reservatórios para geração de energia hidrelétrica e da mesma forma, promove isolamentos da fauna e flora, modificando substancialmente o ecossistema incrementado pela infraestrutura rodoviária e projetos ferroviários que induzirão intensa produção agropecuária, extrativismo e implantação de núcleos urbanos.

Na sub-bacia hidrográfica do Araguaia há incidência de garimpos no rio das mortes, que altera substancialmente as margens do rio. Ocorre também a utilização das planícies de inundação das margens direitas do rio Araguaia para projetos de irrigação, destacando-se Luís Alves e rio Formoso/Javaés, em regiões estabelecidas como prioritárias para a preservação ambiental (ANA, 2009).

Na sub-bacia TOB a atividade mineradora compete com as áreas prioritárias de conservação no sudoeste do TOB, configurando a necessidade premente do aumento de áreas de conservação de proteção integral, para possibilitar a preservação das zonas de recarga e permanência de corredores ecológicos, fragmentados pelos avanços das fronteiras agrícolas, construção de reservatórios, e crescimento de centros urbanos. Isso pode causar impacto pelo efeito de borda nas áreas indígenas e Unidades de Conservação (ANA, 2006).

5.3 ASPECTOS ECONÔMICOS

A maior parte da RHTA tem base econômica agropecuária e os municípios estão amplamente distribuídos, embora com concentrações maiores no Sul (principalmente em Goiás e Mato Grosso) e no Centro-Norte (nos territórios paraense e maranhense da região).

Os municípios de base urbano-industrial ocorrem predominantemente segundo aglomerados espaciais com características específicas: as regiões metropolitanas de Belém e Brasília; a zona de mineração de Carajás em Parauapebas (PA); os municípios industriais paraenses vizinhos de Tucuruí (geração de energia), Marabá (indústria de ferro-gusa), Breu Branco e Tailândia; o eixo Imperatriz-Açailândia e adjacências; a região de Palmas e Gurupi; e os municípios goianos mineradores vizinhos de Niquelândia e Minaçu. Isoladamente, há municípios cujas sedes são cidades de antiga e consolidada função de centros regionais, como Araguaína (TO), Redenção (PA) e Barra do Garças (MT).

Existem atualmente, na região, dois importantes pólos de expansão da pecuária bovina, o do Centro-Norte (leste-sudeste do Pará, norte do Tocantins e oeste do Maranhão) e o do Sul (centro-oeste de Goiás) com ligações adensadas entre eles principalmente ao longo da rodovia Belém-Brasília. A pecuária, voltada para a produção de carne bovina, apresenta rebanho de 27,5 milhões de cabeças (FERREIRA & TOKARSKI, 2007).

A exemplo do que acontece com a pecuária, a agricultura avançou na RHTA como resultado da expansão da fronteira agrícola nacional, substituindo, de modo geral, as

pastagens por lavouras temporárias. Em 2004, a agricultura ocupava 3,5% da área da região e destacava-se pelos cultivos temporários, notadamente a soja (3.929.779 t), que representava 7,9% da produção nacional, seguida do milho (1.658.100 t – 4,0%) e do arroz (1.039.271 t – 7,8%). Somando as áreas dessas três culturas às de algodão (580.299 t – 15,3% da produção nacional), cana-de-açúcar (6.263.360 t – 1,5%) e de mandioca (2.971.975 t – 12,4%), esse conjunto ocupa 95% da área agrícola da RHTA (IBGE, 2004).

Existe uma área cultivada de aproximadamente 4,2 milhões de hectares (2005) com destaque para a soja, milho e arroz. Na agricultura irrigada, destacam-se as culturas do arroz, milho, feijão, soja e cana-de-açúcar. A área irrigada é de 124.237 ha, sendo que o potencial de solos aptos é de 5,3 milhões de hectares. A pecuária, voltada para a produção de carne bovina, apresenta rebanho de 27,5 milhões de cabeças (FERREIRA & TOKARSKI, 2007).

Considerando globalmente a região, o extrativismo está voltado para a exploração de madeira, principalmente na porção amazônica, correspondente a sub-bacia TOB. A produção extrativa, em 2004, provinha principalmente do Pará (85% do total), Goiás (10%) e os restantes 5% distribuídos nos demais Estados. No Pará, a madeira em toras, o carvão extrativo e a lenha representaram, naquele ano, 93,1% da produção extrativa, enquanto em Goiás, este percentual subiu para 99,9%. Esta atividade está associada às demandas específicas do setor e à oferta gerada pelo desmatamento que precede a ocupação das áreas pela pecuária bovina de corte. Os eixos de escoamento da produção acabam sendo espacialmente articulados pelo sistema viário, em especial as rodovias BR-010 (Belém-Brasília) e PA-150, além do trecho inicial da BR-230 (Transamazônica) (ANA, 2006).

A silvicultura é, de modo geral, inexpressiva aparecendo apenas de forma localizada, como nos municípios de intensa atividade metalúrgica de Açailândia - MA (ferro-gusa), e Niquelândia - GO (níquel).

O nível de atividade da indústria cresceu anualmente 11,9% em média no Brasil e 23,9% nos estados em que a RHTA está inserida. Na região propriamente dita, esta taxa foi de 18,1%, superior a brasileira, mas inferior à dos estados que compõem a RHTA. Já no conjunto do período 1970-2003, as taxas médias anuais do Brasil, dos estados e do território da região foram de 3,3%, 5,2% e 8,4%, respectivamente. Esta inversão de ordem, com a região superando seus estados envoltantes no período mais extenso, está relacionada à implantação, após 1980, dos seguintes empreendimentos industriais: o Complexo Alunorte-Albrás, em Barcarena (PA); o Projeto Ferro Carajás, em Parauapebas (PA); as usinas hidrelétricas de Tucuruí (Tucuruí, PA), Serra da Mesa (Minaçu, GO), Cana Brava

(Cavalcante, GO) e Lajeado (Lajeado, TO); a cadeia industrial do agronegócio (abatedouros, frigoríficos, laticínios, madeiras e a usina de biodiesel em Porto Nacional, TO); o pólo de ferro-gusa de Marabá (PA) e Açailândia (MA); além de indústrias minerais diversas (ANA, 2009).

Padrão geral do setor se caracteriza por indústrias tipicamente orientadas por recursos, como a mineração industrial, a agroindústria, a metalurgia básica e o beneficiamento primário de madeira, além da geração de energia elétrica. A indústria extrativa mineral, importante ramo, tem atuado como enclave exportador, sem resultados na diversificação e integração da industrialização regional.

Com a forte pressão demográfica, a urbanização e as demandas de suporte geradas pelo rápido crescimento das atividades econômicas de base física (setores primário e secundário), o setor terciário (comércio e serviços) da RHTA teve seu nível de atividade aumentada em ritmos anuais médios de 11,0% entre 1970 e 1980 e 5,4% no período 1970-2003. Como se trata de um setor cuja dinâmica está intimamente relacionada ao processo de urbanização, sua distribuição espacial tende a acompanhar o porte das cidades (ANA, 2009).

5.4 CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS

O clima da RHTA é tropical, com temperatura média anual de 26°C, e dois períodos climáticos bem definidos: o chuvoso, de outubro a abril na sub-bacia TOA e ARA e de dezembro a maio na sub-bacia TOB. O regime das chuvas da região é devido, quase que exclusivamente, aos sistemas de circulação atmosférica, sendo que o efeito do relevo é pouco significativo (ANA, 2009).

A precipitação média na região é de 1.744 mm com os totais pluviométricos crescendo de Sul para o Norte - valores próximos a 1.500 mm (Brasília) a 3.000 mm (Belém) - e decrescendo no sentido de Oeste para Leste - valores da ordem de 1.800 mm a 1.200 mm (ANA, 2005).

O regime pluviométrico é caracterizado pela ocorrência de aumento das precipitações com a diminuição da latitude (sentido sul-norte). A zona de menor precipitação ocorre na faixa a oeste do município de Paranã (GO), na divisa com a região Nordeste, com valores médios de 1 mm/mês entre junho e agosto” (ANA, 2006). Em grande parte da bacia, o

período seco reduz-se a três meses do ano (junho, julho e agosto) e próximo à foz atinge entre cinco e seis meses (SUDAM/PNUD/OMM, 1984).

5.5 HIDROGRAFIA E VEGETAÇÃO

O rio Tocantins tem sua origem no Planalto de Goiás, a cerca de 1.000 m de altitude, pela confluência dos rios das Almas e Maranhão. Entre seus principais afluentes, destacam-se, na margem direita, os rios Bagagem, Tocantinzinho, Paranã, dos Sonos, Manoel Alves Grande e Farinha, e na margem esquerda, o rio Santa Teresa. Seu principal tributário, entretanto, é o rio Araguaia (2.600 km de extensão). Após a confluência com o rio Araguaia, destaca-se o rio Itacaiúnas, pela margem esquerda. A extensão total do rio Tocantins é de 1.960 km, sendo sua foz na Baía de Marajó, onde também deságuam os rios Pará e Guamá (ANA, 2005).

Na região ocorrem os biomas Amazônia (Floresta Amazônia de Terra Firme ou Floresta Ombrófila) e Cerrado (Savana) (Figura 28), que ocupam, respectivamente, 35% e 65% da área a RHTA apresenta duas zonas de transição entre os biomas, os chamados ecótonos. Nessas áreas, normalmente verifica-se uma fauna mais diversificada e abundante do que nos biomas, o denominado “efeito de borda” (ANA, 2009).

O ecótono mais expressivo é o da Amazônia-Cerrado cuja área vêm sofrendo um processo contínuo de desmatamento e queimadas em função da expansão da exploração madeireira e da fronteira agrícola. Segundo o IBAMA, esta é a região conhecida como “arco do desmatamento” ou “arco das queimadas” da Amazônia Legal, zona que exige enorme esforço de prevenção, controle e combate aos desmatamentos e incêndios. Este antropismo pouco controlado é alarmante na região (FERREIRA & TOKARSKI, 2007).

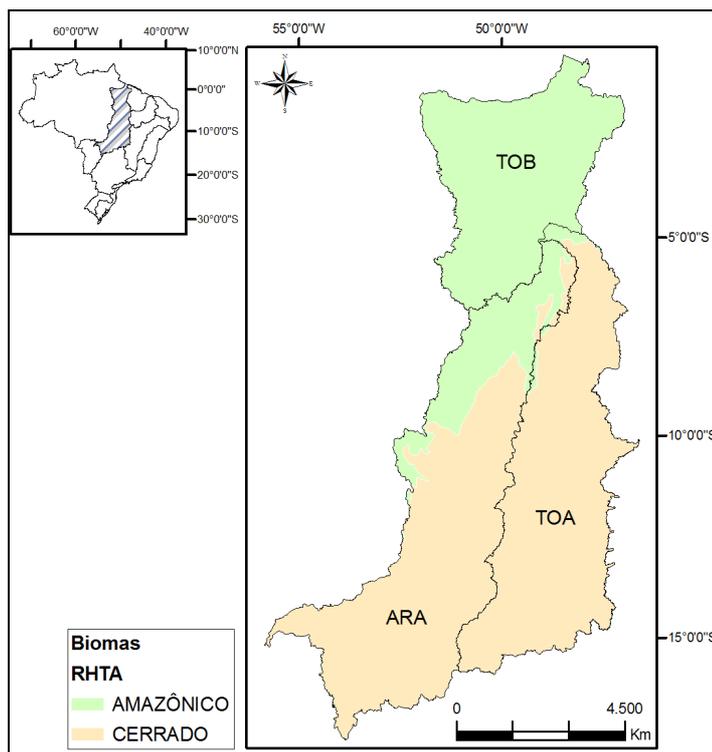


Figura 28 – Delimitação dos Biomas na RHTA

5.6 POTENCIAL HIDROENERGÉTICO

O potencial hidrelétrico total da RHTA, segundo dados da Eletrobrás (2006) é de 28.000 MW, dos quais quase 12.200 MW já estão aproveitados (Figura 29), com destaque para as usinas de Tucuruí localizada na sub-bacia TOB e as Usinas de Serra da Mesa, Cana Brava e Luís Eduardo Magalhães (Lajeado).

O potencial hidrelétrico a aproveitar na RHTA é de um pouco mais de 15.800 MW (Tabela 3). A sua importância está não somente no seu potencial hidrelétrico, mas também na sua localização frente aos mercados consumidores da Região Nordeste pela interligação entre os subsistemas Norte/Nordeste e Sul e Sudeste seguir uma rota praticamente paralela ao seu principal curso d'água (rio Tocantins), a colocam como região prioritária para instalação de aproveitamentos hidrelétricos.

Tabela 3 – Potencial Hidrelétrico a aproveitar por sub-bacia da RHTA (MW)

Sub-bacia	Potencial	%
Tocantins	5.918	52,4
Araguaia	2.699	23,9
Sono (Tocantins)	815	7,2
Paraná/Palma(Tocantins)	524	4,6
Maranhão/Alma(Tocantins)	497	4,4
Mortes(Araguaia)	396	3,5
Itacaiúnas	318	2,8
Manoel Alves	130	1,2
Total	11.297	100

Fonte: Eletrobrás, 2006

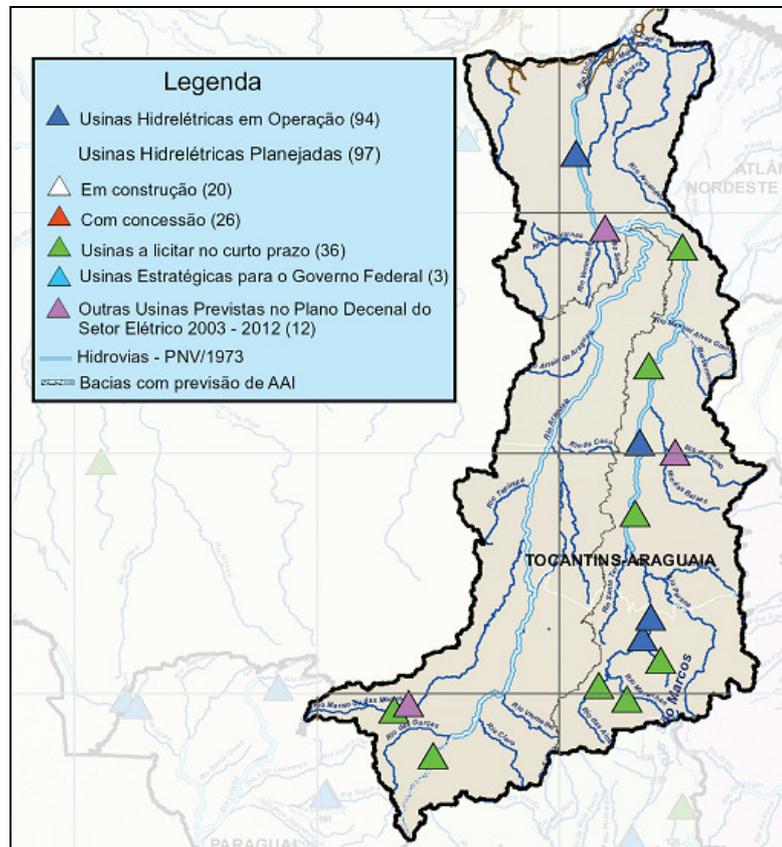


Figura 29 – Aproveitamentos com mais de 30MW em operação, construção ou planejadas.

Fonte: ANA, 2005

CAPÍTULO 6 – MATERIAIS E MÉTODOS

A análise da dinâmica espaço-temporal da precipitação anual da RHTA foi realizada com base nos volumes precipitados obtidos por meio do mapa de isoietas. Este para sua confecção deve possuir um método de interpolação que melhor represente as características pluviométricas em locais não amostrados. Optou-se pelo método de krigagem devido sua aplicação e pelo menor erro no valor estimado. Para tanto o interpolador requer pré-requisitos para sua aplicação, na qual definirá qual o tipo de interpolador de krigagem será utilizado. A seguir serão apresentados todas etapas acima mencionadas.

6.1 SELEÇÃO DAS ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS E DO BANCO DE DADOS

Os dados de precipitação foram obtidos por meio do “Sistema de Informações Hidrológicas-HidroWeb, da Agência Nacional de Águas”, que são coletados em postos pluviométricos e representam séries mais longas de dados de precipitação. A Organização Meteorológica Mundial (OMM) (WMO, 1989) aprovou uma norma que recomenda a adoção de conjuntos de 30 anos consecutivos com intuito de garantir a congruência dos dados com as quais as condições hidrometeorológicas ficam mais adequadamente representadas.

Assim a escolha das estações pluviométricas foi condicionada ao período de 30 anos, bem como a definição do período de estudo pela análise das séries históricas, para em seguida proceder análise de sua distribuição espacial com base no limite da Região hidrográfica. No entanto, caso haja carência de estações pluviométricas, também serão levadas em considerações estações externas próximas ao limite da área de estudo como forma de melhorar o valor a ser estimado pelo interpolador para formação do mapa de isoietas de precipitação anual.

Após a constituição do banco de dados foi elaborado o mapa de distribuição espacial das estações escolhidas que compõem a rede pluviométrica de estudo.

6.2 CONTROLE DOS DADOS

O método utilizado neste estudo para preencher as falhas foi o método da Ponderação Regional com Regressão Linear (PRRL), conforme indicado por Ramesh *et al.* (2005). O número "*n*" de estações utilizadas para preenchimento de falhas foram as 3 mais próximas,

sendo que o valor corrigido foi somente aceito atendendo o critério de uma forte correlação espacial pelo coeficiente de correlação de Pearson (R) para valores acima de 0,7 (DANCEY & REIDY, 2006).

Após a correção e para poderem ser utilizados, os registros foram consistidos pelo método da dupla massa. A análise foi obtida pela comparação da precipitação anual de cada estação de seus valores acumulados em relação à média acumulada das cinco estações mais próximas. Os pontos de precipitação anual que não apresentaram linearidade em relação à linha de tendência foram corrigidos.

6.3 ANÁLISE ESTATÍSTICA

As análises estatísticas têm como objetivo a descrição e interpretação dos dados de uma variável, no caso do referido estudo, a altura pluviométrica (mm) no período de 30 anos na RHTA. A análise dos dados consistiu em 4 etapas:

- I. Análise exploratória descritiva - Descrição geral dos dados, na qual foram utilizadas as análises exploratórias descritivas e gráficas com o objetivo de:
 - Analisar o comportamento da precipitação na área de estudo; e
 - Analisar o comportamento da variável aleatória quanto a sua homogeneidade e continuidade amostral.
- II. Análise exploratória espacial - Comportamento da variável pela posição das suas amostras com o objetivo de:
 - Verificar tendências as posições espaciais.

Pela análise exploratória descritiva e espacial foi determinado o comportamento da variável aleatória como pré-requisito da aplicação da técnica de krigagem (tendência ou não), na qual algumas pressuposições geoestatísticas devem ser atendidas como a estacionaridade conforme indica Isaak & Srivastava (1989).

- III. Análise geoestatística – Análise variográfica e método de interpolação de Krigagem. Com o objetivo de:
 - Obter o semivariograma experimental

- Ajustar os modelos teóricos ao semivariograma experimental
 - Validar o modelo de semivariograma
- IV. Interpoladores de Krigagem – Krigagem Ordinária (modelo sem tendência) e Krigagem Universal (modelo com tendência). Com o objetivo de:
- Elaborar mapas de isolinhas para cubagem anual da precipitação

6.3.1 Análise Exploratória Descritiva

A análise exploratória descritiva dos dados tem como objetivo averiguar as propriedades estatísticas e matemáticas dos dados visando à informação de suas características por meio de técnicas gráficas e quantitativas.

A caracterização da precipitação na área de estudo e quanto à decisão da estacionaridade da variável aleatória só pode ser assumida quando se conhece o comportamento do fenômeno em estudo. Isso justifica a averiguação da análise da variável pela estatística descritiva temporal por meio da média, máximo, mínimo, coeficiente de variação, coeficiente de assimetria e coeficiente de curtose, representados por meio de mapas de isovalores. Os valores foram obtidos para cada estação pluviométrica e interpolados pela Krigagem Ordinária padrão.

Também foram elaborados gráficos que trazem informações não só de medidas de posição, mas também de dispersão. Como gráficos de dispersão, boxplot, histogramas e gráficos de probabilidade normal foram utilizados para indicação de tendência e da estacionaridade.

O histograma consiste numa representação gráfica da distribuição de frequências de um conjunto de medições, normalmente um gráfico de barras verticais. É um importante indicador de distribuição dos dados, podendo indicar se uma distribuição aproxima-se de uma função normal, bem como observar se os dados apresentam um comportamento homogêneo, não havendo medidas discrepantes de relevância. Assim quando as amostras estão mais próximas têm medidas mais semelhantes do que as mais afastadas. Como forma de garantir a continuidade espacial de isovalores.

A mediana é útil quando se quer dividir o conjunto de dados em subgrupos como, por exemplo, 25% e 75%, denominados de primeiro quartil e terceiro quartil, respectivamente.

A representação gráfica envolvendo os quartis é o boxplot, no qual informa a variabilidade, simetria dos dados e identifica o comportamento da variável.

A normalidade dos dados pode ser avaliada por meio de gráficos de probabilidade normal (Q-Q plot) e testes de aderência. Aquele apresenta os valores observados no eixo horizontal, e os valores que se esperava obter se a normalidade se verificasse no eixo vertical. Assim, se a distribuição for normal, os pontos devem situar-se aleatoriamente sobre a reta do gráfico; qualquer desvio dos pontos da reta representa um desvio da normalidade, sendo assim indicam um fenômeno não estacionário.

Teste de aderência de Anderson-Darling (não-paramétrico) foi aplicado para comprovar se os valores das amostras podem razoavelmente ser consideradas como provenientes de uma população com distribuição normal, ou seja, apresentem um comportamento estacionário. No teste, a hipótese nula (H_0) admite que a distribuição seja normal e a Hipótese Alternativa (H_1) rejeita a hipótese nula, ou seja, não segue a distribuição normal. Neste teste, p-valor, é o menor valor do nível de significância que conduz a rejeição da hipótese nula. A significância representa probabilidade máxima de rejeitar acidentalmente uma hipótese nula verdadeira. Neste trabalho, o nível de significância foi de 5% (equivale a confiança estatística de 95%).

A assimetria expressa o grau de desvio, ou afastamento da simetria. Uma curva normal apresenta simetria igual a zero, daí a importância desta medida para comparar outras distribuições como uma gaussiana ou normal, onde os valores negativos indicam dados deslocados para direita e valores positivos indicam dados deslocados para a esquerda.

A curtose indica o grau de achatamento de uma distribuição, podendo ser platicúrtica (achatada, valores menores de 3) ou leptocúrtica (alongada, valores maiores de 3) e 3 o valor da distribuição normal. Pela curtose é possível se obter uma indicação da intensidade das frequências das observações nas vizinhanças dos valores centrais.

O coeficiente de variação (CV) é a medida de dispersão que funciona como a comparação entre os diferentes conjuntos de dados. É dado pela relação entre o desvio padrão e a média e exprime a variabilidade da variável aleatória em relação a média. Quanto menor o seu valor mais homogêneo é o conjunto de dados, na qual é usualmente representado em porcentagem.

6.3.2 Análise Exploratória Espacial

Esta análise tem o intuito de estudar o comportamento da variável de acordo com a posição das amostras. Para comprovação da hipótese de estacionariedade foram elaborados gráficos de tendência dos dados de precipitação anual, na qual demonstram o comportamento espacial da distribuição dos dados nas direções Norte-Sul (latitude) e Leste-Oeste (longitude). Pode-se considerar a hipótese validada se os dados apresentarem um comportamento homogêneo, característico de um fenômeno estacionário. Quando as medidas aumentam sistematicamente numa determinada direção, ou quando determinada região relevante concentra medidas relativamente elevadas, os dados apresentam um comportamento não homogêneo, característico de um fenômeno não-estacionário.

6.3.3 Análise Geoestatística

A partir das duas etapas anteriores foram determinados quais os anos serão interpolados por Krigagem Universal que indicam tendência na qual deve ser removida, bem como os anos que apresentem estacionariedade interpolados por Krigagem Ordinária.

Para os 2 métodos foram realizadas a análise variográfica como procedimento precedente a interpolação pelo método da krigagem por meio dos software Surfer 8.0 e VARIOWIN 2.21, utilizando-se três de seus quatro utilitários: Prevar2D, Vario2D e Model (PANNATIER, 1996)

A etapa mais importante na geoestatística é o semivariograma, pois é onde será demonstrado autocorrelação espacial entre os pontos amostrados, ou seja, a relação entre a variância de pares de observação e a distância que separa essas observações (GOOVAERTS, 2000).

a) Pares de observações

O banco de dados para análise variográfica foi gerado por uma tabela com os valores de X e Y (coordenadas UTM de cada posto – resultando mapas georreferenciados) e com os valores da variável primária salvos na extensão '*.dat'.

Os valores da variável primária para obtenção do semivariograma experimental diferem para cada método de interpolação (tendência ou não). Para o interpolador do tipo Krigagem Ordinária foram utilizados os valores amostrais observados nas estações pluviométricas no

referido ano de estudo. Já para o modelo de tendência, utilizou-se os resíduos de uma função de superfície linear (Equação 22) de regressão obtidos por meio do interpolador de regressão polinomial que indica o tipo de tendência dos dados. Tal procedimento foi realizado pelo software Surfer 8.0 para todos os anos com tendência com intuito de removê-la.

$$p(x, y) = A + Bx + Cy \quad (22)$$

Em seguida, por meio do banco de dados gerado, o utilitário Prevar2D originou uma matriz de distância para todos os possíveis pares de dados existentes no arquivo (arquivo '*.pcf') para o traçado da grade regular (grid) e em seguida análise exploratória variográfica.

b) Semivariograma experimental

O cálculo do semivariograma em cada distância foi realizado, utilizando os dados amostrais da variável regionalizada na equação 11. Esta equação é uma única maneira para descrever a variabilidade espacial da variável com a distância.

Pela mudança do vetor h , tanto em distância quanto em direção, foi examinado a anisotropia do conjunto de dados. Isso foi possível por meio do utilitário Vario2D na opção Calculate/Variogram Surface para obter um mapa de variogramas, ou superfície variográfica. No mapa variográfico, apresentado sob a forma de pixels, estão mostrados os variogramas para todas as direções possíveis. O objetivo deste mapa é verificar se a variável sob estudo apresenta um comportamento isotrópico ou anisotrópico.

Caso a variável apresente comportamento isotrópico, será determinado um variograma omnidirecional, ou seja, a tolerância direcional (90°) é grande o suficiente para tornar a influência da direção do vetor posição muito pequena. Com todas as possíveis direções combinadas em um único variograma, somente o módulo de h (distância h) é importante.

O utilitário Vario2D realizou o variograma direcional por meio da opção Directional/Variogram, processo que permite a escolha da variável, o espaço entre lags ou distância h (intervalos de distância especificados), o número de lags e o ângulo de tolerância, que será alterado caso o variograma apresente anisotropia. Em distância, o vetor h , corresponde aproximadamente à metade da diagonal da área estudada, ou seja, metade da maior distância possível entre os pontos. A sua direção e seu módulo determinarão a quantidade de pares de observações que melhor indicarão a obtenção do variograma.

A variável escolhida foi a precipitação anual e o espaçamento entre lags, num total de 25, é de 28.800 m perfazendo uma distância máxima para h igual a 720.000 m.

Caso haja anisotropia, a direção para o vetor h foi considerado as distâncias 0° (E-W), 45° (NE-SW), 90° (NS) e 135° (NW-SE), ou seja, seus valores aumentando no sentido anti-horário, com ângulo de abertura de tolerância de 45° .

A melhor direção que se adéque aos pares observados para serem modelados foram escolhidos de acordo com análise visual e estatística dos parâmetros do variograma.

Landim (1998) e Christensen (2002) indicam que as melhores estimativas são obtidas quando os modelos são baseados em semivariogramas experimentais que apresentem menor efeito pepita, menor razão “efeito pepita/patamar” e maior alcance; respectivamente como critério. Assim, das quatro direções realizadas, foram escolhidos visualmente as 2 melhores e em seguida por meio do utilitário model foi obtido os valores de seus parâmetros.

No utilitário Model, seguiram-se os procedimentos conforme Christensen (2002):

- I. O valor para o efeito pepita deve ser o mesmo para ambas as direções ou inexistente;
- II. Especificar a direção de um dos variogramas e o modelo variográfico;
- III. Ajustar o patamar (sill/soleira) e o alcance (range) para este variograma;

c) Ajuste e validação do modelo de semivariograma teórico

Com base no variograma direcional anisotrópico escolhido ou isotrópico omnidirecional por meio do utilitário Model, três tipos de modelos teóricos foram utilizados: Exponencial (Exp), Esférico (Sph), e Gaussiano (Gau) foram selecionados para ajustar o conjunto de dados do semivariograma experimental obtidos na etapa anterior. Com exceção para o modelo de Potência (Pow), pois conforme Landim (1998) e Oliver *et al.* (1990) são modelos limitados pois o seu ajuste ideal indica tendência nos dados e no caso deve utilizar método para remover a tendência.

A avaliação do desempenho do modelo teórico se deu através da metodologia desenvolvida por Pannatier (1996), na qual a indicação da qualidade de ajuste do modelo escolhido é fornecida pela equação 23:

$$IGF = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \sum_{i=0}^{n(k)} \frac{P(i)}{\sum_{j=0}^{n(k)} P(j)} \cdot \frac{D(k)}{d(i)} \cdot \left[\frac{\gamma(i) - \gamma'(i)}{\sigma^2} \right]^2 \quad (23)$$

Onde:

N = número de variogramas direcionais

$n(k)$ = número de passos (lags) relativo ao variograma k

$D(k)$ = distância máxima relativa ao variograma k

$P(i)$ = número de pares para o passo i do variograma k

$d(i)$ = distância média dos pares para o passo i do variograma k

$\gamma(i)$ = medida experimental da continuidade espacial para o passo i

$\gamma'(i)$ = medida modelada da continuidade espacial para $d(i)$

σ^2 = (co)variância dos dados para o variograma (cruzado).

O IGF é um número adimensional e valores quanto mais próximos à zero, melhor o ajuste indicado.

6.3.4 Interpoladores de Krigagem

Depois de determinados os parâmetro dos modelos do semivariograma teórico como inclinação (slope, “C”), alcance (range, “A”), efeito pepita (nugget efect, “C₀”), direção e anisotropia para os 30 anos de série histórica na RHTA pelo software Variowin 2.21, estes foram importados para o Software Surfer 8.0 para geração dos grids (matrizes) de precipitação anual por meio da interpolação pelo método de Krigagem Ordinária (anos sem tendência) e pelo método de Krigagem Universal (anos com tendência).

6.4 MAPAS DE ISOIETAS E VOLUME PRECIPITADO

A representação gráfica das matrizes geradas pelo interpolador de krigagem dos anos com tendência (Krigagem Universal) ou não (Krigagem Ordinária) foi realizada por meio de linhas de contorno ou mapas de isoietas de precipitação anual da RHTA por meio do software Surfer 8.0 (Goldensoftware, INC) e em seguida recortados para atender a área de estudo conforme divisão Nível I CNRH (Figura 26)

A cubagem da precipitação anual foi obtida pelo método dos contornos (equação 9, Figura 12) pelo fato de Uren, J. e Price, W.F. (1978) ressaltarem que esse método consiste em dar maior consistência para o cálculo do volume em certas regiões. Logo a cubagem foi realizada para os 30 anos de dados (1977 a 2006) delimitado pela divisão conforme Nível II CNRH (Figura 27).

A área entre as isolinhas pelo método dos contornos foi calculada por meio do algoritmo do Software Surfer 8.0, de integração numérica da regra de Simpson 3/8 conforme descrita na equação 24 a seguir (GoldenSoftware INC, 1996):

O padrão dos coeficientes é $\{1,3,3,2,3,3,2,\dots,3,3,2,1\}$:

$$A_i = \frac{3\Delta x}{8} \left[G_{i,1} + 3G_{i,2} + 3G_{i,3} + 2G_{i,4} \dots + 2G_{i,nCol-1} + G_{i,nCol} \right] \quad (24)$$

Onde:

Δx é o espaçamento de coluna do grid

$G_{i,j}$ é o valor do nó do grid na linha i e coluna j .

6.5 DINÂMICA ESPAÇO-TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO

A dinâmica espacial da precipitação foi avaliada com base:

a) Nos mapas de isoietas de precipitação anual e do mapa hipsométrico das estações pluviométricas a fim de visualizar as características da precipitação pluvial e dos fatores geográficos regionais como altitude, latitude e longitude. O mapa hipsométrico foi gerado a partir das cotas altimétricas das estações pluviométricas do Quadro 2 elaborados por meio do Software Surfer 8.0, utilizando-se o método de interpolação Krigagem Ordinária padrão.

b) No Índice de Irregularidade Hidrometeorológica (IMM) proposto por Gómez (2007). Este coeficiente é calculado pela relação entre a intensidade da precipitação anual máxima e mínima, durante um período significativo. Quanto maior o coeficiente, mais irregular é a precipitação; e

c) No Coeficiente de Variação (C.V.) espacial de precipitação anual para toda RHTA e por sub-bacia.

A dinâmica temporal da precipitação foi avaliada com base:

a) Na plotagem de gráficos de distribuição dos totais anuais de precipitação volumétrica para cada sub-região hidrográfica nível II;

b) No Índice de Anomalia Padronizada (IAP). Estes foram confrontados com as anomalias do Oceano Atlântico (Dipolo) e Pacífico (ENOS);

Como forma de confrontar a influência do ENOS, a precipitação anual volumétrica foi normalizada. A padronização evita que grupos de precipitação volumétrica com altas médias e desvios padrões sobreponham-se aos demais. O índice de anomalia padronizada proposto por Muñoz-Dias (2006) foi calculado da seguinte forma:

$$z_i(t) = \frac{p_i(t) - \overline{p_i}}{\sigma_i} \quad (25)$$

Onde $z_i(t)$ é a anomalia da precipitação volumétrica na sub-região hidrográfica nível II i e ano t , $p_i(t)$ é a precipitação volumétrica na sub-região hidrográfica nível II i e ano t , e \bar{p}_i e σ_i são a média e o desvio padrão, respectivamente, do período de 1977-2006.

c) No Coeficiente de Variação (CV) temporal para cada uma sub-região hidrográfica (Nível II) do volume precipitado. Quanto maior o CV, maior a variabilidade da precipitação.

d) Na variação interanual de precipitação para cada sub-bacia.

6.5.1 Tendência temporal

Com o intuito de analisar a tendência de crescimento ou decréscimo da série temporal de precipitação volumétrica das sub-regiões hidrográficas de nível II e para cada estação de domínio da RHTA de nível I, foi aplicado o teste de Mann Kendall conforme descrito nas equações 18 a 21, bem como o estimador Sen's para análise de sua magnitude.

Para efeito comparativo no teste de Mann Kendall foi utilizado nível de significância (α) de 1%, 5% e 10%. Os resultados dos 2 testes para cada estação pluviométrica serão interpolados por Krigagem Ordinária padrão e representados graficamente por meio de mapas de isolinhas. Já os volumes precipitados serão demonstrados por meio de mapas de nível II da RHTA.

A Figura 30 apresenta o fluxograma que sintetiza todas as etapas atendendo os objetivos gerais e específicos do presente estudo.

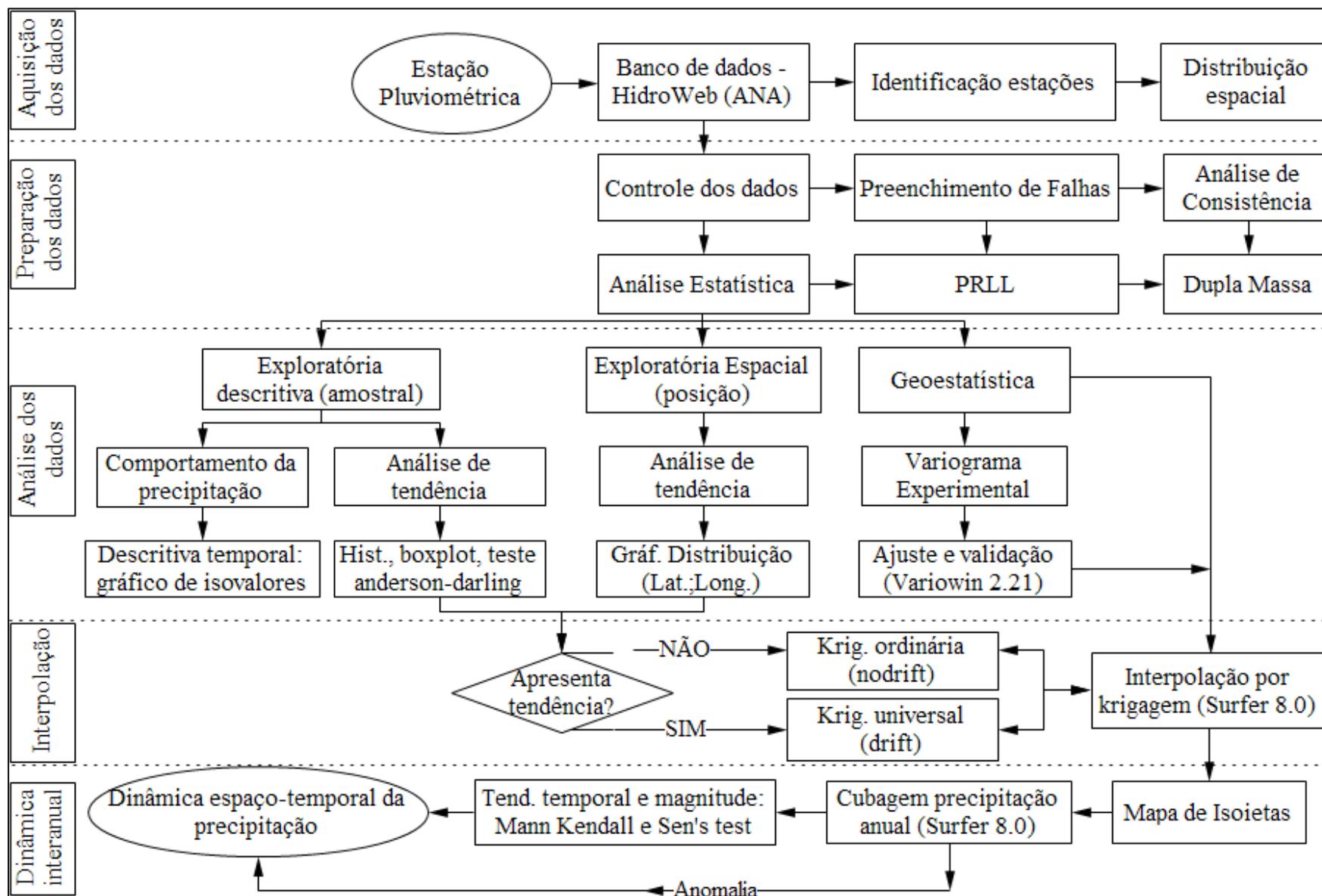


Figura 30 – Fluxograma metodológico

CAPÍTULO 7 - RESULTADOS

7.1 DEFINIÇÃO DA REDE PLUVIOMÉTRICA E DO BANCO DE DADOS

Por meio do Portal Hidroweb (ANA) foram identificados 396 estações pluviométricas no domínio da RHTA, destas 325 estão ativas, das quais apenas 133 apresentaram dados disponíveis de 30 anos no período de 1977 a 2006.

Devido à carência de estações internas, foram identificadas 17 estações externas próximas ao limite da RHTA com o mesmo período de dados das estações internas, totalizando 150 estações pluviométricas com dados disponíveis para configuração da rede pluviométrica de estudo conforme Figura 31 e discriminadas no quadro 3.

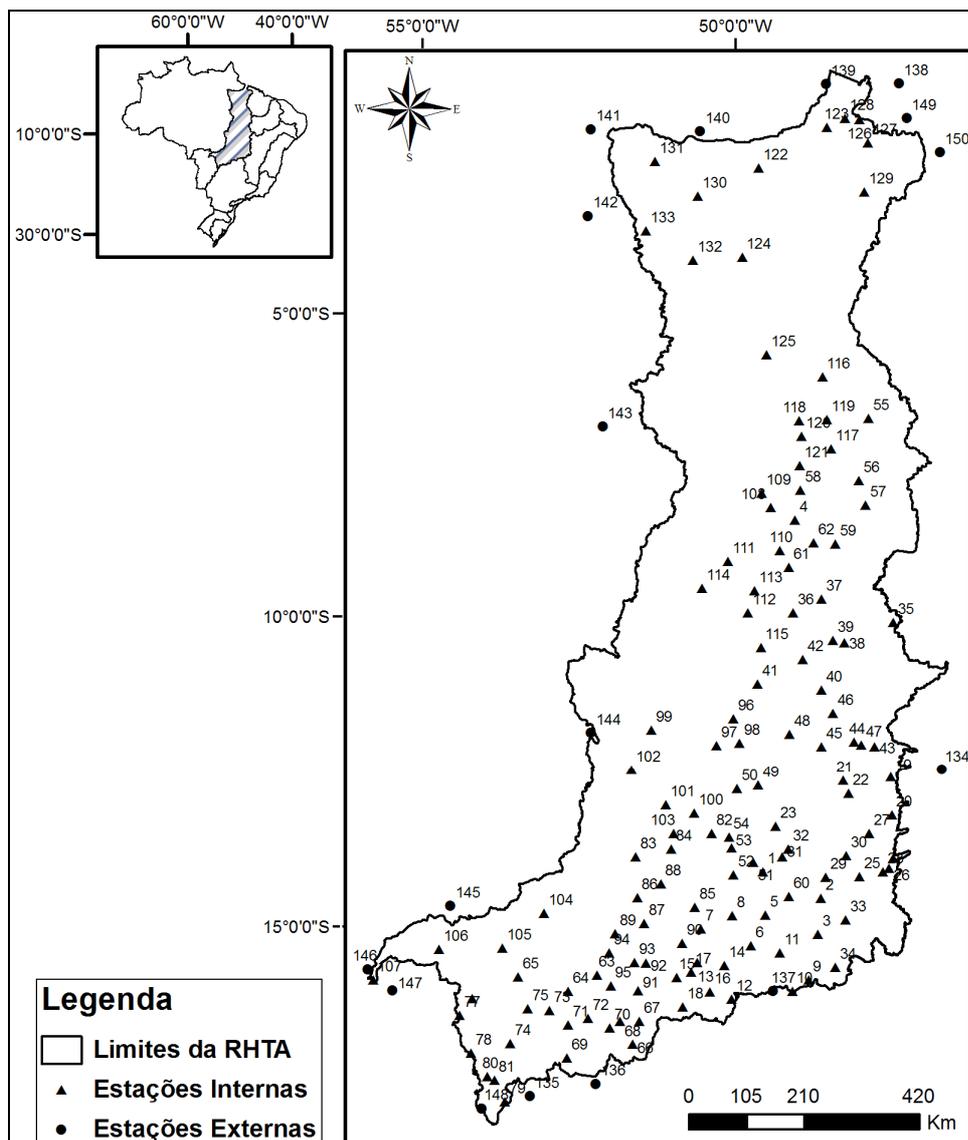


Figura 31 - Localização das estações pluviométricas internas e externas

Quadro 3 – Identificação das estações pluviométricas internas e externas (continua)

ID ¹	Estação Pluviométrica			Long. (X)	Lat. (Y)	Alt. (m)	Resp.
	Código	Nível II	Nome				
1	1348000	TOA	Campinaçu	-13,79	-48,57	683	ANA
2	1447000	TOA	Alto Paraíso	-14,13	-47,51	1197	ANA
3	1447002	TOA	São João D'Aliança	-14,71	-47,52	1009	ANA
4	1448000	TOA	Colinas do Sul	-8,05	-48,48	530	ANA
5	1448001	TOA	Niquelândia	-14,48	-48,46	568	ANA
6	1448002	TOA	Ponte Quebra Linha	-14,98	-48,67	533	ANA
7	1449000	TOA	Pilar de Goiás	-14,76	-49,58	850	ANA
8	1449001	TOA	Porto Uruaçu	-14,52	-49,05	547	ANA
9	1547002	TOA	Planaltina	-15,45	-47,61	1000	ANA
10	1547010	TOA	Contagem	-15,65	-47,88	1242	CAESB
11	1548001	TOA	Mimoso	-15,06	-48,16	1242	ANA
12	1548003	TOA	Pirenópolis	-15,85	-48,95	790	ANA
13	1549000	TOA	Ceres	-15,31	-49,60	608	FURNAS
14	1549001	TOA	Goianésia	-15,33	-49,12	662	ANA
15	1549002	TOA	Itapuranga	-15,57	-49,94	646	ANA
16	1549003	TOA	Jaraguá	-15,76	-49,34	607	ANA
17	1549009	TOA	Uruana	-15,47	-49,70	560	ANA
18	1649007	TOA	Itaberaí	-16,03	-49,80	680	ANA
19	1246000	TOA	Ponte Alta	-12,09	-46,48	519	ANA
20	1246001	TOA	Aurora do Norte	-12,71	-46,41	464	ANA
21	1247000	TOA	Conc. do Tocantins	-12,22	-47,30	407	ANA
22	1247002	TOA	Rio da palma	-12,42	-47,19	322	ANA
23	1248003	TOA	Palmeirópolis	-13,04	-48,41	435	ANA
24	1346000	TOA	São domingos	-13,40	-46,32	665	ANA
25	1346001	TOA	Nova Roma	-13,74	-46,88	637	ANA
26	1346002	TOA	Fazenda Ingazeiro	-13,57	-46,37	527	ANA
27	1346004	TOA	Campos Belos	-13,04	-46,77	638	ANA
28	1346005	TOA	São Vicente	-13,63	-46,47	475	ANA
29	1347000	TOA	Cavalcante	-13,80	-47,46	821	ANA
30	1347001	TOA	Ponte Paranã	-13,42	-47,14	363	ANA
31	1348001	TOA	Sama	-13,53	-48,24	375	ANA
32	1348002	TOA	São Felix	-13,39	-48,16	318	CEM
33	1447001	TOA	Flores de Goiás	-14,45	-47,05	200	ANA
34	1547001	TOA	Fazenda Santa Sé	-15,22	-47,16	573	ANA
35	946003	TOA	Lizarda	-9,59	-46,68	620	ANA
36	948000	TOA	Miracema do Toc.	-9,56	-48,39	210	ANA
37	948001	TOA	Porto Real	-9,31	-47,93	200	ANA

¹ Refere-se a posição no mapa da Figura 31

Quadro 3 – Identificação das estações pluviométricas internas e externas (continua)

ID ¹	Estação Pluviométrica			Long. (X)	Lat. (Y)	Alt. (m)	Resp.
	Código	Nível II	Nome				
38	1047000	TOA	Jatobá	-9,99	-47,48	201	ANA
39	1047001	TOA	Novo Acordo	-9,96	-47,67	300	ANA
40	1047002	TOA	Porto Gilândia	-10,79	-47,80	300	ANA
41	1048000	TOA	Fátima	-10,76	-48,90	352	ANA
42	1048005	TOA	Taquarussu	-10,31	-48,16	406	ANA
43	1146000	TOA	Dianópolis	-11,63	-46,81	679	ANA
44	1147000	TOA	Almas	-11,58	-47,17	427	ANA
45	1147001	TOA	Natividade	-11,70	-47,73	318	ANA
46	1147002	TOA	Pindorama	-11,14	-47,58	637	ANA
47	1147003	TOA	Porto Alegre	-11,61	-47,05	372	ANA
48	1148000	TOA	F. Lobeira	-11,53	-48,29	243	ANA
49	1248001	TOA	Colonha	-12,40	-48,76	259	ANA
50	1249000	TOA	Alvorada	-12,48	-49,12	356	ANA
51	1348003	TOA	Trombas	-13,64	-48,74	491	ANA
52	1349000	TOA	Estrela do N.	-13,87	-49,07	467	ANA
53	1349002	TOA	Porangatu	-13,45	-49,14	600	ANA
54	1349003	TOA	Entroncamento	-13,27	-49,20	356	ANA
55	647000	TOA	Tocantinópolis	-6,29	-47,39	126	ANA
56	747000	TOA	Carolina	-7,32	-47,46	169	ANA
57	747001	TOA	Goiatins	-7,71	-47,32	185	ANA
58	748002	TOA	Faz. Primavera	-7,56	-48,42	200	ANA
59	847001	TOA	Itacajá	-8,39	-47,77	250	ANA
60	848000	TOA	Colinas do Toc.	-14,15	-48,08	229	ANA
61	848001	TOA	Guarai	-8,83	-48,52	300	ANA
62	848003	TOA	Tupiratins	-8,40	-48,13	192	ANA
63	1551001	ARA	Montes Claros	-15,61	-51,36	400	ANA
64	1551002	ARA	Peres	-15,89	-51,85	300	ANA
65	1552001	ARA	Gen. Carneiro	-15,70	-52,75	366	ANA
66	1650000	ARA	Cachoeira	-16,67	-50,65	800	ANA
67	1650001	ARA	Córrego do Ouro	-16,30	-50,56	700	ANA
68	1650002	ARA	Israelândia	-16,32	-50,91	400	ANA
69	1651000	ARA	Caiaponia	-16,95	-51,81	713	ANA
70	1651001	ARA	Iporá	-16,43	-51,08	400	ANA
71	1651002	ARA	Piranhas	-16,42	-51,82	600	ANA
72	1651003	ARA	São Ferreira	-16,30	-51,47	400	ANA
73	1652000	ARA	B. J. de Goiás	-16,21	-52,17	504	ANA
74	1652001	ARA	Ponte Branca	-16,77	-52,83	380	ANA
75	1652002	ARA	Torixoreu	-16,20	-52,55	307	ANA

¹ Refere-se a posição no mapa da Figura 31

Quadro 3 – Identificação das estações pluviométricas internas e externas (continua)

ID ¹	Estação Pluviométrica			Long. (X)	Lat. (Y)	Alt. (m)	Resp.
	Código	Nível II	Nome				
76	1653000	ARA	Tesouro	-16,08	-53,55	389	ANA
77	1653002	ARA	Guiratinga	-16,35	-53,76	551	ANA
78	1653004	ARA	Alto Garças	-16,94	-53,53	564	ANA
79	1752002	ARA	Faz. S. Bernardo	-17,69	-52,88	750	ANA
80	1753000	ARA	Alto Araguaia	-17,30	-53,22	659	ANA
81	1753002	ARA	Fazenda Babilônia	-17,35	-53,09	699	ANA
82	1349001	ARA	Novo Planalto	-13,24	-49,51	250	ANA
83	1350000	ARA	Bandeirantes	-13,69	-50,80	276	ANA
84	1350001	ARA	Rio Pintado	-13,53	-50,19	200	ANA
85	1449002	ARA	Santa Terezinha	-14,43	-49,71	400	ANA
86	1450000	ARA	Lagoa da Flecha	-14,33	-50,73	200	ANA
87	1450001	ARA	Mozarlândia	-14,74	-50,58	400	ANA
88	1450002	ARA	Gov. Leônino	-14,10	-50,33	309	ANA
89	1451000	ARA	Aruanã	-14,93	-51,08	200	ANA
90	1549004	ARA	Nova América	-15,02	-49,89	800	ANA
91	1550000	ARA	Itapirapua	-15,82	-50,61	343	ANA
92	1550001	ARA	Jeroaquara	-15,37	-50,50	400	ANA
93	1550002	ARA	Travessão	-15,37	-50,70	450	ANA
94	1551000	ARA	Britânia	-15,25	-51,16	297	ANA
95	1551003	ARA	Santa Fé	-15,77	-51,10	400	ANA
96	1149000	ARA	Duere	-11,35	-49,27	200	ANA
97	1149001	ARA	Form. do Araguaia	-11,80	-49,53	211	ANA
98	1149002	ARA	Gurupi	-11,74	-49,14	497	ANA
99	1150001	ARA	S. F. do Araguaia	-11,62	-50,66	195	ANA
100	1249001	ARA	Araguaçu	-12,93	-49,83	500	ANA
101	1250000	ARA	F. Piratininga	-12,82	-50,34	254	ANA
102	1250001	ARA	S. Antônio	-12,29	-50,96	205	ANA
103	1350002	ARA	S. M. do Araguaia	-13,27	-50,16	331	ANA
104	1452000	ARA	Xavantina	-14,67	-52,35	263	ANA
105	1552002	ARA	Toriqueje	-15,25	-53,05	438	ANA
106	1554005	ARA	Rio das Mortes	-15,31	-54,18	551	ANA
107	1555005	ARA	São José da Serra	-15,84	-55,32	241	ANA
108	748001	ARA	Colônia	-7,88	-48,90	200	ANA
109	749000	ARA	Arapoema	-7,66	-49,06	215	ANA
110	848002	ARA	Itaporã do Toc.	-8,57	-48,69	300	ANA
111	849002	ARA	Araguacema	-8,81	-49,56	203	ANA
112	949000	ARA	Abreulândia	-9,63	-49,16	200	ANA

¹ Refere-se a posição no mapa da Figura 31

Quadro 3 – Identificação das estações pluviométricas internas e externas (conclusão)

ID ¹	Estação Pluviométrica			Long. (X)	Lat. (Y)	Alt. (m)	Resp.
	Código	Nível II	Nome				
113	949001	ARA	2 Irmãos	-9,26	-49,06	264	ANA
114	950000	ARA	Caseara	-9,27	-49,96	190	ANA
115	1048001	ARA	Paraíso do Tocantins	-10,17	-48,89	390	ANA
116	548000	ARA	Araguatins	-5,65	-48,21	186	ANA
117	647001	ARA	Wanderlândia	-6,84	-47,97	300	ANA
118	648000	ARA	Xambioá	-6,41	-48,54	118	ANA
119	648001	ARA	Ananas	-6,36	-48,07	191	ANA
120	648002	ARA	Piraque	-6,67	-48,47	211	ANA
121	748003	ARA	Muricilândia	-7,15	-48,47	393	ANA
122	249001	TOB	Cametá	-2,24	-49,50	24	INMET
123	0148013	TOB	Embrapa (CPATU)	-1,47	-48,45	16	SEMA (PA)
124	549001	TOB	Tucuruí	-3,76	-49,67	40	INMET
125	549001	TOB	Marabá	-5,35	-49,15	97	DEPV
126	0147007	TOB	Castanhal	-1,30	-47,94	41	ANA
127	0147008	TOB	S D. do Capim	-1,68	-47,77	22	ANA
128	0148003	TOB	Santa Isabel	-1,30	-48,17	24	ANA
129	0247000	TOB	Badajós	-2,51	-47,77	20	ANA
130	0250000	TOB	Cipoal	-2,79	-50,45	17	ANA
131	0251000	TOB	Maracacuera	-2,25	-51,18	19	ANA
132	0350000	TOB	Faz. Estrela do Norte	-3,85	-50,46	20	ANA
133	0351000	TOB	Granja Gazela	-3,42	-51,26	18	Eletronorte
134 ²	1145013	-	Ponte serafim	-11,90	-45,61	713	ANA
135 ²	1752003	-	Ponte do cedro	-17,58	-52,43	690	ANA
136 ²	1751004	-	Montividiu	-17,33	-51,26	744	ANA
137 ²	1548000	-	Brazilândia	-15,67	-48,22	1106	ANA
138 ²	0047002	-	Salinópolis	-0,62	-47,35	21	ANA
139 ²	0048000	-	Soure	-0,73	-48,52	11	ANA
140 ²	0150001	-	Breves	-1,68	-50,48	15	ANA
141 ²	0152001	-	Porto de Moz	-1,75	-52,24	16	ANA
142 ²	0352001	-	Altamira	-3,21	-52,21	74	ANA
143 ²	0651001	-	Boa esperança	-6,72	-51,78	220	ANA
144 ²	1152000	-	Liquilândia	-11,72	-51,70	366	ANA
145 ²	1453000	-	Pass. da Br-309	-14,61	-54,00	549	ANA
146 ²	1555005	-	S. J. da Serra	-15,67	-55,42	797	ANA
147 ²	1554006	-	Jaciara	-15,99	-54,97	252	ANA
148 ²	1853000	-	Faz. Taquari	-17,81	-53,29	845	ANA
149 ²	0147002	-	Capanema	-1,20	-47,18	24	ANA
150 ²	0146005	-	Tararua	-1,73	-46,60	15	ANA

¹ Refere-se a posição no mapa da Figura 31² Estações externas a RHTA

7.2 CONTROLE DOS DADOS

Após os dados serem corrigidos pelo método PRRL, efetuou-se a consistência de todos os dados anuais das estações pluviométricas pelo método da dupla massa. Grandes partes das estações apresentaram boa consistência. A Figura 32 mostra o resultado destas análises para 4 estações como exemplo.

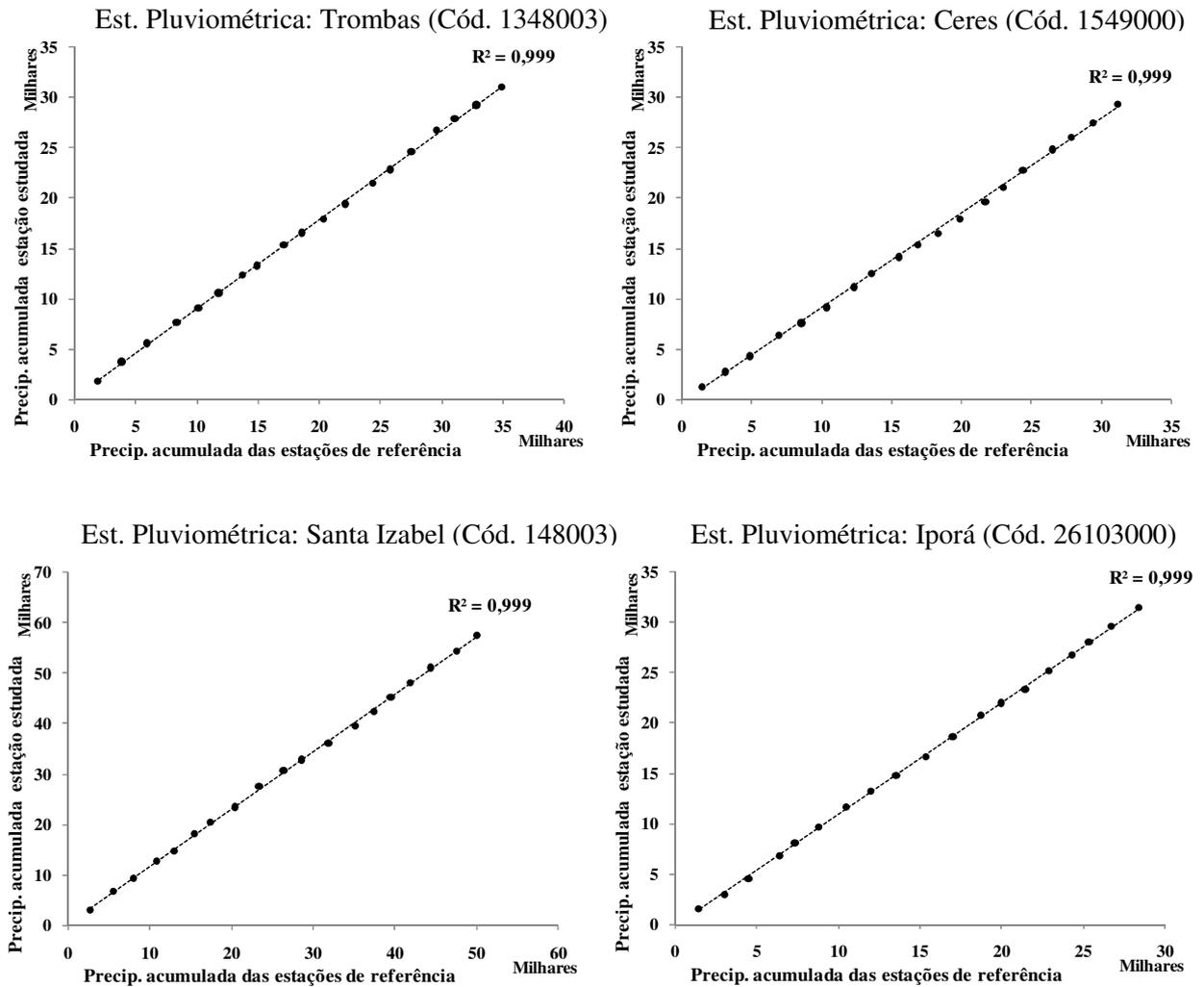


Figura 32 – Exemplo da curva de dupla massa para algumas estações da rede pluviométrica de estudo

Dentre os fatores que explicam a consistência da maioria das estações da rede pluviométrica, pode-se citar:

- Ao método utilizado para preenchimento das falhas por utilizar como critério de correção a correlação de Pearson; e
- Os dados de precipitação mensal serem previamente consistidos (nível 2) por meio de metodologia definida pela ANA.

As estações que apresentaram inconsistência foram aquelas localizadas na sub-bacia TOB e estações externas ao limite da área de estudo. Figura 33 mostra o resultado de 2 estações, do total de 7 inconsistentidas.

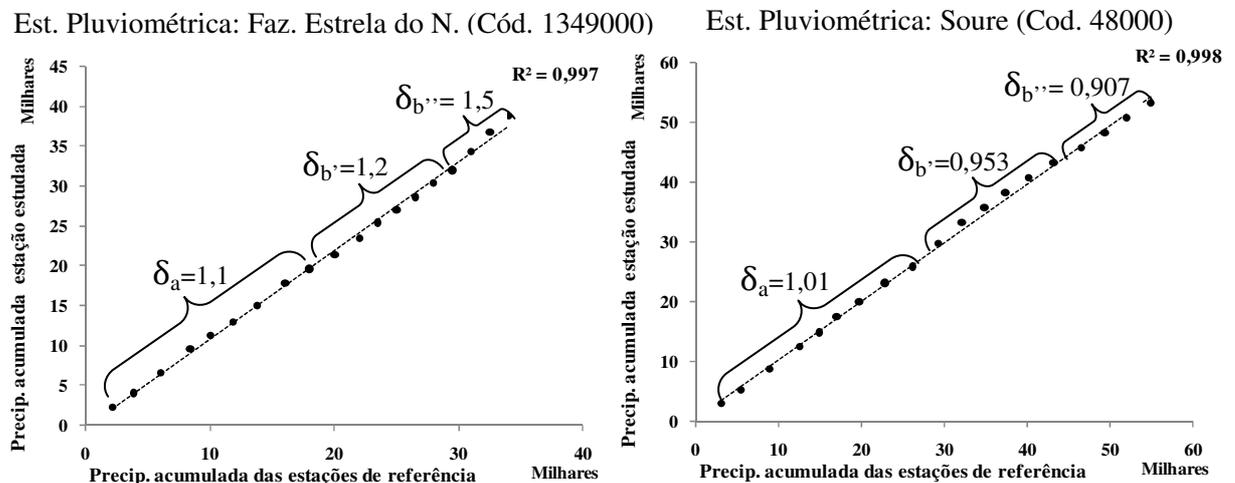


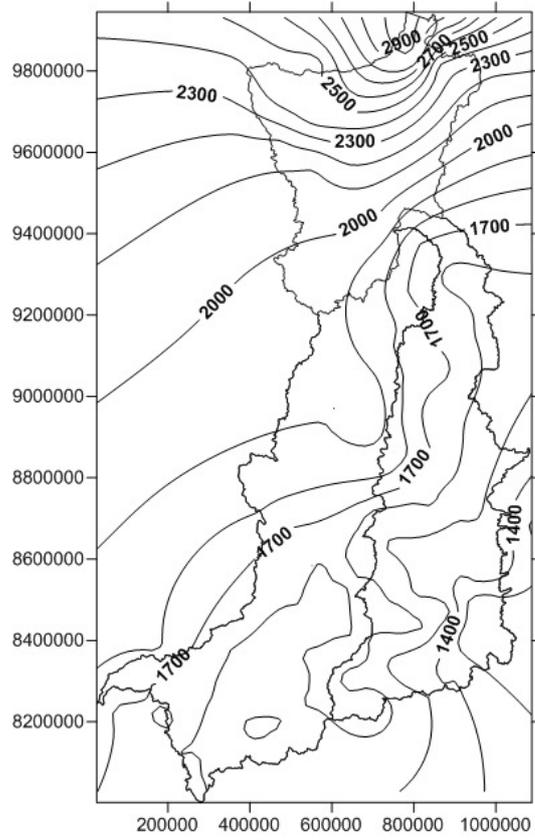
Figura 33 – Exemplo de estações corrigidas

7.3 ANÁLISE EXPLORATÓRIA DESCRITIVA

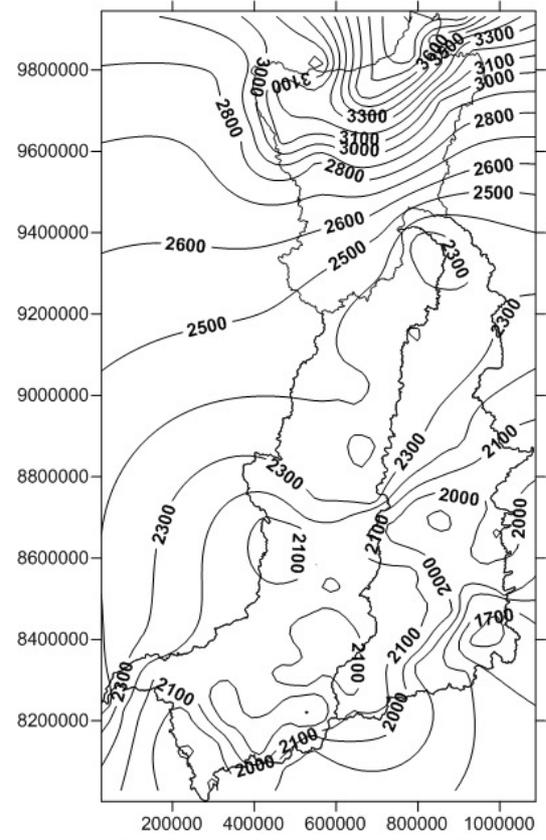
De acordo com a Figura 34a, é possível inferir que a região do Sudeste da sub-bacia TOA é onde se encontram as menores médias pluviométricas anuais (valores abaixo de 1.400 mm), especificamente nos municípios de Flores de Goiás, São Domingos e Formosa. Ao contrário, no norte da sub-bacia TOA, nos municípios de Santa Izabel e Castanhã é onde se encontram as maiores médias pluviométricas anuais (acima de 2.700 mm). Visualmente nota-se que a precipitação é crescente para o norte da RHTA. Tal fato induz a indicação de tendência amostral e de não estacionaridade das precipitações anuais.

A análise do máximo precipitado (Figura 34b) permite compreender em quais municípios ocorrem episódios pluviais com maior intensidade. Pode-se observar que os maiores precipitações se concentram na sub-bacia TOB (acima de 2.500 mm), especialmente no litoral do Estado do Pará onde as precipitações podem atingir valores acima de 3.600 mm.

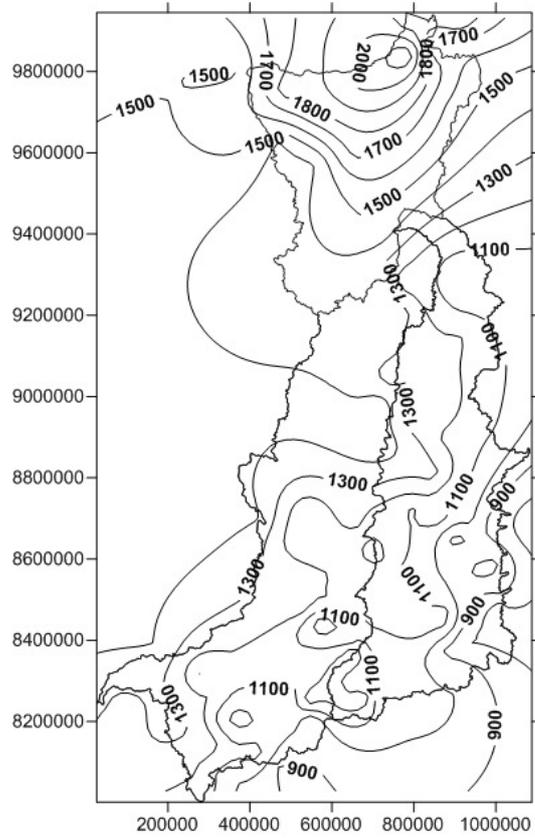
Análise dos menores volumes precipitados (Figura 34c) permite inferir que os maiores mínimos (superiores a 1.500 mm) localizam-se ao norte na sub-bacia TOB e os menores índices (inferiores a 900 mm) estão presentes no sudeste da sub-bacia TOA.



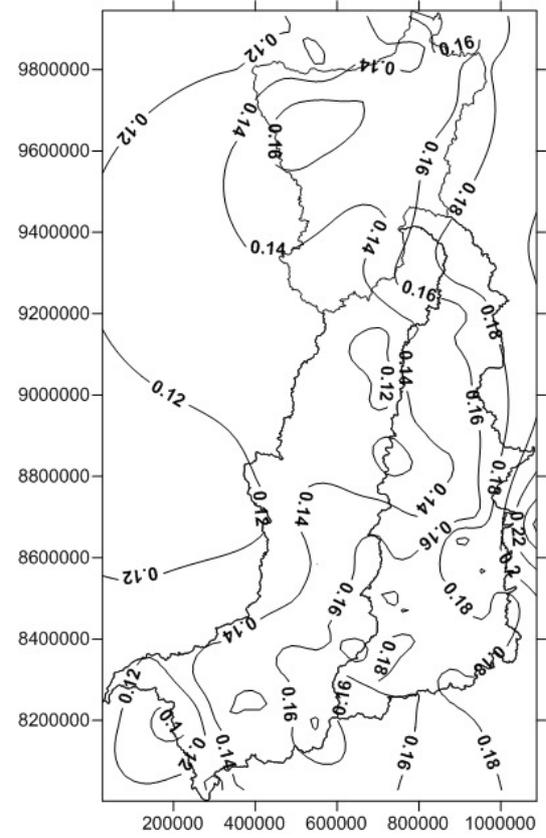
a) Precipitação média anual (mm)



b) Precipitação máxima anual (mm)



c) Precipitação mínima anual (mm)



d) Coeficiente de variação

Figura 34 – Estatística descritiva temporal da precipitação, (a) média, (b) máximo, (c) mínimo, (d) coeficiente de variação (continua)

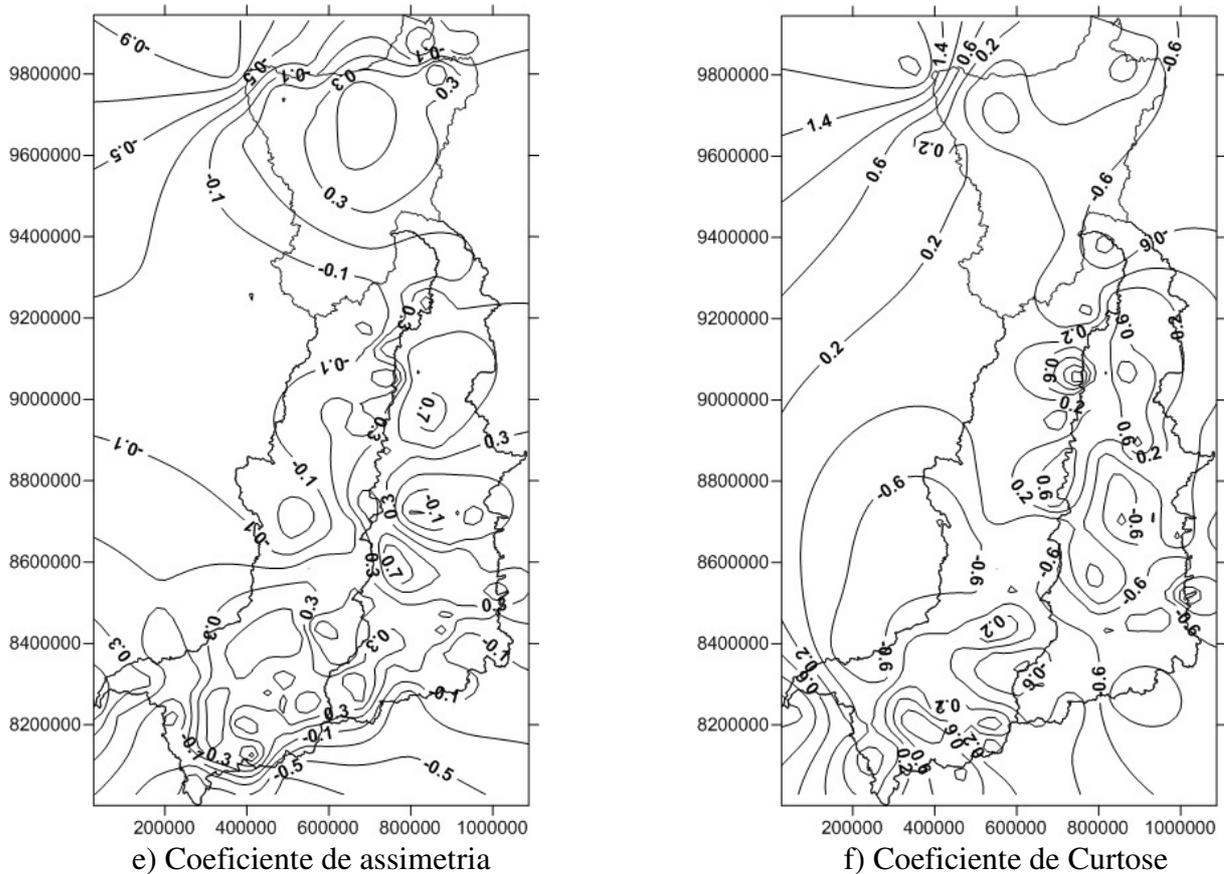


Figura 34 – Estatística descritiva temporal da precipitação: (e) coeficiente de assimetria, (f) coeficiente de curtose. (conclusão)

Por meio da Figura 34d é possível inferir que a precipitação apresenta uma variabilidade temporal de 14% à 22%. Sendo a menor variabilidade localizada na porção oeste, especialmente no Bioma Amazônico e a maior variabilidade na porção leste, especialmente no bioma do cerrado.

Comparativamente, Francisco *et al.*, (2011) analisaram o comportamento da precipitação no bioma do cerrado de domínio do Estado do Tocantins no período de 1977 a 2006. E confirmam que no período chuvoso as menores intensidades estão presentes a nordeste e sudeste do Estado e para as demais regiões os maiores valores acima de 350 mm mensais.

A Figura 34e demonstra coeficientes de assimetria variando de -0,9 a 0,7 e a Figura 34f com coeficientes de curtose de -0,6 a 2. Estes valores sugerem uma distribuição estatística não normal para a precipitação anual dos dados, ou seja, de não estacionaridade.

As estatísticas descritivas para análise da homogeneidade dos dados estão apresentados no Apêndice 1. A seguir é apresentado exemplo para o ano de 1977 (Figura 35).

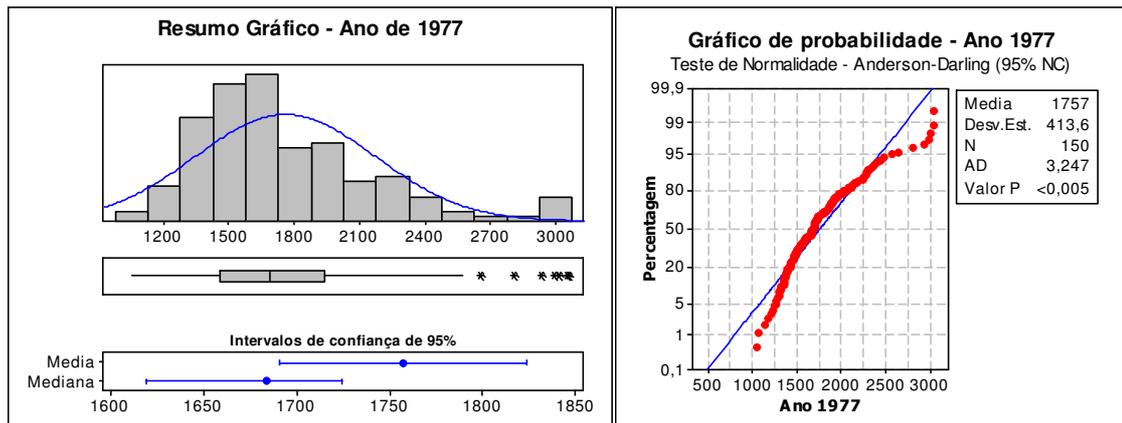


Figura 35 – Análise descritiva amostral e teste de normalidade para ano de 1977

O histograma de frequência e o gráfico boxplot apresentaram valores referentes à média e mediana diferentes para todos os anos. Os que mais se aproximaram com uma diferença de 50 mm entre as duas medidas foram os anos de 1981, 1983, 1991, 1992, 1997.

Todas as distribuições obtiveram deslocamento do centro da distribuição, indicando uma assimetria positiva, com exceção do ano de 1981 com assimetria negativa.

Quanto à curtose nenhuma distribuição apresentou-se nem achatada e nem alongada, ou seja, normal (mesocúrtica). Apenas os anos de 1979, 1981 e 1983 apresentaram uma distribuição alongada (leptocúrtica) e os demais uma curva de frequência achatada (platicúrtica) em relação à curva normal de referência.

As estatísticas de assimetria e curtose apontam para um deslocamento da hipótese de normalidade. Estas suspeitas são confirmadas pelo gráfico de probabilidade e teste de aderência de Anderson-Darling (Apêndice 1) onde os valores de p-valor foram abaixo de 5% para todos os anos com exceção de 1981, 1983 e 1992.

Os boxplots mostram valores superiores ao limite superior para todos os anos, com exceção para os anos de 1979, 1981 e 1983. Os valores superiores para os demais anos são aqueles acima de 2500 mm. Tal característica também foi identificada nos histogramas na qual dá indícios de um comportamento não homogêneo com medidas discrepantes de relevância.

O comportamento do histograma e teste de normalidade não permitem validar a hipótese de estacionaridade para valores observados de precipitação anual, com exceção para os anos de 1981, 1983 e 1992. Para os demais, anos observa-se tendência nos dados observados. A constatação espacial dessa tendência será investigada graficamente na análise exploratória espacial a seguir.

7.4 ANÁLISE EXPLORATÓRIA ESPACIAL

A análise exploratória espacial para identificação de tendência dos dados de precipitação anual da RHTA são apresentados no Apêndice 2. A seguir é apresentado exemplo para o ano de 1977 (Figura 36).

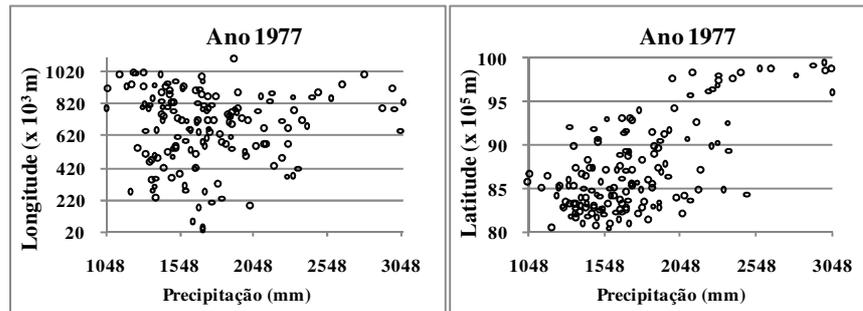


Figura 36 – Análise espacial para ano de 1977

Analisando o comportamento da distribuição na longitude e latitude, constata-se que não há uma boa distribuição dos mesmos. As exceções foram confirmadas conforme a análise descritiva para os anos de 1981, 1983 e 1992. No entanto o ano de 1979, apesar de não indicar boa normalidade amostral, apresentaram um comportamento homogêneo característico de um fenômeno estacionário.

Além disso, notam-se pelos gráficos os valores discrepantes identificados no boxplot quanto a sua localização a continuidade espacial tendenciosa na faixa de 1500 mm para as regiões do TOA e ARA, bem como mudança de continuidade amostral na sub-bacia TOB. Tal fato deve-se a 2 fatores:

- As estações pluviométricas localizadas no TOB se encontram com baixa densidade, em comparação com as demais sub-bacias (Figura 31); e
- Valores amostrais discrepantes na sub-bacia TOB acima de 2500 mm pela característica pluviométrica desta sub-bacia.

Tais fatores explicam a presença de valores discrepantes nos boxplots que apesar de possuírem poucos dados amostrais podem sofrer a tendenciosidade da grande quantidade de valores amostrais das outras 2 sub-regiões. Ou seja, no caso se não for removida a tendência amostral, a precipitação da sub-bacia do TOB será subestimada pelo interpolador do tipo Krigagem Ordinária.

Logo para evitar referido problema e como pré-requisito do método foram interpolados pela Krigagem Ordinária os anos que não apresentaram tendência, isto é, apresentaram estacionaridade: 1979, 1981, 1983, 1992 e os demais anos interpolados por Krigagem Universal, pois estes apresentam tendência.

7.5 ANÁLISE GEOESTATÍSTICA

Usando-se o programa “Preva2D”, as combinações feitas de pares de pontos para os anos com e sem tendência foram 11.175 (Figura 37). Apesar da quantidade diferente de anos na formação do banco de dados (com tendência ou não), a formação de pares de pontos depende exclusivamente do número de dados que são as 150 estações pluviométricas que formam a rede específica.

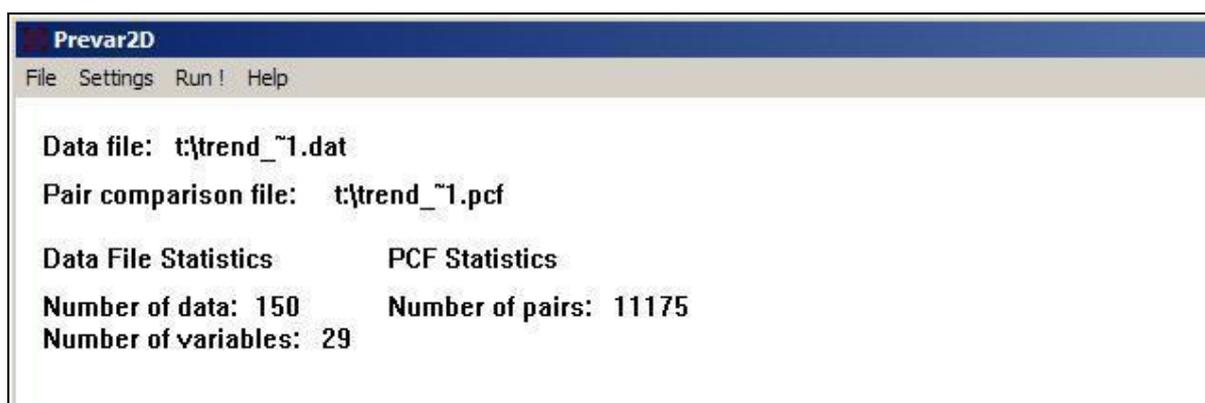


Figura 37 – Quantidade de pares de pontos a serem analisados pelo variograma

7.5.1 Semivariograma Experimental

Usando-se o utilitário “Vario2D com PCF” pode ser analisado o comportamento da variável por meio de um gráfico de distância entre os pontos e pelo valor da média da semivariância dos pares de pontos. No exemplo abaixo (Figura 38) para o ano de 1977 tem-se o variograma experimental com direção e ângulo de tolerância de 45° e valor da média da semivariância de 56.000.

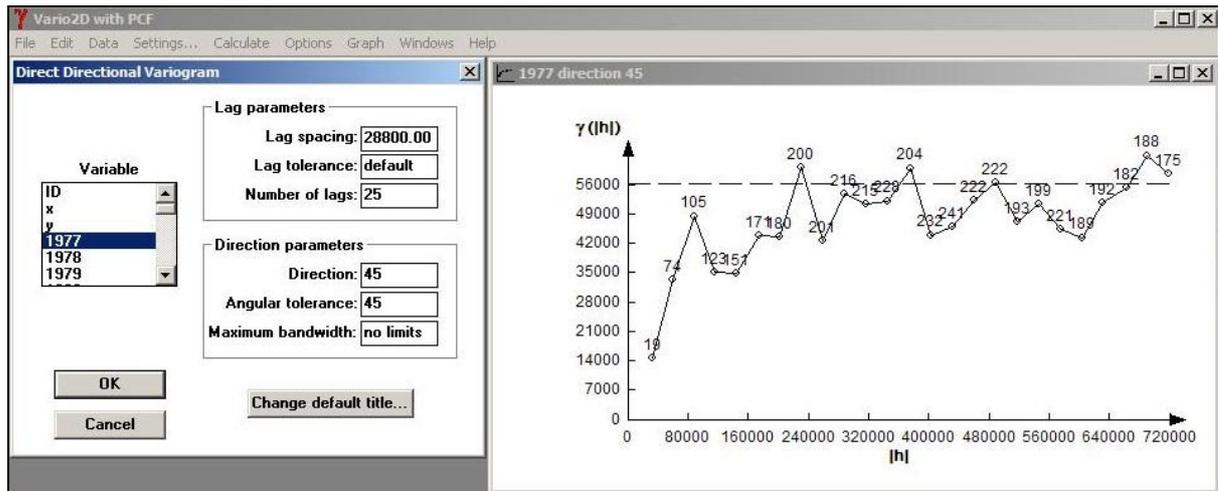


Figura 38 – Parâmetros do variograma direcional para o Ano de 1977

No mesmo utilitário foram obtidas as duas melhores direções na qual a escolhida foi determinada conforme exemplo da Figura 39 para o ano de 1977 e demais períodos demonstrados na Tabela 4.

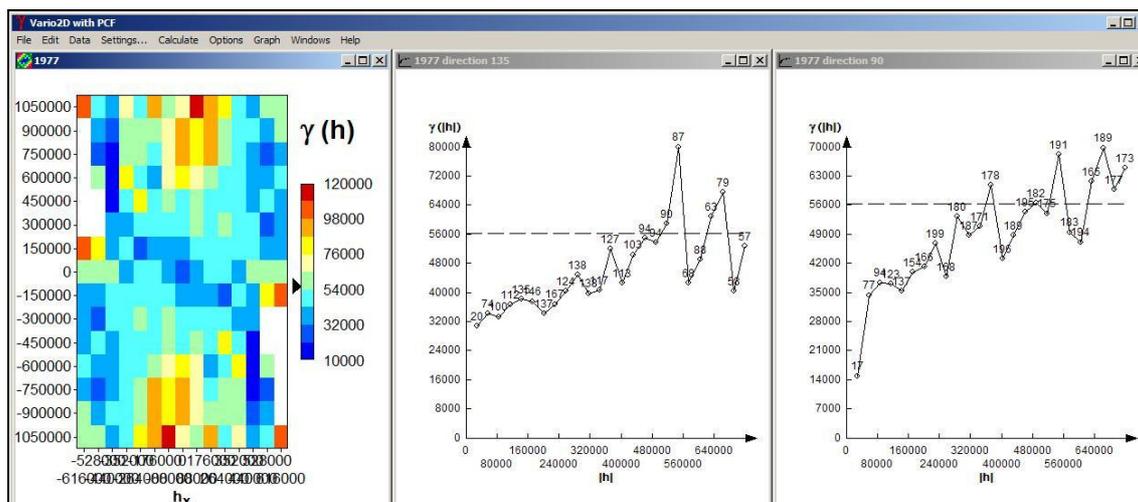


Figura 39 – Variograma para as direções de 135° e 90° do Ano de 1977

Pelos mapas variográficos verificou-se a anisotropia dos dados em todos os anos, na qual a direção mais evidente é 45° (NE-SW) e em seguida 90° (N-S) conforme demonstrado na Tabela 4.

Tabela 4 – Parâmetros do Variograma para escolha da melhor direção

Ano	Tend.	Dir.	C + C ₀ (mm ²)	A (m)	C ₀ (mm ²)	Ano	Tend.	Dir.	C + C ₀ (mm ²)	A (m)	C ₀ (mm ²)
1977	Sim	90°	80830	168912	35280	1992	Não	45	103400	244776	46200
		135°	74177	145080	43680			90	89100	230400	45100
1978	Sim	45°	91000	720000	46410	1993	Sim	45	71760	143976	12880
		90°	91000	547752	48230			90	81880	223128	18400
1979	Não	45	103595	215979	50400	1994	Sim	45	98400	216000	22000
		90	140000	424800	56000			90	112800	288000	25400
1980	Sim	0	124800	417600	52000	1995	Sim	45	110500	124400	33800
		45	130000	518376	41600			90	106600	115200	61100
1981	Não	0	61000	237600	28060	1996	Sim	45	78100	201600	19800
		45	61000	151200	38430			90	77000	230400	23100
1982	Sim	45	111202	407064	28600	1997	Sim	45	59760	59040	45400
		90	119600	482376	28000			90	64800	107976	54360
1983	Não	90	99000	425352	35530	1998	Sim	45	66880	179976	15840
		135	75391	236496	36630			90	82720	424800	33440
1984	Sim	45	79121	431952	15810	1999	Sim	45	60040	180000	24320
		135	88994	357240	31620			90	68400	208800	30400
1985	Sim	90	103484	154512	51700	2000	Sim	45	85800	108000	50600
		135	110000	172224	66000			90	86896	165576	51700
1986	Sim	45	74520	316776	10120	2001	Sim	45	73920	252000	18240
		90	92000	374400	22080			90	73920	280800	24000
1987	Sim	0	87117	132360	50600	2002	Sim	45	75200	232200	22200
		45	92000	223200	40480			90	72000	187200	19400
1988	Sim	0	110595	136776	56000	2003	Sim	45	130000	237600	19500
		45	103600	115176	53200			90	119600	237600	27300
1989	Sim	45	102700	180000	36400	2004	Sim	45	110000	115200	30800
		90	194328	109200	37000			90	73632	91300	62700
1990	Sim	45	62577	115200	20400	2005	Sim	0	60970	165600	30150
		90	61877	208800	19720			45	60970	165600	32830
1991	Sim	45	51000	187200	21600	2006	Sim	45	76000	216000	29640
		90	60000	324000	20400			90	70680	180000	20520

7.5.1.1 Ajuste e validação do modelo de semivariograma

O ajuste do variograma experimental a um variograma teórico realizado no utilitário Model teve como critério o ajuste automático pelo software Variowin 2.21 por meio de algoritmo da equação 23. O ajuste para o ano de 1977 para a direção 90° e ângulo de abertura 45° é apresentado na Figura 40 e os resultados para os demais anos na Tabela 5.

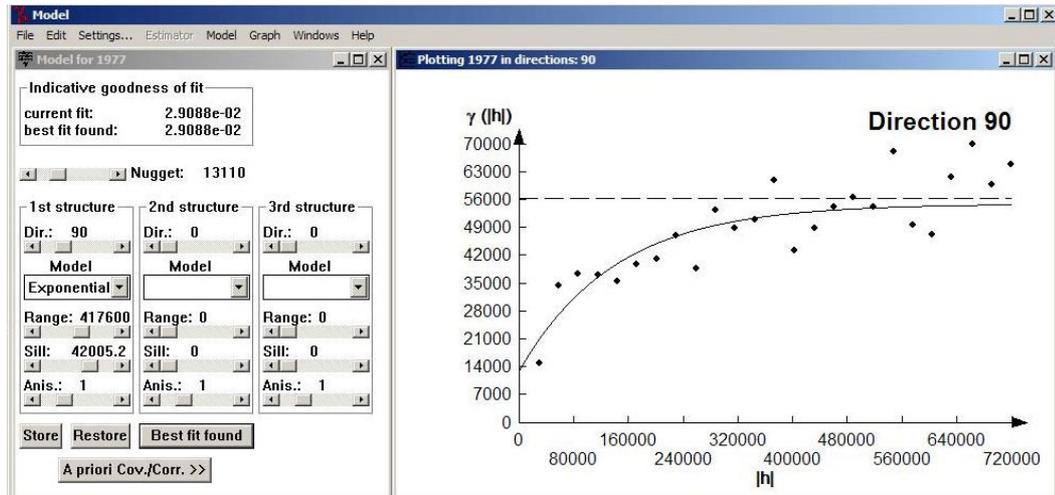


Figura 40 – Utilitário Model para ajuste automático do variograma teórico do ano de 1977

Tabela 5 – Parâmetros do semivariograma teórico para interpolação

Ano	Tendência	Modelo	Dir.	Parâmetros				IGF (Best fit)
				Efeito pepita (C_0) (mm^2)	Variância espacial (C) (mm^2)	Sill ($C + C_0$) (mm^2)	Range (A) (m)	
1977	Sim	Exponencial	90°	13810	28195	42005	417600	$2,91 \times 10^{-2}$
1978	Sim	Gaussiano	45°	36120	4033	40153	720000	$2,34 \times 10^{-2}$
1979	Não	Esférico	45°	12700	57300	70000	350800	$1,45 \times 10^{-2}$
1980	Sim	Esférico	90°	0	91710	91710	400400	$1,5 \times 10^{-2}$
1981	Não	Exponencial	0°	22800	22860	45660	266900	$3,68 \times 10^{-2}$
1982	Sim	Esférico	90°	14300	80600	94900	381576	$2,91 \times 10^{-2}$
1983	Não	Exponencial	90°	12750	63150	75900	618500	$9,04 \times 10^{-3}$
1984	Sim	Esférico	45°	7100	116600	123700	681900	$7,13 \times 10^{-3}$
1985	Sim	Esférico	90°	7000	54610	61610	326700	$2,09 \times 10^{-2}$
1986	Sim	Esférico	45°	13000	54760	67760	403200	$2,05 \times 10^{-2}$
1987	Sim	Esférico	45°	5810	43980	49790	497600	$1,94 \times 10^{-2}$
1988	Sim	Esférico	45°	25000	52800	77800	674600	$1,08 \times 10^{-2}$
1989	Sim	Esférico	45°	14000	48980	62980	90450	$2,07 \times 10^{-2}$
1990	Sim	Esférico	90°	2800	18200	21000	200000	$6,16 \times 10^{-2}$
1991	Sim	Esférico	90°	15378	32952	48330	375600	$2,38 \times 10^{-2}$
1992	Não	Esférico	90°	10920	40180	51100	95690	$1,63 \times 10^{-2}$
1993	Sim	Exponencial	45°	6000	74200	80200	269300	$1,57 \times 10^{-2}$
1994	Sim	Exponencial	45°	7700	96000	103700	258500	$1,93 \times 10^{-2}$
1995	Sim	Exponencial	90°	11920	35800	47720	57560	$1,98 \times 10^{-2}$
1996	Sim	Exponencial	45°	15900	44700	60600	189900	$2,79 \times 10^{-2}$
1997	Sim	Esférico	45°	6000	32270	38270	456500	$1,47 \times 10^{-2}$
1998	Sim	Exponencial	45°	3000	706900	709900	496800	$1,34 \times 10^{-2}$
1999	Sim	Esférico	45°	5996	24074	30070	168200	$1,72 \times 10^{-2}$
2000	Sim	Gaussiano	45°	28410	4700	33110	139000	$1,60 \times 10^{-2}$
2001	Sim	Exponencial	45°	10000	67580	77580	271200	$2,05 \times 10^{-2}$
2002	Sim	Exponencial	90°	22320	4960	27280	554400	$1,85 \times 10^{-2}$
2003	Sim	Exponencial	45°	17000	94800	111800	154100	$4,49 \times 10^{-2}$
2004	Sim	Exponencial	45°	9000	51940	60940	168700	$5,43 \times 10^{-2}$
2005	Sim	Exponencial	45°	891	25809	26700	110000	$1,10 \times 10^{-2}$
2006	Sim	Exponencial	90°	17	29943	29960	63220	$4,44 \times 10^{-2}$

O processo de validação automática de Panatier (1996) garante que o modelo teórico reproduz o comportamento da variável regionalizada (precipitação anual), em termos de variabilidade espacial inferido por meio do variograma experimental para posterior interpolação.

7.6 INTERPOLAÇÃO POR KRIGAGEM

O variograma teórico selecionado identifica a estrutura de correlação da precipitação anual e compõe o modelo de variabilidade espacial dos parâmetros. Estes por sua vez foram importados (Tabela 5) para o software Surfer 8.0, o qual para cada ano de precipitação foi considerado o modelo ajustado para o semivariograma, e em seguida interpolados pela Krigagem. Atendendo o requisito de estacionaridade, os anos com tendência foram interpolados pela Krigagem Universal e sem tendência pela Krigagem Ordinária.

A representação gráfica das matrizes (*grids*) geradas pela interpolação de Krigagem Ordinária e Universal foi realizada na forma de mapas de contorno ou isovalores de precipitação anual conforme demonstradas na Figura 41.

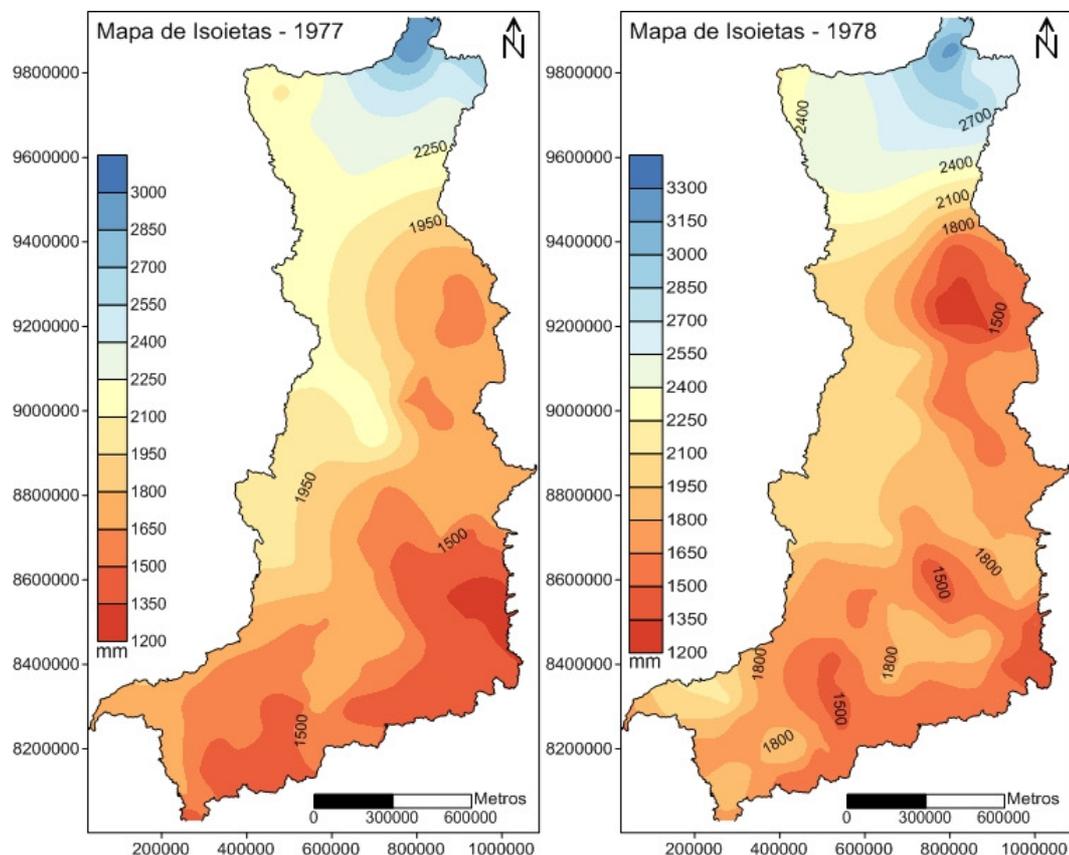


Figura 41 – Mapas de Isoietas de precipitação anual (continua)

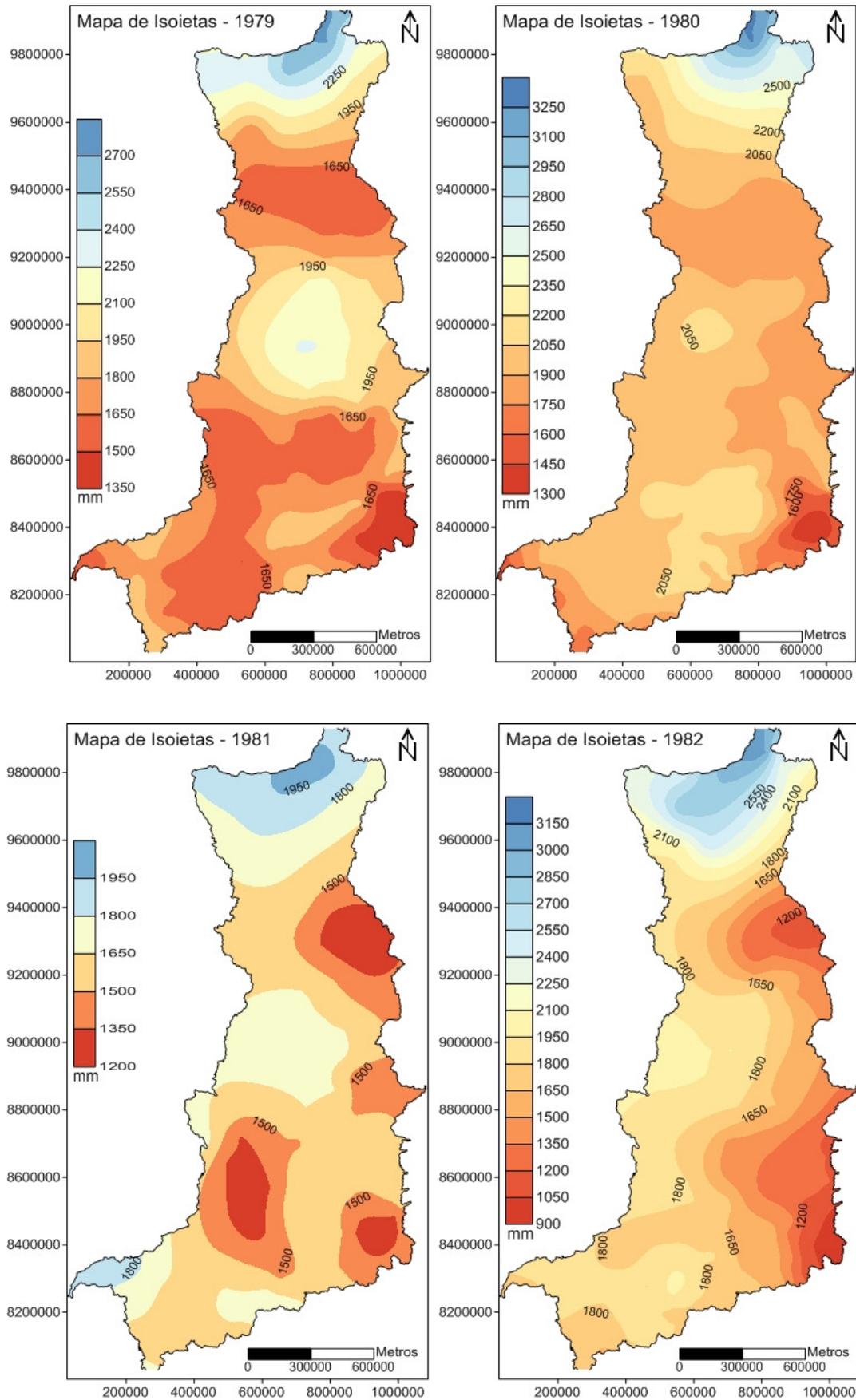


Figura 41 – Mapas de Isoietas de precipitação anual (continua)

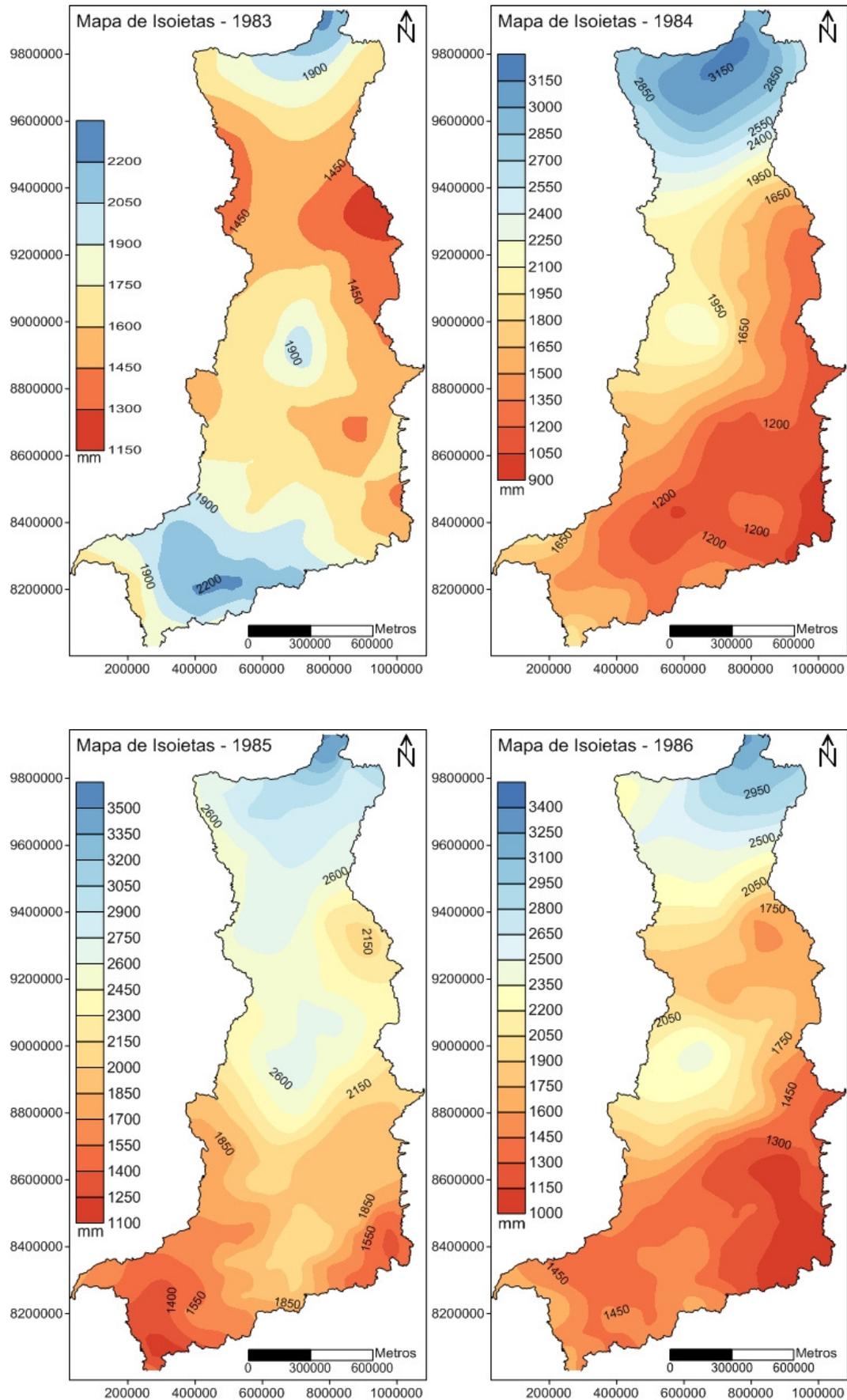


Figura 41 – Mapas de Isoietas de precipitação anual (continua)

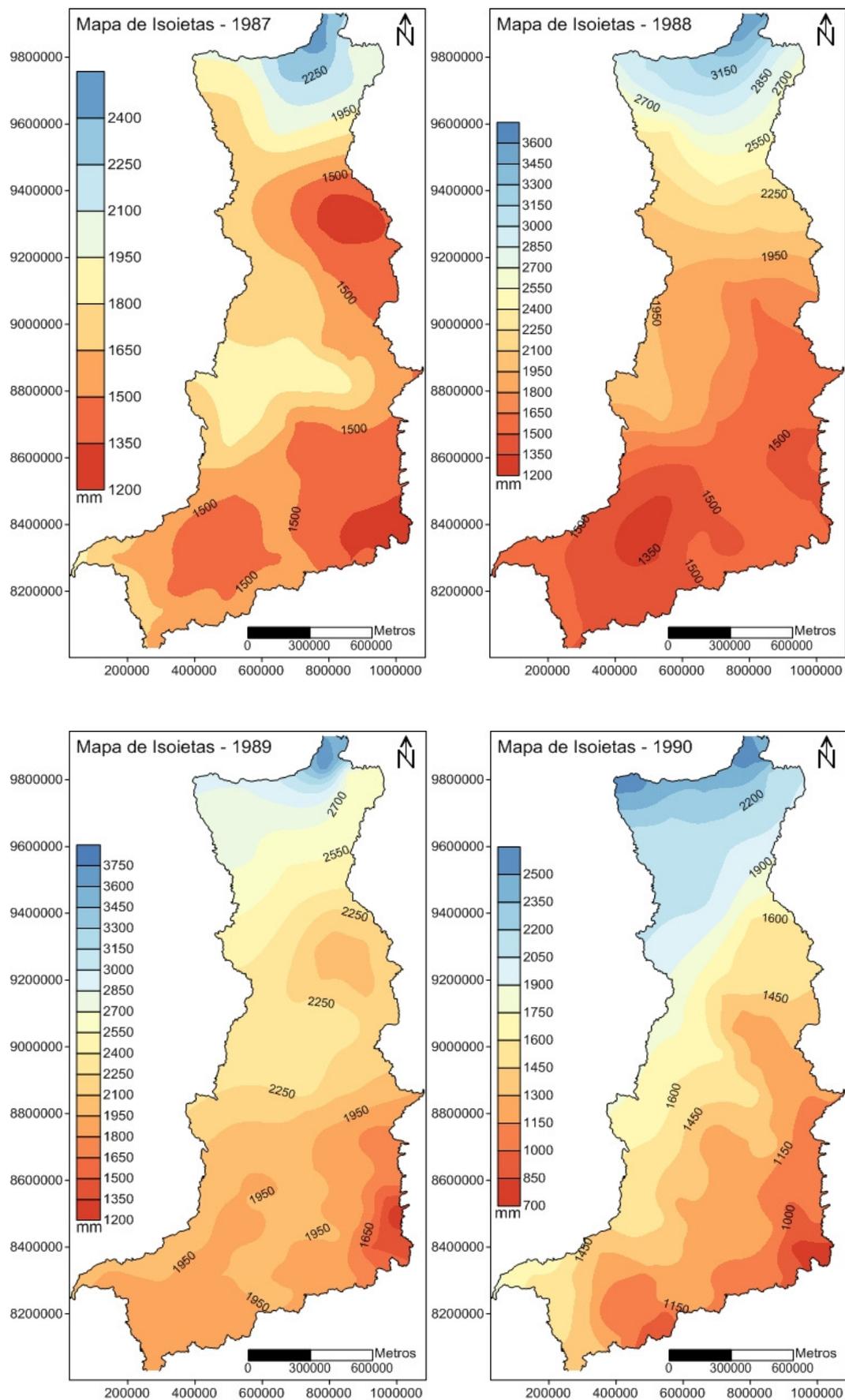


Figura 41 – Mapas de Isoietas de precipitação anual (continua)

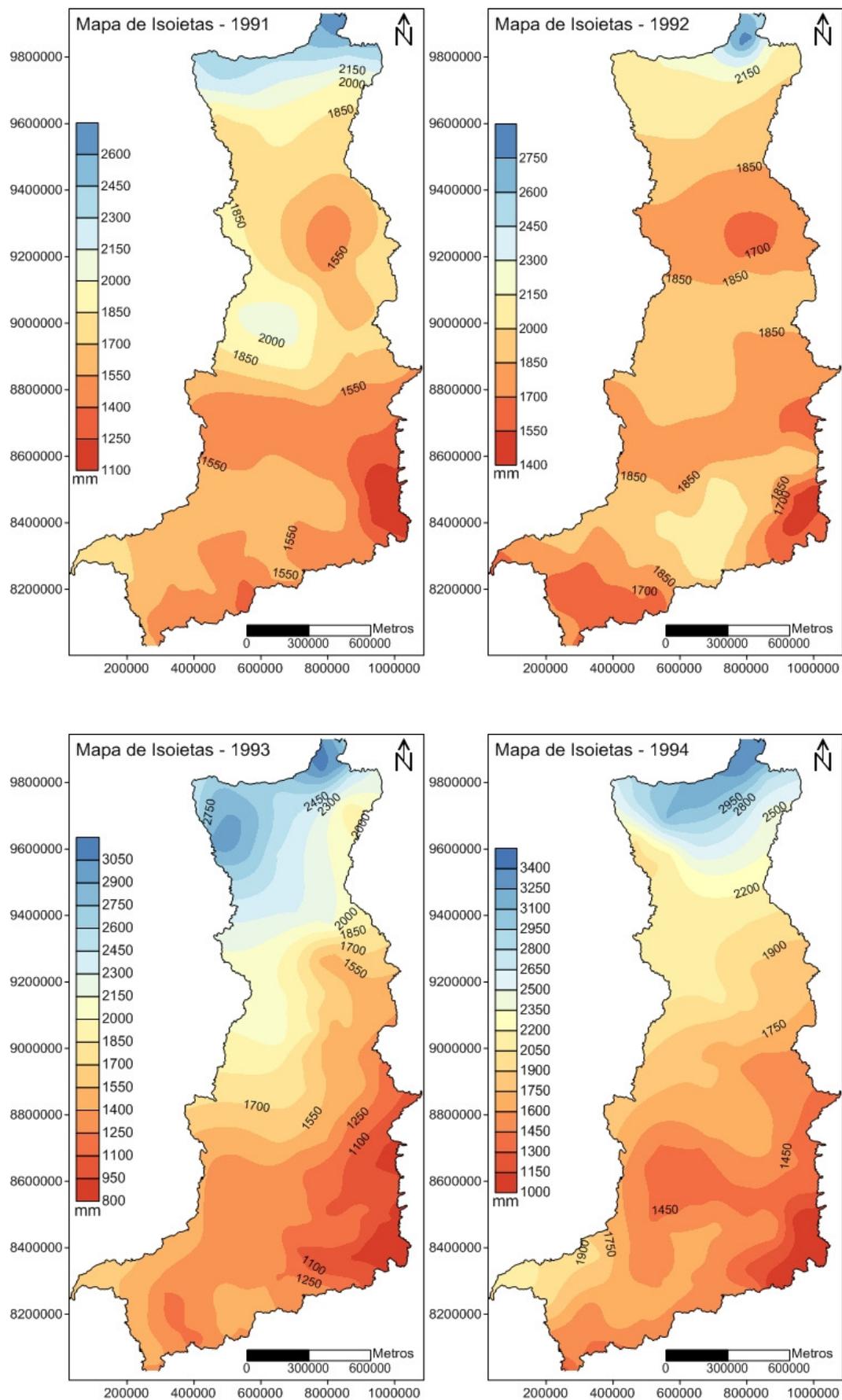


Figura 41 – Mapas de Isoietas de precipitação anual (continua)

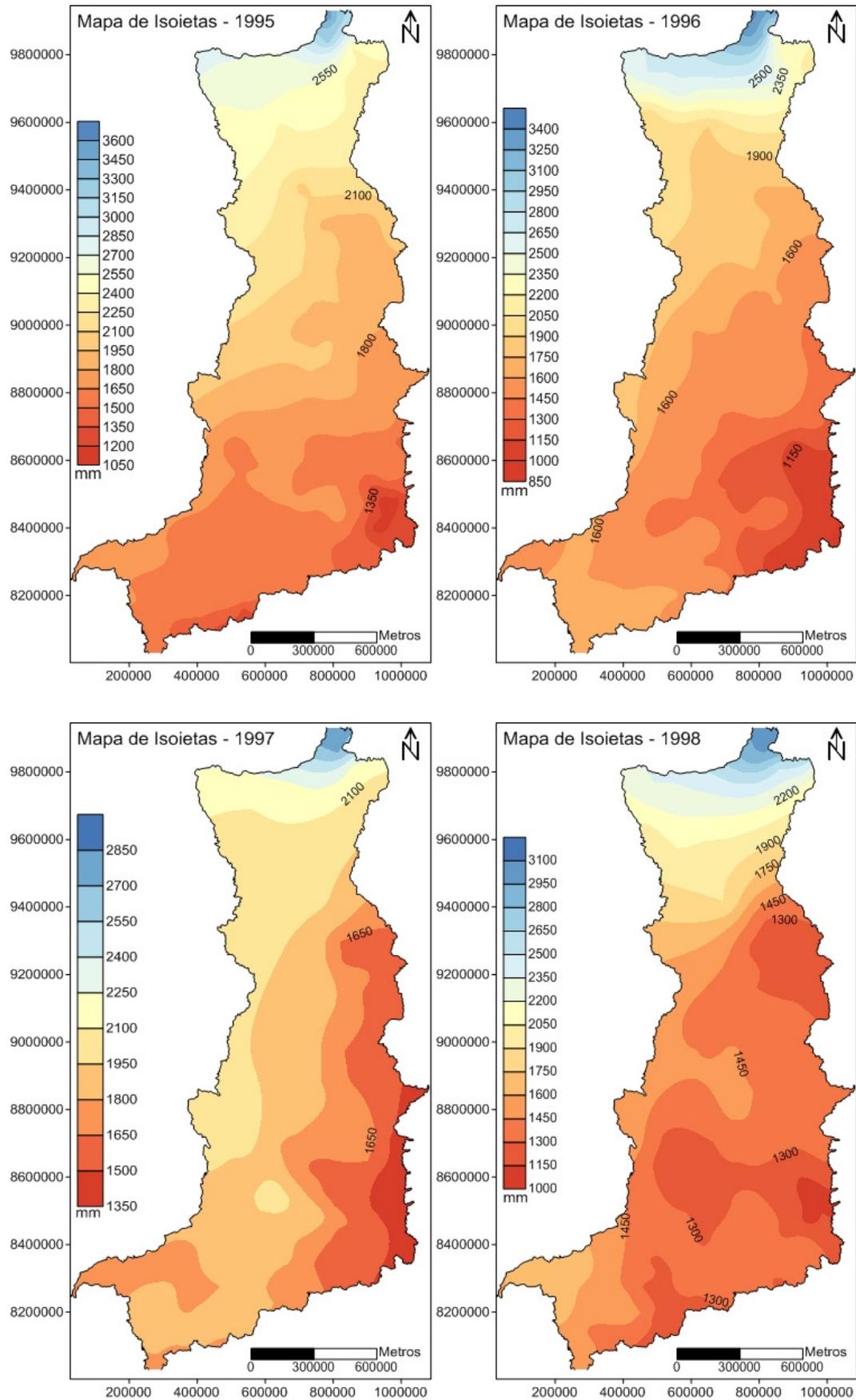


Figura 41 – Mapas de Isoietas de precipitação anual (continua)

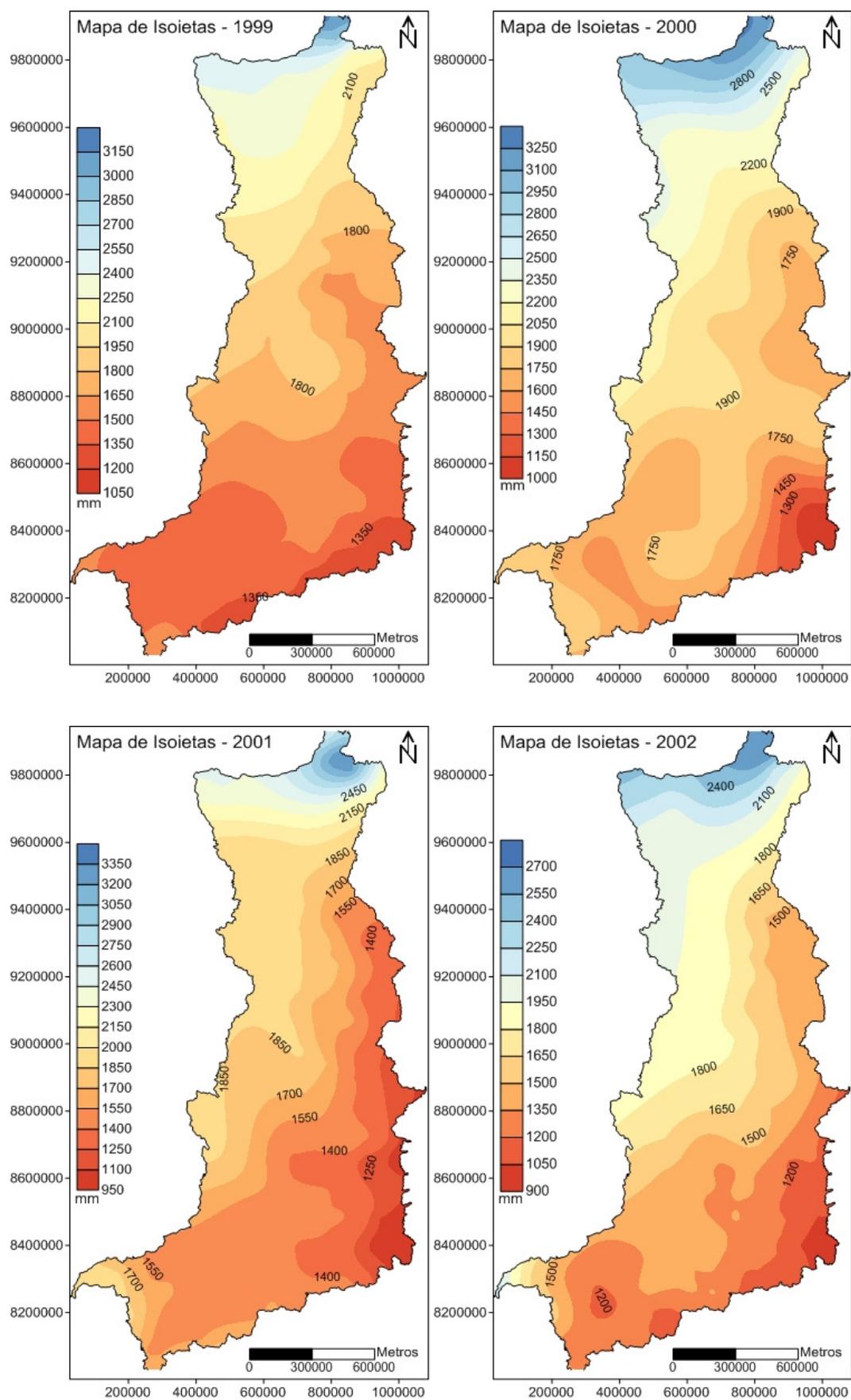


Figura 41 – Mapas de Isoietas de precipitação anual (continua)

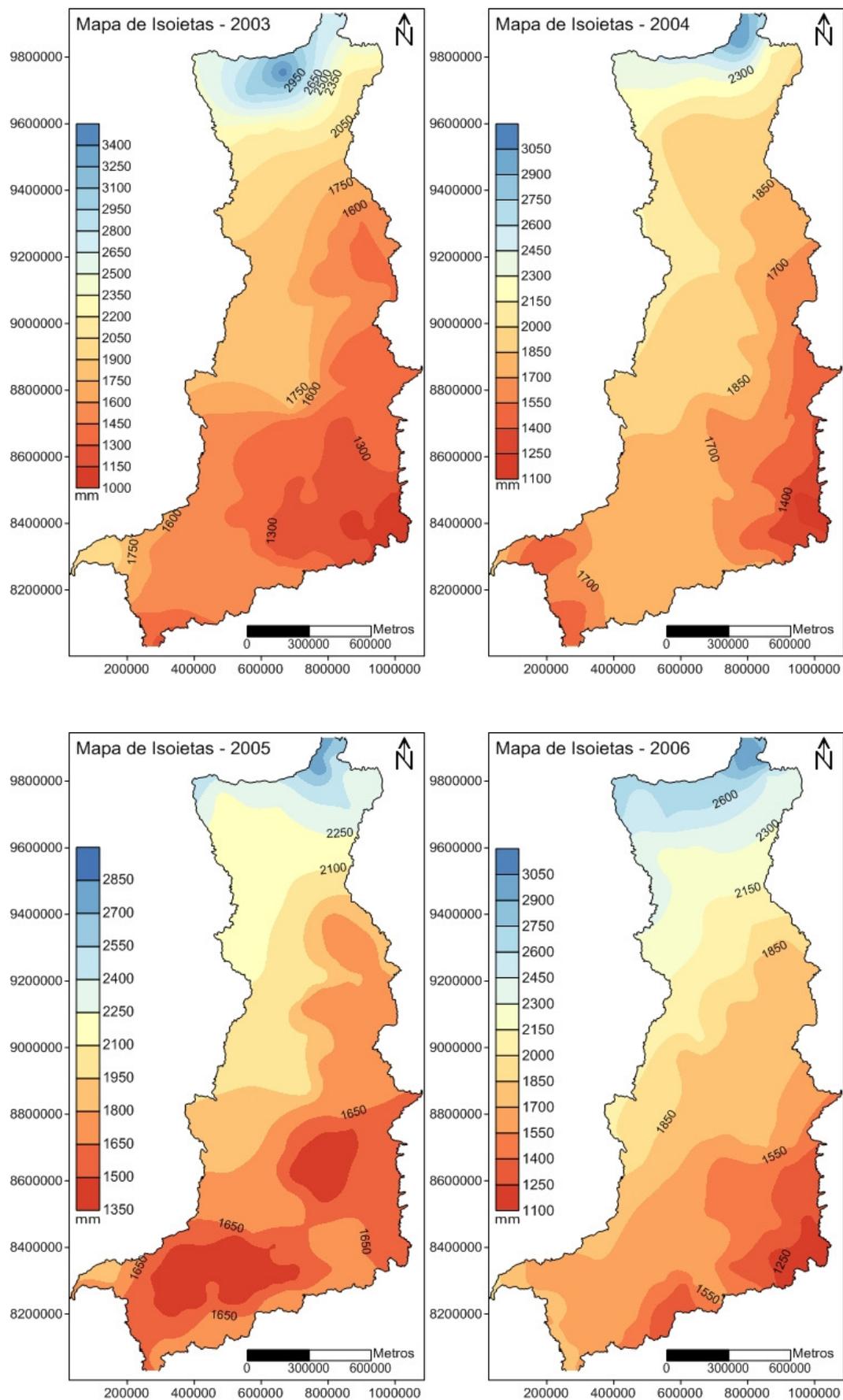


Figura 41 – Mapas de Isoietas de precipitação anual (conclusão)

7.8 DINÂMICA ESPAÇO-TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO

Pode-se observar que a variação das altitudes na RHTA é bem marcada, com valores superiores a 1.200 e 900 metros no sul da sub-bacia TOA e ARA respectivamente (Figura 42). Estes valores decrescem em direção ao norte da bacia até valores abaixo de 100 metros no TOB. Dessa forma, de montante a jusante na RHTA observa-se um declive acentuado, o que possibilitou o aproveitamento de seu recurso hídrico para geração de energia elétrica como hidrelétrica de Tucuruí (PA), Lajeado (TO), Estreito (MA) e inúmeras Pequenas Centrais Hidrelétricas (PCHs) no sul da sub-bacia TOA conforme Eletrobrás (2006).

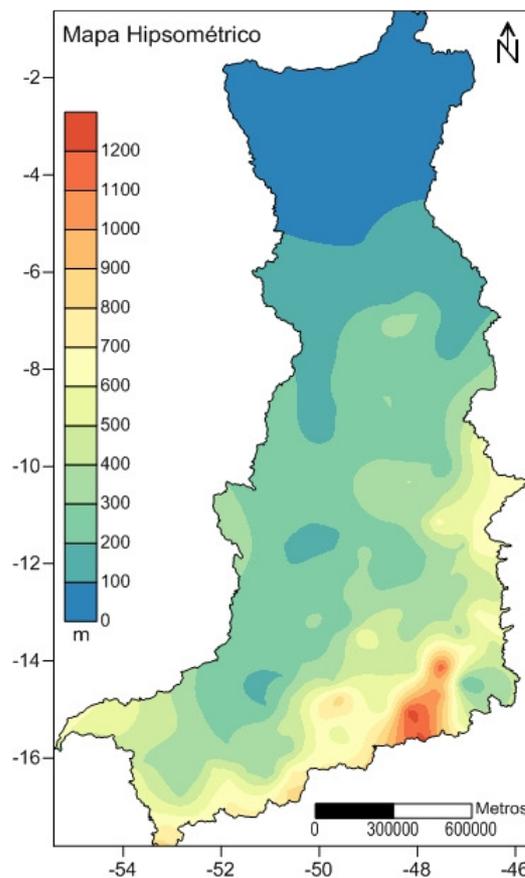


Figura 42 – Mapa Hipsométrico das estações pluviométricas

No entanto, conforme os mapas de isoietas (Figura 41) a precipitação ocorre de modo inverso a altitude e está ligada a circulação geral da atmosfera e principalmente aos fenômenos meteorológicos. Estes por sua vez atuam na distribuição espacial das chuvas na RHTA em eventos de anomalia do Atlântico (Dipolo) e Pacífico (ENOS) conforme Figura 43.

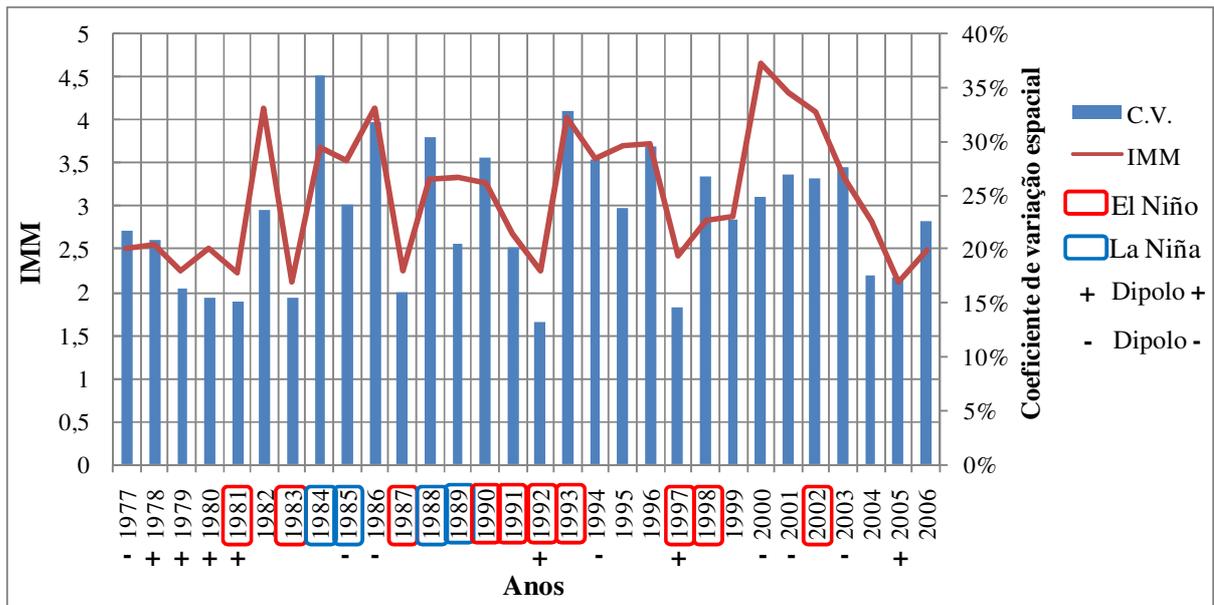


Figura 43 – Índice de Irregularidade Meteorológica e Coeficiente de variação espacial da RHTA

De maneira geral, observa-se pelos mapas de isoietas (Figura 41) que em anos de anomalia meteorológica ocorre uma diminuição da amplitude da precipitação anual como indicado nos anos de 1979, 1980, 1981, 1983, 1987, 1992, 1997. Tal fato é observado com o coeficiente de variabilidade espacial menor que 15% e índice de irregularidade meteorológica com valores abaixo de 2,5 (Figura 43), bem como para o ano de 2005 marcado por anomalia das águas aquecidas no Atlântico Norte. Mas também com elevada variabilidade espacial e irregularidade meteorológica como nos anos de 1984, 1986 e 1993. Ou seja, o comportamento espacial da precipitação na área de estudo é bastante heterogêneo, irregular e suas oscilações estão associados à dinâmica das anomalias climáticas.

Silva et. al. (2010) corroboram a irregularidade pelo estudo na qual analisaram o comportamento da precipitação no município de Palmas-TO nas últimas 3 décadas e identificaram que vem ocorrendo uma acentuada diminuição da precipitação com uma grande irregularidade da precipitação caracterizadas por eventos extremos.

Logo, nota-se visualmente pelo mapa de isoietas e pelo menor coeficiente de variação espacial que as anomalia meteorológicas atuam de maneira diferenciada na RHTA, ou seja, em anos de El Niño por exemplo, no TOB, ocorre uma diminuição da precipitação e ao sul do TOA e ARA, ocorre um aumento da precipitação, o que resulta naquele ano de estudo diminuição da sua amplitude pluviométrica.

Na Figura 44, na sub-bacia TOB, a variação temporal do volume precipitado de acordo com a ação das anomalias meteorológicas é de 9%, com volume precipitado de quase

510 Km³. Os anos de 1987 e 1991 foram anos de El Niño moderado e intenso, respectivamente. No entanto os anos de 1981 e 1983 ocorreram eventos mais intensos aliados naquele ano ao dipolo negativo do Atlântico conforme valores negativos da anomalia climática. Os anos de 1984, 1985, 1988 e 1989 apresentaram uma variabilidade interanual bem marcada, com fortes chuvas principalmente no ano de 1985, aliado pelo dipolo negativo que contribuiu para o incremento de chuvas neste período.

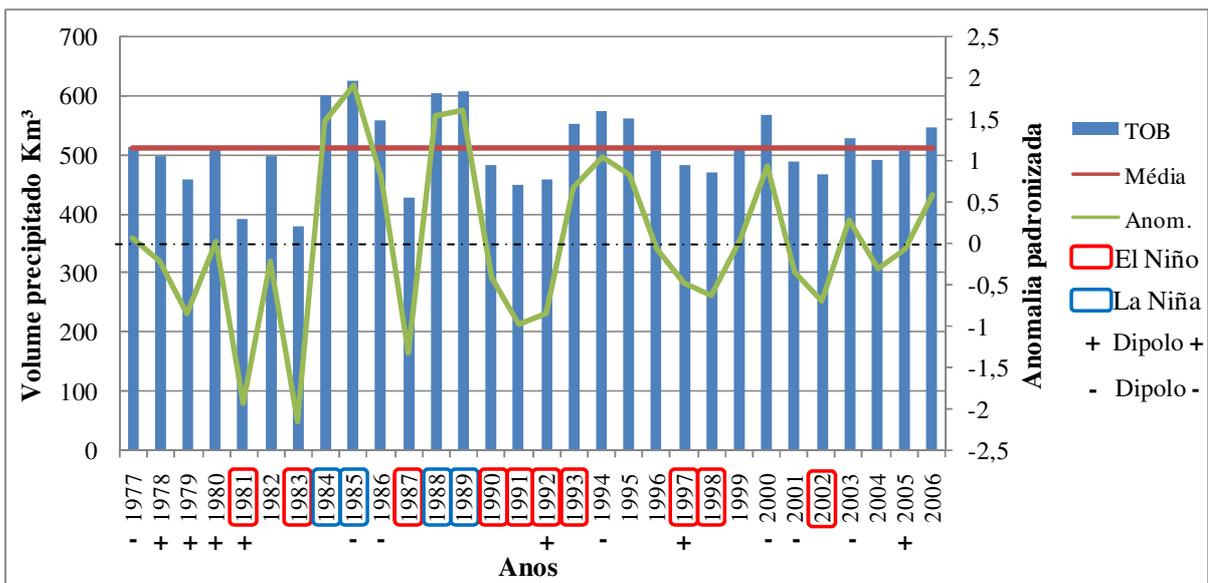


Figura 44 – Volume precipitado na sub-bacia TOB e influência de anomalia dos Oceanos Pacífico (ENOS) e Atlântico (Dipolo) no período de 1977-2006

No caso da Região Amazônica que correspondem ao norte, noroeste e sudoeste da RHTA, abrangendo as sub-bacias TOB e ARA, Nobre & Rennó, (1985); Nobre e Oliveira, (1986) destacam que o El Niño provocou um período extremamente seco durante a estação chuvosa na Amazônia Central. A anomalia da precipitação neste período (82/83) apresentou seu menor valor na parte mais próxima do Oceano Atlântico (-20 % em Belém). Kayano e Moura (1986) analisaram a precipitação na América do Sul durante todo o evento do El Niño (junho de 1982 à agosto de 1983), indicando que a Amazônia sofreu uma seca durante todo este período, com total de chuva de aproximadamente 0,5 desvio normalizado menor.

Outros trabalhos também mostraram a influencia do El Niño. Aceituno (1988) mostrou uma tendência da diminuição de chuva na Amazonia do Norte (TOB), durante anos de El-Niño. Marengo (1998) mostrou que em anos de El-Niño muito intenso, como foram os anos de 1925-26, 1976-76 ou 1982-83, a precipitação do verão foi mais baixa que nos anos normais sobre a Amazônia do Norte (TOB), resultado este que também se observa nos níveis de água anormalmente baixos dos Rios Negro e Amazonas.

A sub-bacia TOA (Figura 45) apresentou uma variação temporal de 14% e volume médio precipitado um pouco superior a 473 km³. Nota-se que a ação dos fenômenos meteorológicos não foi tão intensa e até certo período contrária a sub-bacia TOB. Tal característica pode-se confirmar para o ano de 1992 na qual os eventos de El Niño e dipolo positivo do Atlântico ocasionaram anomalia positiva da precipitação, bem como para o ano de 1983. Também apresentou comportamento diferenciado para ano de La Niña apresentando anomalia negativa para o ano de 1984. No entanto acompanhou incremento significativo de precipitação nos anos de 1985 e 1989 iguais ao comportamento do TOB. Já os anos de 1981, 1990 e 1993, os eventos de El Niño, não apresentaram a mesma intensidade da sub-bacia TOB.

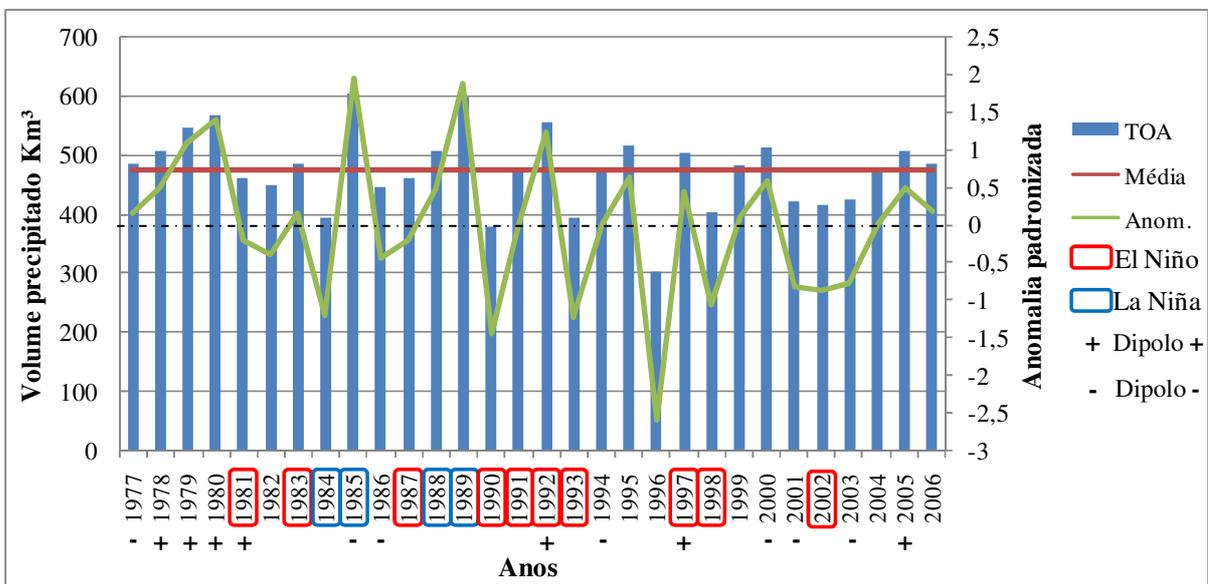


Figura 45 – Volume precipitado na sub-bacia TOA e influência de anomalia dos Oceanos Pacífico (ENOS) e Atlântico (Dipolo) no período de 1977-2006

Pelos resultados da Figura 45 nota-se que a anomalia meteorológica age de modo diferenciado ao longo da sub-bacia. Pode inferir que a ação dos eventos de El Niño provocam o inverso na intensidade da precipitação em direção ao sul da bacia em relação ao TOB. Da mesma forma, ocorre em anos de La Niña como demonstrado pela anomalia negativa no ano de 1984. Já a ação da La Niña está mais associado a sua magnitude e ao dipolo negativo comprovado pelo ano de 1985. Na Figura 46, na sub-bacia ARA, nota-se que o comportamento da precipitação é bem próximo do que ocorre na sub-bacia TOA. Os anos de 1981 e 1983 foram anos de El Niño marcante na sub-bacia TOB, já na sub-bacia ARA se comportou de modo moderado em relação ao TOA e contrário ao TOB, respectivamente. Tal característica pode-se confirmar também para o ano de 1992 na qual o evento El Niño e

dipolo positivo teve anomalia positiva da precipitação. Mas, acompanhou incremento significativo de precipitação nos anos de 1985 e 1989 iguais ao comportamento do TOB. Já os anos de 1981, 1983 e 1997, eventos de El Niño, apresentaram-se com pequena variabilidade, mas para estes dois últimos anos apresentou anomalia positiva.

Fazendo a análise no mapa de isoietas (Figura 41) e os resultados do volume precipitado na sub-bacia ARA com Média de 656 km³, nota-se que a anomalia meteorológica age de modo diferenciado ao longo da sub-bacia (Figura 46). Pode-se inferir que a ação dos eventos de El Niño provocam o inverso na intensidade da precipitação em direção ao sul da bacia em relação ao TOB, mas em comparação ao TOA ocorre de modo moderado. Da mesma forma, ocorre em anos de La Niña, como demonstrado pela anomalia negativa no ano de 1984. Já a ação da La Niña está mais associado a sua magnitude e ao dipolo negativo comprovado pelo ano de 1985 em toda a sub-bacia. Sua ação pode ser comprovada pelo coeficiente de variação temporal próximo de 12%.

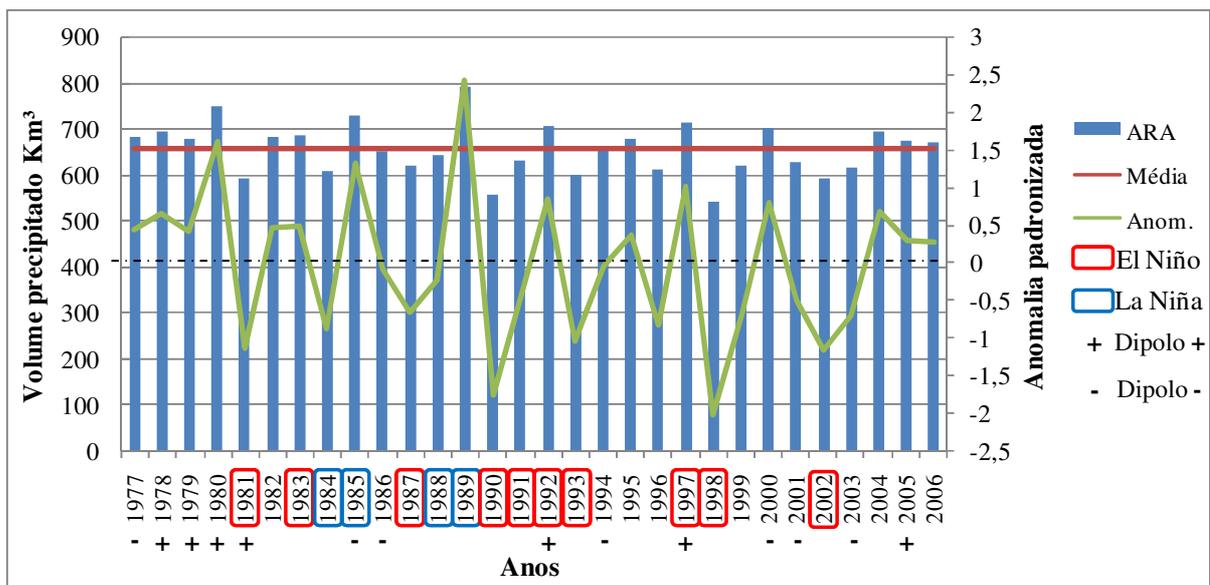


Figura 46 – Volume precipitado na sub-bacia ARA e influência de anomalia dos Oceanos Pacífico (ENOS) e Atlântico (Dipolo) no período de 1977-2006

Ronchail *et al.* (2002) estudaram as anomalias de precipitação dos oceanos Atlântico e Pacífico na Região Amazônica no período de 1977-99 e concluíram que o comportamento dos fenômenos meteorológicos é diferenciado para o nordeste e sudeste da região (precisamente a sub-bacia ARA). A um incremento da precipitação no período de El Niño/Dipolo Positivo no sudeste e decréscimo no nordeste formado pela combinação entre La Niña/Dipolo Negativo.

Costa & Foley (1998) corroboram o comportamento irregular da precipitação em seus estudos, na qual compararam o resultado da variabilidade da precipitação estimada por satélite e por estações pluviométricas na região Amazônica na ocorrência de El Niño no período de 1989 a 1992. Ambos demonstram uma diminuição da precipitação no norte (TOB) e a leste da região amazônica (ARA e TOB) e um aumento discreto da precipitação no sul da região (ARA) no período de El Niño.

Souza *et al.* (2000) também em seus trabalhos encontraram resultados semelhantes. Realizaram estudo sobre a ocorrência simultânea da anomalia da TSM no Oceano Pacífico e Atlântico e concluíram que ação do El Niño e Dipolo Positivo acarretam anomalias negativas de precipitação estendendo-se sobre a Amazônia centro-leste (ARA e porção leste da sub-bacia TOB), contribuindo assim para a distribuição anômala da precipitação.

Já Sousa *et al.* (2006) estudaram o comportamento da precipitação no Estado do Mato Grosso e concluíram que no norte do Estado (sul ARA) no período de 1992 e 1993 da ocorrência de El Niño houve um incremento na precipitação registrada.

Na Figura 47, na RHTA, nota-se que o comportamento da precipitação é bem próximo ao que ocorre na sub-bacia TOB e representa uma média do que ocorrem nas sub-bacias. Apresenta média de volume precipitado um pouco superior a 1.639 Km³ e coeficiente de variação temporal de 10%. Estes valores indicam que a RHTA é detentora de um grande volume precipitado que impulsiona atividades como: abastecimento de água, irrigação, agricultura, dessedentação de animais, potencial hidroelétrico e tantas outras.

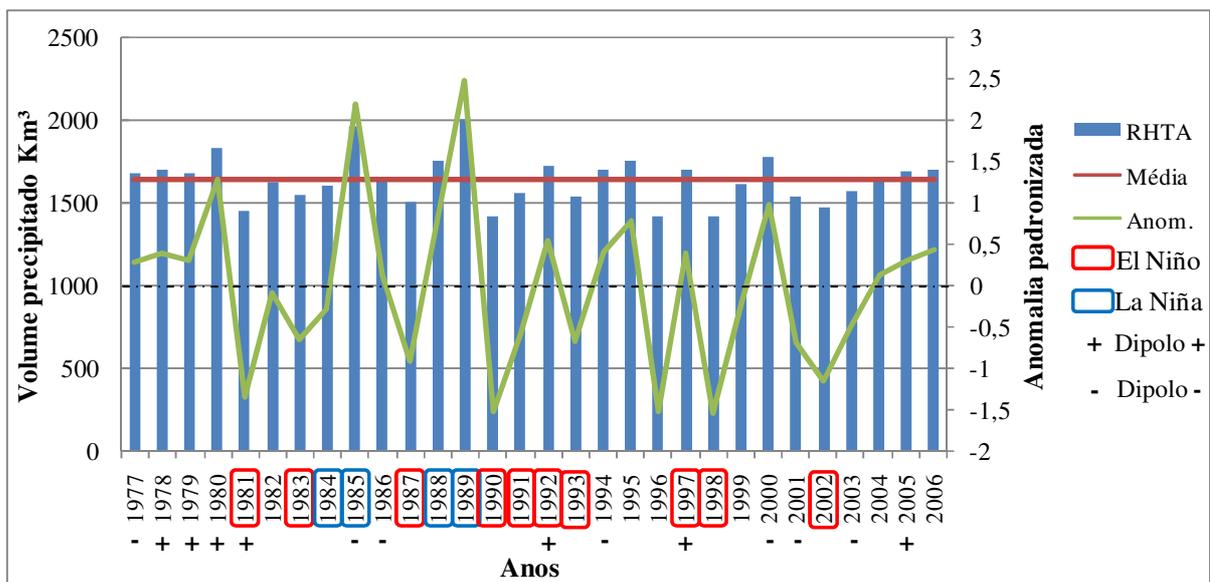


Figura 47 – Volume precipitado na RHTA e influência de anomalia dos Oceanos Pacífico (ENOS) e Atlântico (Dipolo) no período de 1977-2006

No entanto todas essas atividades sofrem influências pela diminuição ou aumento da precipitação em função das anomalias meteorológicas, como pode ser observado comparando-se em termos percentuais a variação interanual (Figura 48).

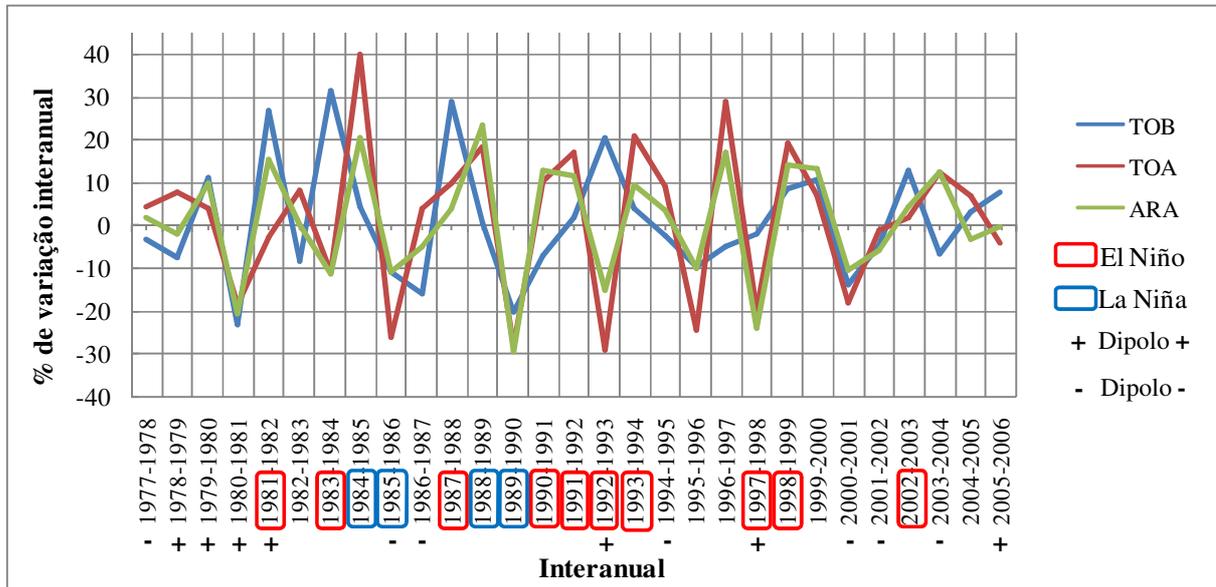


Figura 48 – Percentual de Variação do Volume precipitado por sub-bacia na RHTA

Na variação 1980/1981, houve uma queda crescente de mais de 20% da precipitação para as 3 sub-bacias em função do El Niño e do Dipolo Positivo. A variação de 1982/1983 com a ação do El Niño provocou uma queda de quase 10% da precipitação na sub-bacia TOB e um incremento na sub-bacia TOA de 9%. Para os anos de 1983/1984, houve um incremento na precipitação do TOB de mais de 30% e uma queda na precipitação das sub-bacias TOA e ARA de aproximadamente 10%, influenciado pelo ano de La Niña. Para a variação de 1984/1985 houve um incremento de precipitação associado tanto ao Fenômeno La Niña quanto Dipolo Negativo. Para a variação de 1986/1987 houve novamente influencia de El Niño com queda na precipitação da sub-bacia TOA de mais de 15%, uma queda discreta para sub-bacia ARA e um pequeno incremento para TOA. Já para o ano de 1996/1997 mais uma vez houve um decréscimo da precipitação para a sub-bacia TOB de quase 5% e um incremento de precipitação para as sub-bacias TOA e ARA de mais de 10%.

Logo, a pequena variabilidade espacial em anos de anomalia e heterogeneidade da precipitação espacial pôde também ser confirmado pelo coeficiente de variação demonstrado na Figura 49.

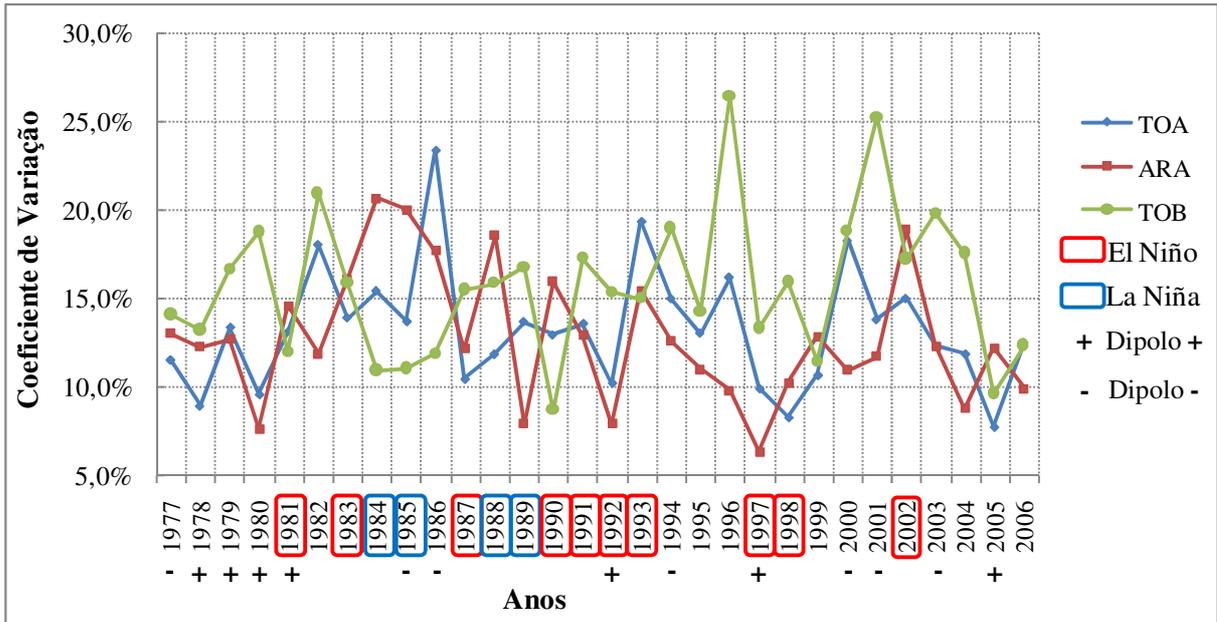


Figura 49 – Coeficiente de Variação por sub-bacia

Nota-se a baixa variabilidade espacial (menor que 10%) em anos de anomalia meteorológica como, por exemplo, nos anos de El Niño 1997/1998.

Assim pelos resultados as variações anuais de precipitação pluviométrica na RHTA estão relacionadas com as anomalias meteorológicas do Oceano Pacífico (ENOS) e Atlântico (Dipolo) e sua ação de ocorrência e magnitude em função da área de ocorrência. Assim, conclui-se pelas Figuras 43 a 49 e pelo mapa de isoietas que as anomalias meteorológica atuam de maneira diferenciada na RHTA, ou seja, em anos de El Niño no TOB, ocorre uma diminuição da precipitação; e ao sul do TOA e ARA, ocorre um aumento da precipitação como ficou comprovado pelos anos de 1981, 1983, 1987 e 1992.

A forma como esta variabilidade temporal vem ocorrendo foi melhor diagnosticada pelo teste de Mann Kendall.

De acordo com a Figura 50a, as tendências estatisticamente significativas (para o nível de significância de 1%, com 99% de acerto) foram em número de uma estação de crescimento localizada ao norte da sub-bacia do ARA e outra estação de decréscimo localizada na mesma sub-bacia em uma maior latitude. Já para a Figura 50b, com o aumento do nível de significância (5%), aumenta também o número de estações com tendências estatisticamente significativas. Foram em um número de 6 estações com decréscimo localizadas principalmente na sub-bacia do ARA e 3 estações de crescimento localizadas ao norte da mesma sub-bacia. Para o nível de significância de 10%, conforme Figura 50c, ocorre um aumento da zona de influência, assim com o número de 17 estações apresentando tendências

estatisticamente significativas de decrescimento localizadas na sub-bacia do TOB e TOA e 3 estações com tendências positivas localizadas ao norte da sub-bacia ARA.

Na sub-bacia TOB, não se pode afirmar que haja crescimento ou decrescimento pelo teste de Mann Kendall, mas induz-se que haja um crescimento relativo pelo aumento do nível de significância, mas com probabilidade de acerto menor.

A não comprovação da tendenciosidade da precipitação na RHTA pode estar associada ao pequeno período da série histórica utilizada neste estudo (30 anos) ou à grande variabilidade da precipitação neste período.

Comparativamente Albuquerque *et al.* (2011) estudaram a precipitação no Estado do Pará no período de 1978-2008 e concluíram que há uma tendência negativa (diminuição) de chuva sazonal do verão para a mesorregião do Sudeste Paraense (ARA). Uma ligeira tendência positiva de chuva sazonal de inverno é verificada para a mesorregião do nordeste Paraense (TOB). Em geral, nota-se um comportamento irregular para as precipitações que ocorrem no Estado.

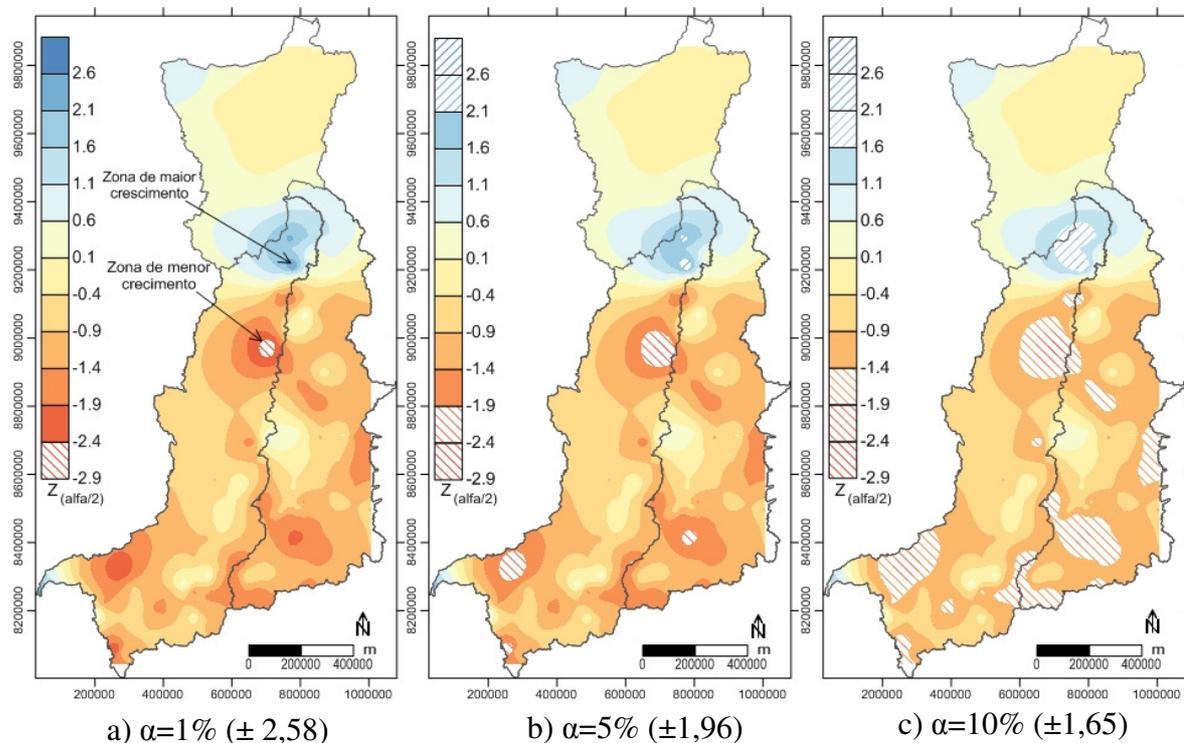


Figura 50 – Resultado Gráfico do Teste de Mann Kendall por estação pluviométrica para os níveis de significância de 1% (a), 5% (b), 10% (c)

Outros estudos também investigaram a tendência da precipitação nas sub-bacias da RHTA.

Paiva e Clarke (1995) analisando as tendências temporais pelo método Mann Kendall nos dados de precipitação da Amazônia com nível de significância de 5% e observaram tendências negativas na Amazônia central (ARA), e positivas no leste da Amazônia (TOB).

Independente das estações pluviométricas apresentarem tendências significativas para o nível de significância considerado, o estimador Sen's conforme Figura 51a, dá indícios que houve uma relativa diminuição de precipitação ao longo do período de estudo no centro-sul das sub-bacias TOA e ARA com decréscimos de até 15 mm/ano mais precisamente no sudoeste da sub-bacia do ARA e leste do TOA. De maneira inversa ocorreu na sub-bacia TOB na porção oeste com incremento de 3 a 6 mm/ano, bem como um maior ao norte das sub-bacias TOA e ARA.

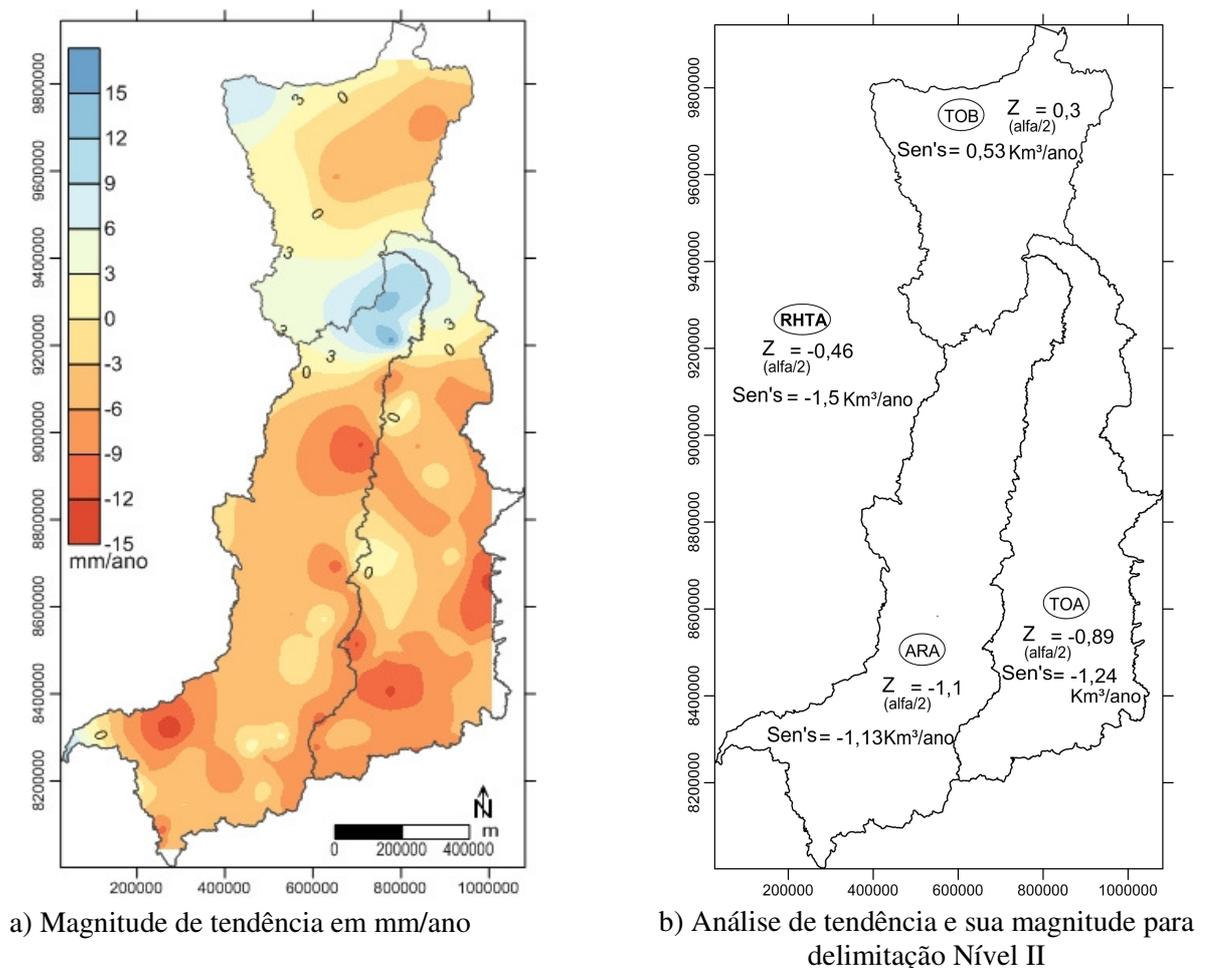


Figura 51 – Estimador Sen's de magnitude de tendência (a) e tendência e magnitude do volume precipitado (Km^3)(b)

Fazendo a mesma análise para o volume precipitado por sub-bacia (Figura 51b) nota-se que independente do nível de significância (1%, 5% e 10%) utilizado neste estudo, as sub-bacias não apresentaram tendência significativa pelo teste de Mann Kendall que possa comprovar decréscimo ou crescimento do volume precipitado por sub-bacia.

Independente da significância do teste, o estimador Sen's, dá indícios que ao longo do período de estudo, na sub-bacia TOB houve um incremento de 0,53 Km³/ano de precipitação. Ao contrário ocorreu nas outras duas, sendo a sub-bacia TOA com o maior decréscimo de 1,24 Km³/ano e na sub-bacia ARA com uma queda de 1,13 Km³/ano. Logo de maneira geral, para a RHTA não se pode comprovar que haja tendência do volume precipitado, mas o estimador Sen's indica uma queda de 1,5 km³/ano de precipitação no período de estudo.

Satyamurty *et al.* (2009) não constataram tendências significativas na Bacia Amazônica como um todo, afirmando que a precipitação na região não passa por mudanças significativas, exceto em algumas estações individuais conforme ocorre na área do presente estudo.

Marengo (2009) também em estudo de longa série histórica realizou análise estatística das séries hidrometeorológicas e concluiu que não há uma tendência sistemática de longo prazo para condições secas ou úmidas, desde 1920 na Amazônia Oriental (TOB e ARA).

Já Cutrim *et al.* (2006), utilizando outro método de tendência, realizaram estudo de tendências em séries temporais de precipitação por média móvel de 5 anos no município de Belém-PA durante 1961-1990 na qual identificaram tendência de crescimento da precipitação neste período.

CAPÍTULO 8 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

De acordo com os objetivos deste estudo, utilizando-se os dados e os métodos de análise propostos e com base nos resultados obtidos, destacam-se as seguintes conclusões:

- Boa consistência dos dados das estações pluviométricas;
- Maiores índices pluviométricos no extremo norte da RHTA e os menores no sudeste da sub-bacia TOA, conforme preconiza a literatura;
- Apenas 4 anos: 1979, 1981, 1983 e 1992 apresentam estacionaridade e apesar da tendência espacial, as anomalias meteorológicas influenciaram seus valores amostrais para não tendenciosidade;
- O comportamento espacial do regime pluviométrico é bastante heterogêneo;
- A sub-bacia TOA apresenta maior variabilidade temporal (14%) acompanhado pela sub-bacia ARA (12%);
- Os máximos e mínimos de precipitação anual estão relacionados a anomalias meteorológicas;
- A variabilidade espacial e temporal nas sub-bacias está intimamente relacionada aos eventos de anomalia meteorológica, na qual a sua ação ocorre de maneira irregular ao longo da área de estudo;
- Diminuição da amplitude pluviométrica, em anos de anomalia meteorológica intensa ocasionando um incremento de precipitação ao sul das sub-bacias TOA e ARA e diminuição da precipitação ao norte da sub-bacia TOB em caso de eventos de El Niño e/ou Dipolo positivo do Atlântico como verificado para os anos de 1981,1983, 1987 e 1992;
- Coeficiente de variação espacial em anos de anomalia meteorológica abaixo de 12% para a maioria das sub-bacias;
- A variação de 1982/1983 com a ação do El Niño provocou uma queda de quase 10% da precipitação na sub-bacia TOB e um incremento de 9% na sub-bacia TOA;
- Na variação de 1983/1984 houve um incremento na precipitação do TOB de mais de 30% e uma queda na precipitação das sub-bacias TOA e ARA de aproximadamente 10%, influenciado pelo ano de La Niña;

- Ano de 1996/1997 ocorre um decréscimo da precipitação para a sub-bacia TOB de quase 5% e um incremento de precipitação para as sub-bacias TOA e ARA de mais de 10%;

Para trabalhos futuros, seria interessante:

- Utilizar método de interpolação multivariado como Krigagem de deriva externa;
- Correlacionar a precipitação com outras variáveis como umidade e temperatura;
- Analisar a tendência da série temporal não por delimitação hidrográfica nível 2 e sim por porções regionais como norte, centro e sul da RHTA, pois assim se identificaria melhor a ação das anomalias meteorológicas;
- Aumento do período da série histórica, pois talvez o teste Mann Kendall fosse estatisticamente significativo para o volume precipitado (Km³);
- Correlacionar os valores de crescimento e decréscimo da magnitude da tendência com ação antrópica de ocupação na área de estudo;
- Utilizar outros métodos não-paramétricos de tendências de séries temporais para análise comparativa como *Spearman's rho*.

REFERÊNCIAS

ACEITUNO, P. On the functioning of the southern oscillation in the South America sector - Part I: surface climate. **Monthly Weather Review**, 116 (3): 505 - 524, 1988.

ANA – Agência Nacional de Águas. **Aproveitamento do Potencial hidráulico para Geração de Energia**. Caderno de Recursos Hídricos. Brasília: ANA, 2005.

_____. Agência Nacional de Águas. **Caderno da Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia**. Brasília: MMA, 2006. 132p.

_____. Relatório Síntese: **Plano Estratégico da Bacia Hidrográfica dos rios Tocantins e Araguaia**. Brasília: ANA, 2009. 204p.

_____. Agência Nacional de Águas. Sistemas de Informações Hidrológicas: **HidroWeb**. Disponível em: <http://www2.ana.gov.br/Paginas/servicos/informacoeshidrológicas/redehidro.aspx> Acessado em outubro de 2011

ALBUQUERQUE, M.F. ; CARLOS A.C. dos Santos ; DE SOUZA, E.B. . **Variabilidade e tendência sazonal de precipitação no sul do estado do Pará**. In: IV SIC Simpósio Internacional de Climatologia, 2011, João Pessoa-PB. ANAIS DO IV SIC. RJ : SBMET, 2011. v. 1. p. 1-5.

ARAGÃO, J. O. R., **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**. SBmet, Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, 6-13 de novembro de 1996, Campos do Jordão – SP, 830-833

ASCE. **Hydrology Handbook**. 2º ed. American Society of Civil Engineers, New York, 1996. 562p.

BARROS, V.R.; GONZALEZ, M.; LIEBMANN, B.; CAMILLONI, I. Influence of the South Atlantic Convergence Zone and South Atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in Southeastern South America. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 67, p. 123–133, 2000. Disponível em: < <http://www.springerlink.com/content/dcq717v98ae2evh2/>>. Acesso em: julho de 2011

BASISTHA, A.; ARYA, D. S.; GOEL, N. K. Spatial Distribution of Rainfall in Indian Himalayas – A Case Study of Uttarakhand Region. **Water Resources Management**, Índia, v. 22, n. 10, p. 1325-1650. out. 2008. Disponível em: <<http://www.springerlink.com/content/f734721q58086q93/>>. Acesso em: 20 ago. 2009.

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

BERTONI, J. C. & TUCCI, C. E. M. Precipitação. In. TUCCI, C. E. M. Org. **Hidrologia: Ciência e Aplicação**, UFRGS, ABRH, Porto Alegre-RS, Cap 5, 1993. P. 177-200.

BORGES, A.C. **Topografia Aplicada à Engenharia Civil**. Ed. Edgard Blücher Ltda. São Paulo. Volume 2, 1992 232 p.

CAMPOS, H. **Estatística experimental não-paramétrica**. 4ed. FEALQ, Piracicaba, S.P., 1983

CHOW, V. T. **Handbook of Applied Hydrology**. McGraw – HillBook Company Inc., New York, NY, 1964. 1468p. Disponível em: < http://openlibrary.org/books/OL9957090M/Handbook_of_Applied_Hydrology> Acessado em 10 de março de 2011.

CHRISTENSEN, R., **Linear Models for Multivariate Time Series and Spatial Data**, 2º ed. Springer, New York, 2001, 398pp. Disponível em: <http://books.google.com/books/about/Linear_models_for_multivariate_time_seri.html?id=4xt1aNkmFIcC>. Acesso em: julho de 2011

COSTA, M.H., FOLEY, J. A. A comparison of precipitation datasets for the Amazon basin, **Geophysical Research Letters**, 25, 155-158, 1998.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. F.; NOBRE, C. A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 4, n. 11, p. 34-40, nov. 1989. (INPE-6028-PRE/2143).

COHEN, J. C. P.; BELTRÃO, J. DA C.; GANDU, A.W.; SILVA, R. R. da. A influência do desmatamento sobre o ciclo hidrológico na Amazônia. **Ciência e Cultura**, Campinas, v. 59, n. 3, p. 36-39. jul.-set.. 2007.

COLLISCHONN ,B.; COLLISCHONN, W. TUCCI, C.E.M.. Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates. **Journal of Hydrology**, 207– 216, 2008 Disponível em <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169408003806>>. Acessado em: julho de 2010

CPC/NCEP/NOAA. **Climate Prediction Center**. Disponível em <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>>, Acessado em setembro de 2011.

CPTEC – **CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDO CLIMÁTICOS**, 2008. Disponível em <<http://enos.cptec.inpe.br/>>. Acessado em 10 de agosto de 2011

CPTEC – **CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDO CLIMÁTICOS**, 2011. Disponível em < http://enos.cptec.inpe.br/tab_elnino.shtml/>. Acessado em 10 de agosto de 2011

CRESSIE, N. A. C. **Statistics for Spatial Data**. Revised Edition. John Wiley & Sons, Inc. 1993, 928p. Disponível em: <<http://www.wiley.com/WileyCDA/WileyTitle/productCd-0471002550.html>>. Acessado em: agosto de 2011

CUNHA, G. R. da *et al.* El Niño – Oscilação e seus impactos sobre a cultura de cevada no Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia/Universidade Federal de Santa Maria**. Departamento de Fitotecnia, 2001 v. 9, n. 1, p. 137-145.

CUTRIM, E. M.; MOLION, L. C.; NECHET, D. **Chuvas na Amazônia durante o Século XX**. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 2006, Belém. XV CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOLOGIA, 2006.

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

DAS, Madan Mohan; SALKIA, Mimi Das. **Hydrology**. 1º New Delhi: Phi, 2009. 325 p. Disponível em: <<http://books.google.com.br/books?id=ydfDKrPep7YC&printsec=frontcover&dq=inauthor:%22Das+%26+Saikia%22&hl>>. Acessado em: setembro de 2010

DEUTSCH, C. V., JOURNEL, A. G., .GSLIB: **Geostatistical Software Library and User's Guide**, 2º edição. Oxford University Press, NewYork, 1998. Disponível em: <<http://www.itc.nl/library/portals/geostatistics/textbook.aspx?id=10>>. Acessado em: novembro de 2010

ELETRORÁS - Centrais Elétricas Brasileiras S.A. **Sistema de Informações do Potencial hidrelétrico Brasileiro – SIPOT**. Informações (tabelas e mapas) referentes à atualização de dezembro de 2006. Disponível em <<http://www.eletroras.com.br>>. Acesso em maio de 2011

FELGUEIRAS, C. A. **Modelagem Ambiental com Tratamento de Incertezas em Sistemas de Informações Geográficas: O Paradigma Geoestatístico por indicação**. Dissertação de Doutorado. INPE, São José dos Campos. 1999 p.180. Disponível em: <<http://mtc-m05.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/deise/2001/08.03.12.35/doc/publicacao.pdf>>. Acessado em: janeiro de 2010

FERREIRA, E. A. B.; TOKARSKI, D. J. (Org.). **Bacia Hidrográfica do Alto Tocantins Retrato e Reflexões**, ECODATA. WWF - Brasil. 2007. Disponível em: <http://www.wwf.org.br/informacoes/biblioteca/publicacoes_aguas/?8960>. Acessado em: agosto de 2011

FRANCISCO, F. N. M.; ELVIS, R. P.; DENISE, C. R. M.; RICARDO, F. P. F.; CARDOSO, M. R. **Mapeamento espacial, temporal e sazonal das chuvas no bioma Cerrado do Estado do Tocantins**. XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Curitiba-PR, Brasil, 30 de abril a 05 de maio de 2011

GIBBONS, R. D., COLEMAN, D. E. **Statistical Methods for Detection and Quantification of Environmental Contamination**, Wiley-Interscience, July 2001.

GOLDEN SOFTWARE INC. **User's Guide**. Colorado USA, 56p. 1996. Disponível em: <<http://www.google.com.br/url?q=http://www.goldensoftware.com/Surfer6Guide.pdf>>. Acesso em: 5 set. 2009.

GÓMEZ, Maria René Sandoval. **Spatial and Temporal Rainfall Gauge Data Analysis and Comparison with TRMM Microwave Radiometer Surface Rainfall Retrievals**. 2007. 95 f. Dissertação (Mestrado) - Water Resources And Environmental Management, International Institute For Geo-information, Enschede, Holanda, 2007. Disponível em: <http://mtc-m05.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/deise/2001/08.03.12.35/doc/publicacao.pdf>. Acessado em: agosto de 2010

GOOVAERTS, P. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. **Journal of Hydrology** 228, 113–129, 1999. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S002216940000144X>>. Acessado em: julho de 2011

GOOVAERTS, P. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. **Journal Of Hydrology**, Michigan, v. 228, n. 1-2, p.113-129, 21 fev. 2000. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science?_ob=ArticleURL&_udi=B6V6C-3YS9138-B>. Acesso em: 10 ago. 2009.

GUNDOGDU, Kemal; GUNNEY, Ibrahim. Spatial analyses of groundwater levels using universal kriging. **Journal Of Earth System Science: Earth and Environmental Science**, India, p. 49-55. 01 fev. 2007. Disponível em: <<http://www.springerlink.com/content/11p53444581g9787/>>. Acesso em: 10 maio 2011.

GUO, J. C. Y. **Urban hydrology and hydraulic design**. 1 ed. Colorado: Water Resources Publications, 2006. Disponível em: <<http://books.google.com.br/books?id=utF8TYvLoU4C&printsec=frontcover&dq=Urban+hydrology+and+hydraulic&hl=pt-BR>>. Acessado em agosto de 2010

HEATH, R. C., **Basic ground-water hydrology**: US. Geological Survey Water-Supply 2220, Paper, 2004, 86p. Disponível em: http://pubs.er.usgs.gov/djvu/WSP/wsp_2220.pdf Acessado em: julho de 2011

HENGL, T.; HEUVELINK, G. B. M.; S., Alfred. A generic framework for spatial prediction of soil variables based on regression-kriging. **Geoderma**, Wageningen, maio 2004. p. 75-93. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706103002787>>. Acesso em: 05 maio 2011.

HENGL, T.; HEUVELINK, G. B. M.; ROSSITER, David G.. About regression-kriging: From equations to case studies. **Computers & Geosciences**, Wageningen, out. 2007. p. 1301-1315. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0098300407001008>>. Acesso em: 07 maio 2011.

HIDORE, J. J; OLIVER, J. E.; SNOW, M. **Climatology: an atmospheric science**. 3º ed. London: Prentice Hall, 2009. 385 p. Disponível em: <<http://books.google.com.br/books?id=aqKRPwAACAAJ&dq=climatology&hl=pt-BR>>. Acesso em: 10 nov. 2011.

HOLLANDER, M.; WOLFE, D.A. **Nonparametric Statistical Methods**. 2nd ed, John Wiley & Sons, New York, 1999.

HUIJBREGTS, C.J. **Regionalized variables and quantitative analysis of spatial data**. In: Davis, J.C. & McCullagh, M.J. (ed) Display and analysis of spatial data. New York, John Wiley. p.38-53. 1975. Disponível em: <<http://books.google.com.br/books?id=fskAAAIAAJ&q=Regionalized+variables+and+quantitative+analysis+of+spatial+data>>. Acessado em fevereiro de 2011

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Produção agrícola municipal**. Rio de Janeiro: IBGE, 2004.

ISAAK, E. H.; SRIVASTAVA, R. M. **Applied geostatistic: an introduction**. New York: Oxford University, 1989. 561 p.

JISAO. **The Pacific Decadal Oscillation (PDO)**. On-line. Disponível em: <<http://jisao.washington.edu/>>. Acessado em: 15 de novembro de 2010.

JOURNAL, A. G.; HUIJBREGTS, C. J. **Mining geostatistics**. London: Academic Press, 1978. 600p. Disponível em: <<http://books.google.com.br/books?id=Id1GAAAAYAAJ&q=Mining+geostatistics&dq=Mining+geostatistics&hl=pt-BR&>>. Acessado em fevereiro de 2011

JUNIOR, J. C.; MACIEL, G. F.; BRITO, R. P. **Relatório final do Seminário Regional De Mudanças Climáticas**. Seminário Regional de Mudanças climáticas, Tocantins, 2009. Acessado em 10 de janeiro de 2010. Disponível em < www.defencil.gov.br/downloads/cartas/001_mc_palmas-carta_norte.pdf>.

KAY, P. A.; KUTIEL, H.. Some remarks on climatic maps precipitation. **Climate Research**, Ontario, v. 4, p.233-241, 1994. Disponível em: <www.int-res.com/articles/cr/4/c004p233.pdf>. Acesso em: 10 out. 2010

KOUSKY, V. E: Frontal Influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather on Review**. v. 107, p. 1140 - 1153, set. 1979; Disponível em: [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/15200493\(1979\)107%3C1140%3AFIONB%3E0.CO%3B2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/15200493(1979)107%3C1140%3AFIONB%3E0.CO%3B2). Acessado em: janeiro de 2011

LANDIM, P.M.B. **Análise estatística de dados geológicos**. Editora UNESP, São Paulo, 1998, 226p.

LANDIM, P. M. B., Introdução aos Métodos de Estimção Espacial para Confecção de Mapas. Rio Claro: UNESP, 2000, 20 p.

LARSON, L.W., PECK, E.L. Accuracy of Precipitation Measurements for Hydrologic Forecasting. **Water Resources Research** 156, 1687-1696, 1974. Disponível em: <http://badc.nerc.ac.uk/data/hyrex/4_531.pdf> Acessado em: janeiro de 2011

LOUREIRO, R. S.; GOMES, Roseli Gueths; ROCHA, Edson José Paulino. Análise De uma linha de Instabilidade Costeira na região Leste do Estado do Pará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 21, n. 3, p.258-270, dez. 2006. Disponível em: <http://www.rbmet.org.br/port/revista/revista_dl.php?id_artigo=223&id_arquivo=374> Acesso em: 20 jan. 2010.

LUO, W.; TAYLOR, M. C.; PARKER, S. R. A comparison of spatial interpolation methods to estimate continuous wind speed surfaces using irregularly distributed data from England and Wales. **International Journal Of Climatology**, Sand Hutton, v. 28, n. 7, p.947-959, 2007. Disponível em < <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.1583/pdf>>. Acessado em outubro de 2010

MACHADO, R.B.; RAMOS NETO, M.B; PEREIRA, P.G.P.; Caldas, E.F.; Gonçalves, D.A.; Santos, N.S.; Tabor, K.; Steininger, M. 2004. **Estimativas de perda da área do Cerrado**

brasileiro. (Relatório técnico não publicado). Brasília: Conservação Internacional, 2004. 23 p.

MADDEN, R.A. & JULIAN, P. R., 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci*, 29, 1109-1123. jul. 2007. Disponível em: <<http://www3.interscience.wiley.com/journal/114299989/abstract?CRETRY=1&SRETRY>>. Acesso em: 10 ago. 2009.

MANN, H. B. **Nonparametric tests against trend.** *Econometrica*, v.13, p.245-259, 1945. Disponível em: <<http://www.jstor.org/pss/1907187>> Acessado em setembro de 2011.

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 CDROM.

MARENGO, J. A. Long-term trends and cycles in the hydrometeorology of the Amazon basin since the late 1920s. **Hydrological Processes**, n. 23, p. 3236-3244, 2009.

MATHERON, G., 1969. **Le krigeage universel (Universal kriging).** vol. 1. Cahiers du Centre de Morphologie Mathematique, Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, 83pp. Disponível em: <http://cg.ensmp.fr/bibliotheque/public/MATHERON_Ouvrage_00131.pdf> Acesso em: março de 2010

MOLION L. C. B.; BERNARDO, S. O. **Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro.** *Revista Brasileira de Meteorologia*, Rio de Janeiro (RJ), v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002. Disponível em: <http://www.rbmet.org.br/port/revista/revista_artigo.php?id_artigo=548>. Acesado em agosto de 2011

MUÑOZ-DÍAZ, D.; RODRIGO, F.S. Seasonal rainfall variations in Spain (1912–2000) and their links to atmospheric circulation, **Atmospheric Research**, Volume 81, Issue 1, July 2006, Pages 94-110. Disponível em <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809505002425>. Acessado em: agosto de 2011

NAOUM, S., and TSANIS, I.K., Ranking Spatial Interpolation Techniques using a GIS-based DSS **International Journal of Global NEST**, Toronto, n. 1, v. 6 p. 1-20, 2004. Disponível em: < http://www.gnest.org/Journal/Vol6_No1.asp>. Acesso em: 5 set. 2009.

NOBRE, C.A. e RENNÓ, N.O. **Droughts and floods in south America due to the 1982-1983 El Niño/Southern Oscillation episode.** Relatório Técnico INPE 3408 - PRE/677, 4p., 1985;

NOBRE, C.A. e OLIVEIRA, A. **Precipitation and circulation anomalies in south america and the 1982-83 El Niño/Southern Oscillation episode.** In: Conference of Geophysical Fluid Dynamics with special emphasis on "El Niño. Ministério da Ciência e Tecnologia e Centro Latinoamericano de Física. São José dos Campos, 13-17 July 1987. p. 325 - 328;

OLIVER, M. A., WEBSTER, R.. Kriging: a method of interpolating for geographical information system. **International Journal of Geographical Information System**, v. 4, 313

- 332, 1990. Disponível em: <www.citeulike.org/user/ddahlem/article/4235166>. Acessado em: agosto de 2011

PAIVA, E. M. C. D.; CLARKE, R. Time trends in rainfall records in Amazonia. **Bulletin of the American Meteorological Society**, n. 75, p. 579-583, 1995.

PANNATIER, Y. VARIOWIN: Software for Spatial Data Analysis in 2D. **Computational Statistics & Data Analysis**, Kelsterbach, v. 25, n. 2, p.243-244, 31 jul. 1996. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V8V-3SX0PDKW/2/a679a6f64018f8453763c22c53a92c4d>>. Acesso em: 10 ago. 2009.

PFAFSTETTER, O. **Classificação de Bacias Hidrográficas** – Metodologia de Codificação. Rio de Janeiro, RJ: Departamento Nacional de Obras de Saneamento (DNOS), 1989, p. 19. Manuscrito não publicado.

PRICE, D. T., MCKENNY, D. W., NELDER, I. A., HUTCHINSON, M. F., & KESTEVN, J. L. A comparison of two statistical methods for spatial interpolation of Canadian monthly mean climate data. **Agricultural And Forest Meteorology**, Canada, v. 101, n. 2-3, p.81-94, 30 mar. 2000. Disponível em: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168192399001690>. Acesso em: 6 set. 2009.

KAYANO, M.T.; MOURA, A.D. O El-Niño de 1982-83 e a precipitação sobre a América do Sul. **Revista Brasileira de Geofísica**, 4(1-2): 201 - 214, 1986;

RAMESH S.V.; Teegavarapu, V. Chandramouli,. Improved Weighting Methods, Deterministic and Stochastic Data-Driven Models for Estimation of Missing Precipitation Records. **Journal of Hydrology** 312, 191–206, 2005. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169405000880>>. Acesso em: agosto de 2011

ROCHA, A.G.; GANDU. South Atlantic Convergence Zone, In: **Climanalise**, Edição Especial. CPTEC/INPE, 1993, 140-142. Disponível em: <http://www.icesb.ucsb.edu/asr/cjones.sacz.extremes.pdf>> Acessado em: fevereiro de 2011

RONCHAIL, J.G.; COCHONNEAU M.; MOLINIER J.L.; GUYOT A.G.; DE MIRANDA C.; GUIMARÃES V.; DE OLIVEIRA E. Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and tropical Atlantic Oceans, **International Journal of Climatology** 22: 1663–1686, 2002

SATYAMURTY, P.; CASTRO, A. A.; TOTA, J.; GULARTE, L. E. S.; MANZI, A. O. Rainfall trends in the Brazilian Amazon Basin in the past eight decades. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 99, p. 139-148, 2009.

SEARCY J. K., HARDISON C.H. **Manual of Hydrology: Part I. General Surface**, Water Techniques, Third edition, 1996

SEN, P. K., Estimatives of the regression coefficient based on Kendall's Tau, **J. Am. Stat. Assoc.**, 63, 1379-1389, 1968

SIEGEL, S., **Estatística não paramétrica para as Ciências do Comportamento**, McGraw-Hill, Brasil, 1975

SILVA, R. A.; SILVA JUNIOR, J. L.; BATISTA, D. L. **Variabilidade da Precipitação no Município de Palmas-TO**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 2010, Belém. XVI CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 2010.

SPRENT, P.; SMEETON, N.C. **Applied nonparametric statistical methods**, New York: Chapman & Hall/CRC, 3. ed., 2000.

SOUZA, E. B. **Um Estudo Observacional Sobre o Padrão de Dipolo de Anomalias de temperatura da superfície do Mar no Oceano Atlântico Tropical**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, São José dos Campos – SP, 117p, 1997.

SOUZA, E., KAYANO, M. T., TOTA, J.; PEZZI, L.; FISCH, G.; NOBRE, C. On the influences of the el niño, la niña and atlantic dipole pattern on the amazonian rainfall during 1960-1998. **ACTA Amazônica**, 30(2): 305–318, 2000

SOUSA, P. **Estudo da variabilidade da precipitação no estado do Paraná associado à anomalia da TSM no oceano pacífico**. 2006. 139 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Curso de Programa de Pós-graduação em Geografia, Departamento de Engenharia Civil, UFPE, Maringá.

SOUSA, R. R.; ROSA, D. B.; NASCIMENTO, L. A.. **ESTUDO DA VARIABILIDADE PLUVIOMÉTRICA NO EXTREMO NORTE DO ESTADO DE MATO GROSSO ENTRE OS ANOS DE 1990 A 1996**. Geoambiente online: Revista Eletrônica do Curso de Geografia do Campus Jataí, Goiás, n. 7, p.89-107, 01 dez. 2006.

STARK, P. **Introdução aos métodos numéricos**; tradução de João Bosco Pitombeira de Carvalho. Interciência, Rio de Janeiro, 1979, 426p.

SUDAM; PNUD; OMM. **Projeto de Hidrologia e Climatologia da Amazônia (PHCA). Aplicação de Modelos Estatísticos na Bacia do Rio Tocantins**. Publicação N° 28, 1984. Disponível em: http://openlibrary.org/works/OL12379422W/Atlas_climatol%C3%B3gico_da_Amaz%C3%B4nia_brasileira. Acessado em 12 de maio de 2011

SUMNER, G. **Precipitation-process and analysis** **John Wiley & Sons**, Chichester, 1988. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.49711548716/abstract>> Acessado em: março de 2011

SUBRAMANYA, K. **Engineering Hydrology**. 3. ed. New Delhi: Mcgraw-Hill, 2008. 452p. Disponível em: <<http://books.google.com/books?id=LROqKvHaRyMC&dq=Subramanya&ie=ISO-8859-1&source=gbsgdata>>. Acessado em: agosto de 2011

TRENBERTH, K. E.; STEPANIAK, D. P. 2001. Indices of El Niño Evolution. **Journal of Climate**. v. 14, American Meteorological Society. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442\(2001\)014%3C1697%3ALIOENO%3E2.0.CO%3B2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442(2001)014%3C1697%3ALIOENO%3E2.0.CO%3B2)>. Acessado em: agosto de 2011

WACKERNAGEL, H. **Multivariate Geostatistics**. Springer, Berlin, 1995. Disponível em http://books.google.com/books/about/Multivariate_geostatistics.html?id=Rhr7bgLWxx4C. Acesso em agosto de 2011

WATSON, D. F.. **Contoring: A Guide to The Analysis And Display Of Spatial Data**. V. 10 of Computer Methods in the Geosciences. Pergamon Press, Oxford, 1992, p. 321. Disponível em: < <http://www.springerlink.com/index/y2w0m5g524717764.pdf>>. Acesso em: 10 ago. 2009.

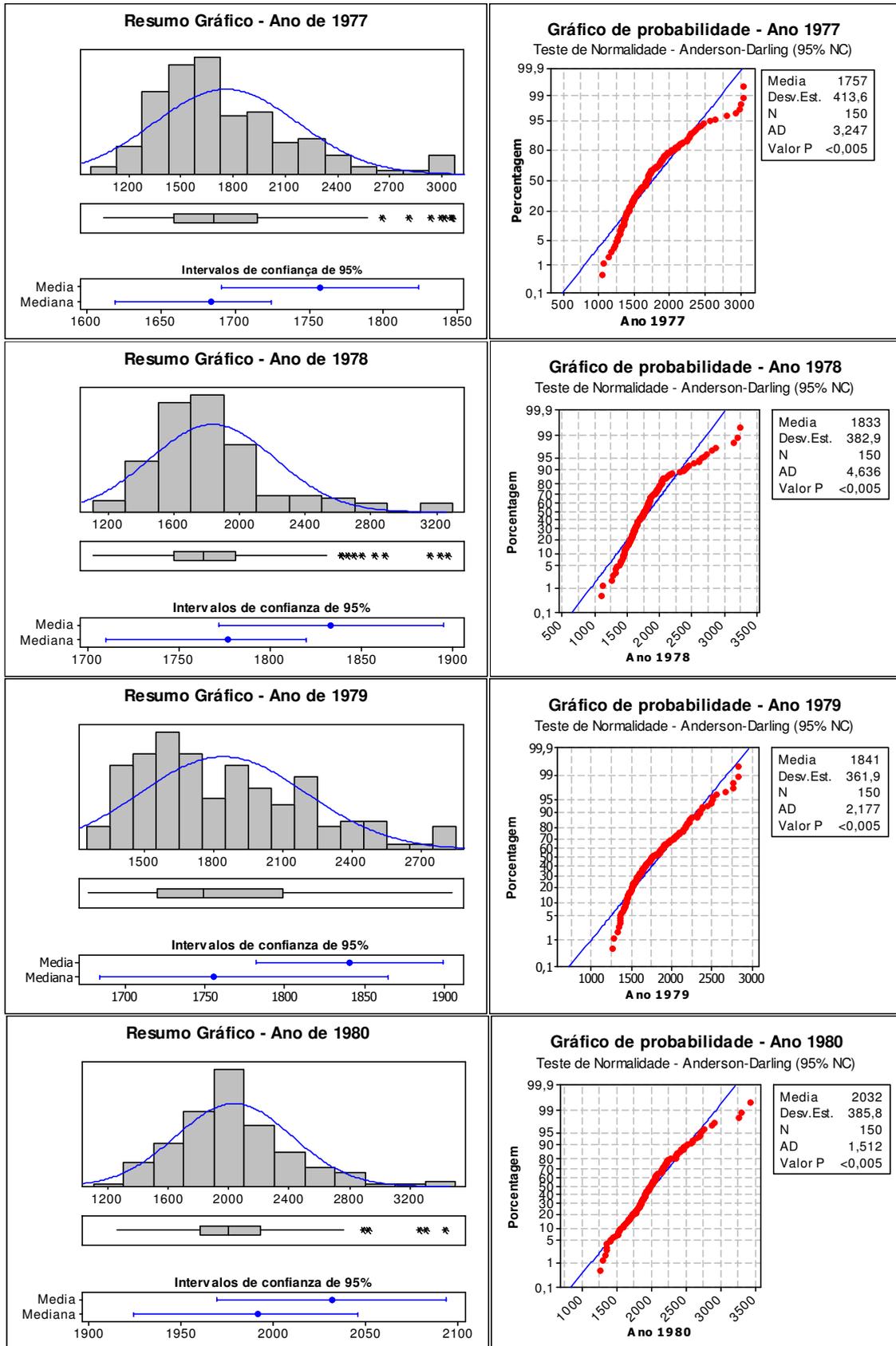
World Meteorological Organization, WMO. **Calculation of Monthly and Annual 30-Year Standard Normals**, WCDP-Nº. 10, WMO-TD/Nº 341, Geneva: World Meteorological Organization, 1989. Disponível em: <http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/wcdmp/wcdmp_series/index_en.html>

UREN J. and PRICE, W. F. **Surveying for engineers**. The Macmillan Press Ltd. London and Basingtoke, 1978, 640p.

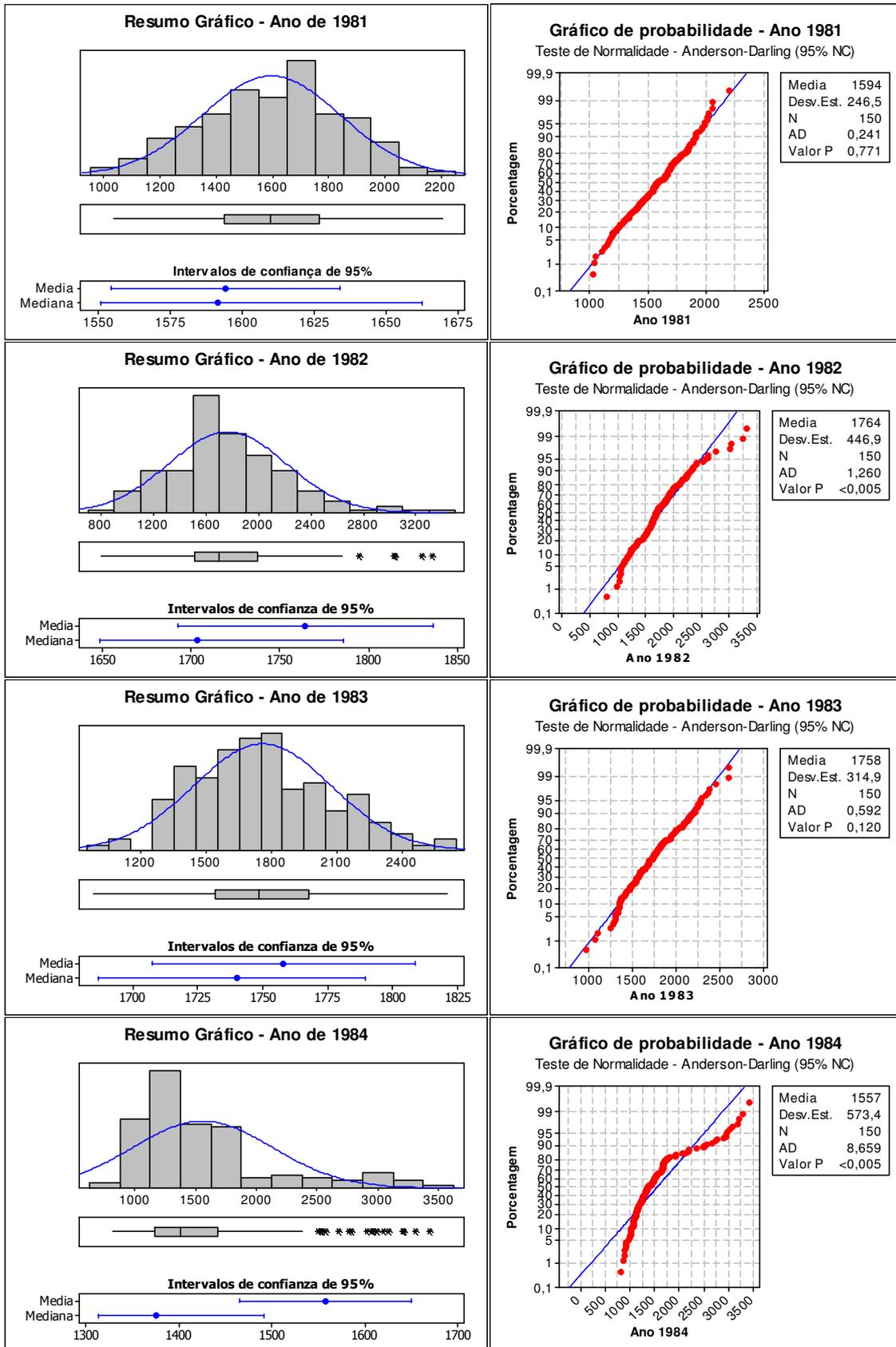
YAMAMOTO, J. K.. **Análise Geoestatística**. In: YAMAMOTO, J. K. *Avaliação e Classificação de Reservas Minerais*. Edusp, São Paulo. 2001, p.69-91

YUE, S. PILON, P. CAVADIAS. Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. **Journal of Hydrology**, 254-271, 2001. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169401005947>> Acesso em: setembro de 2011

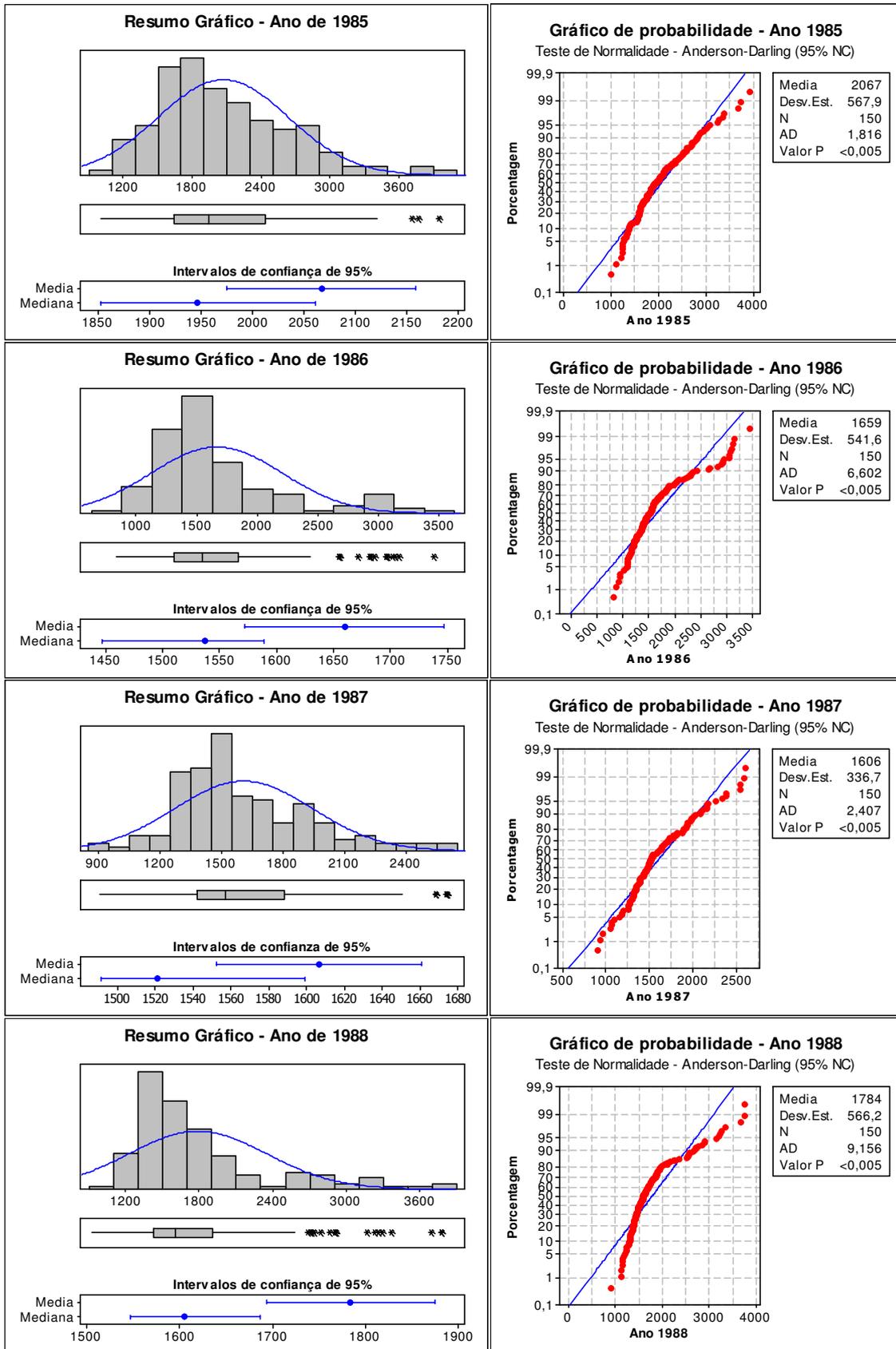
APÊNDICE I – ESTATÍSTICA DESCRITIVA (AMOSTRAL)



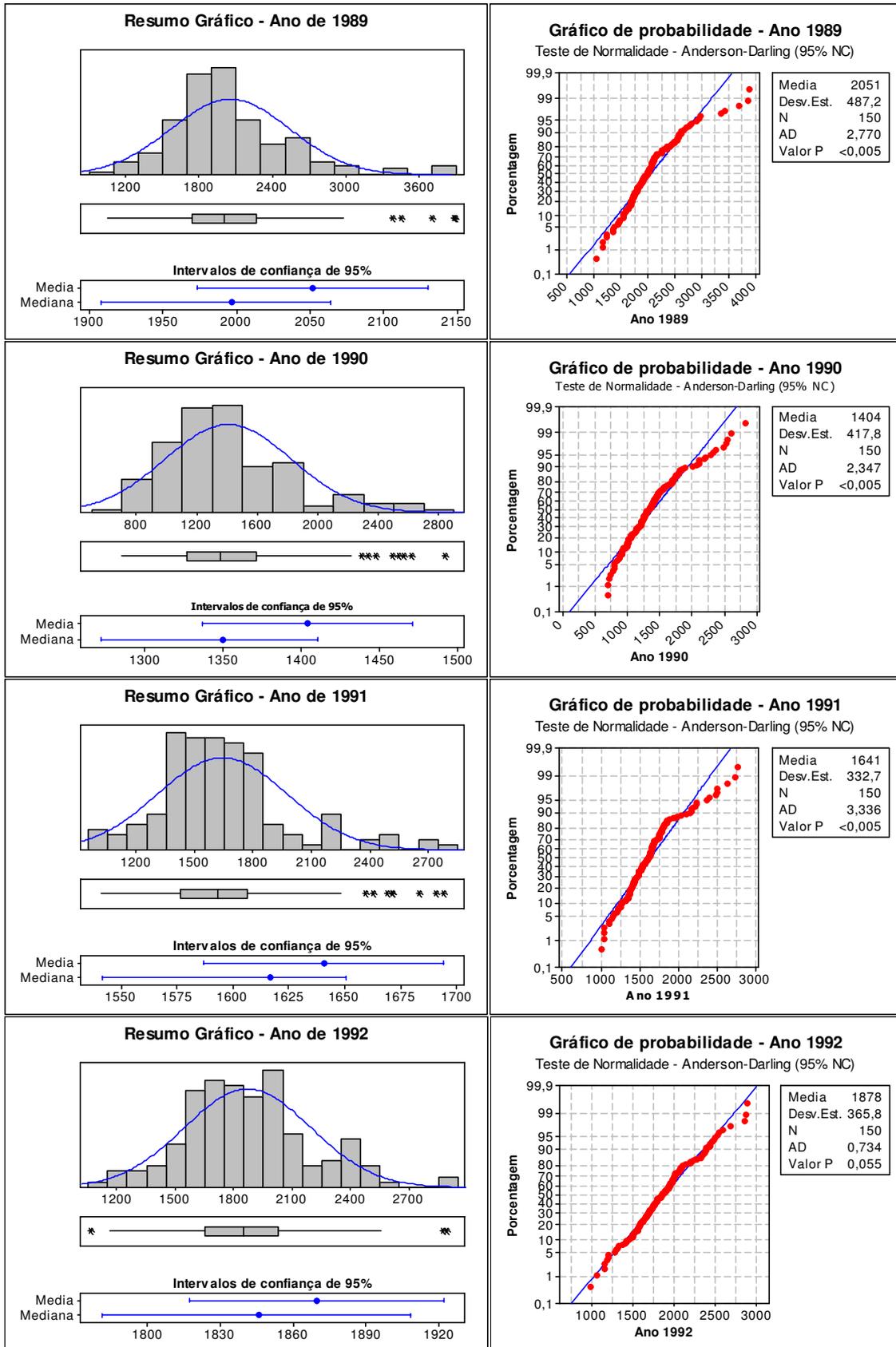
APÊNDICE I – (Continua)



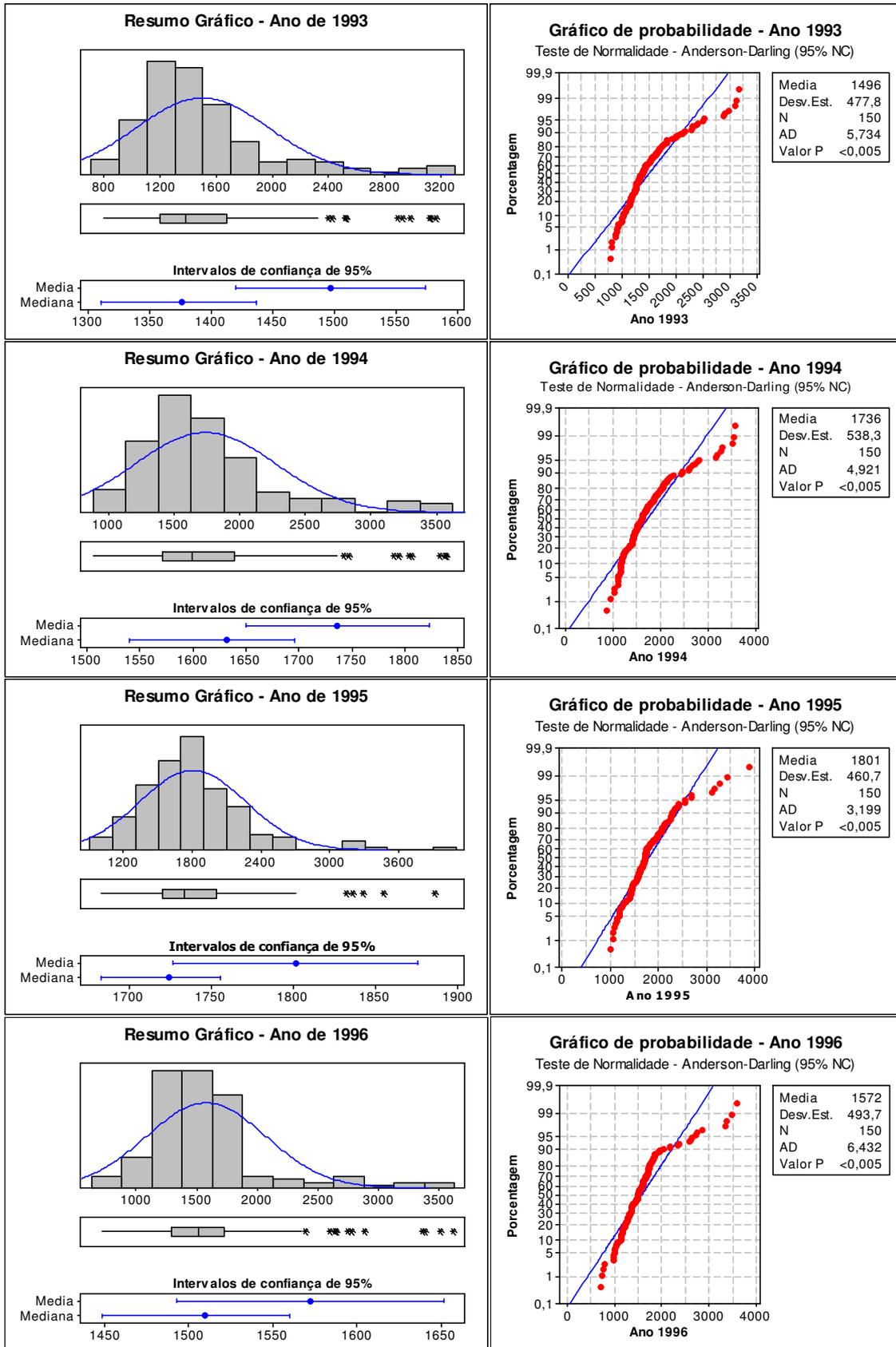
APÊNDICE I – (Continua)



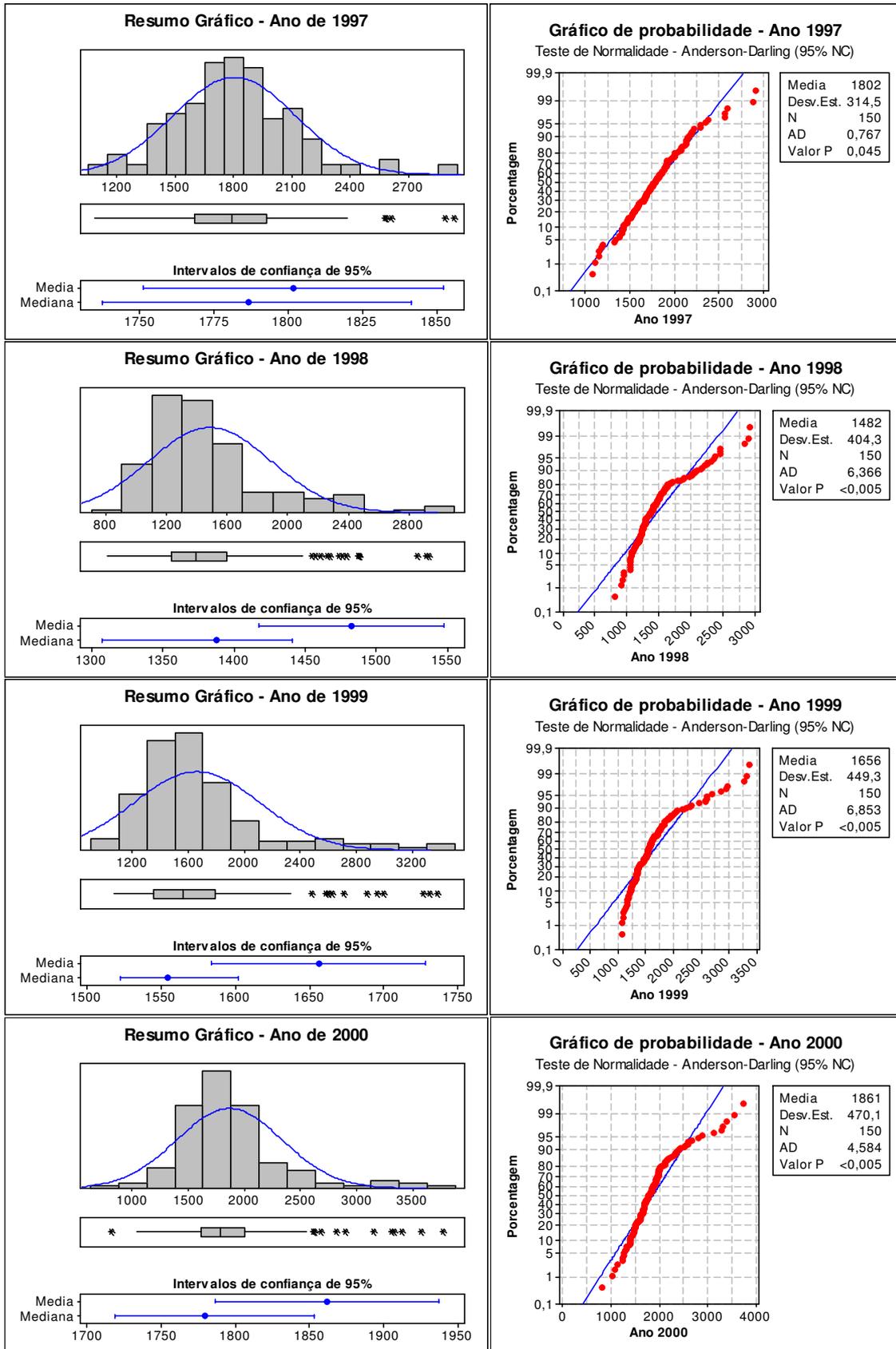
APÊNDICE I – (Continua)



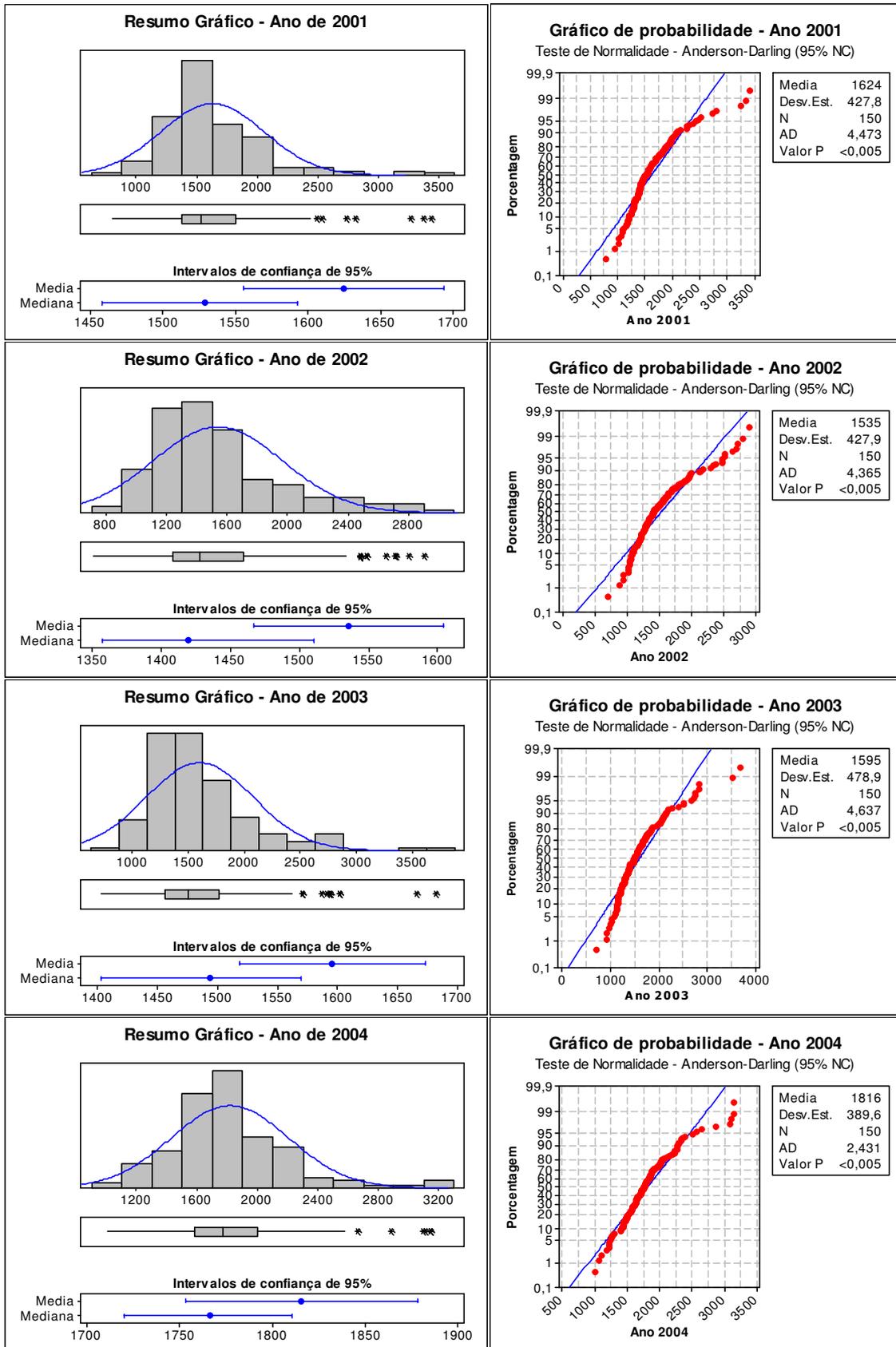
APÊNDICE I – (Continua)



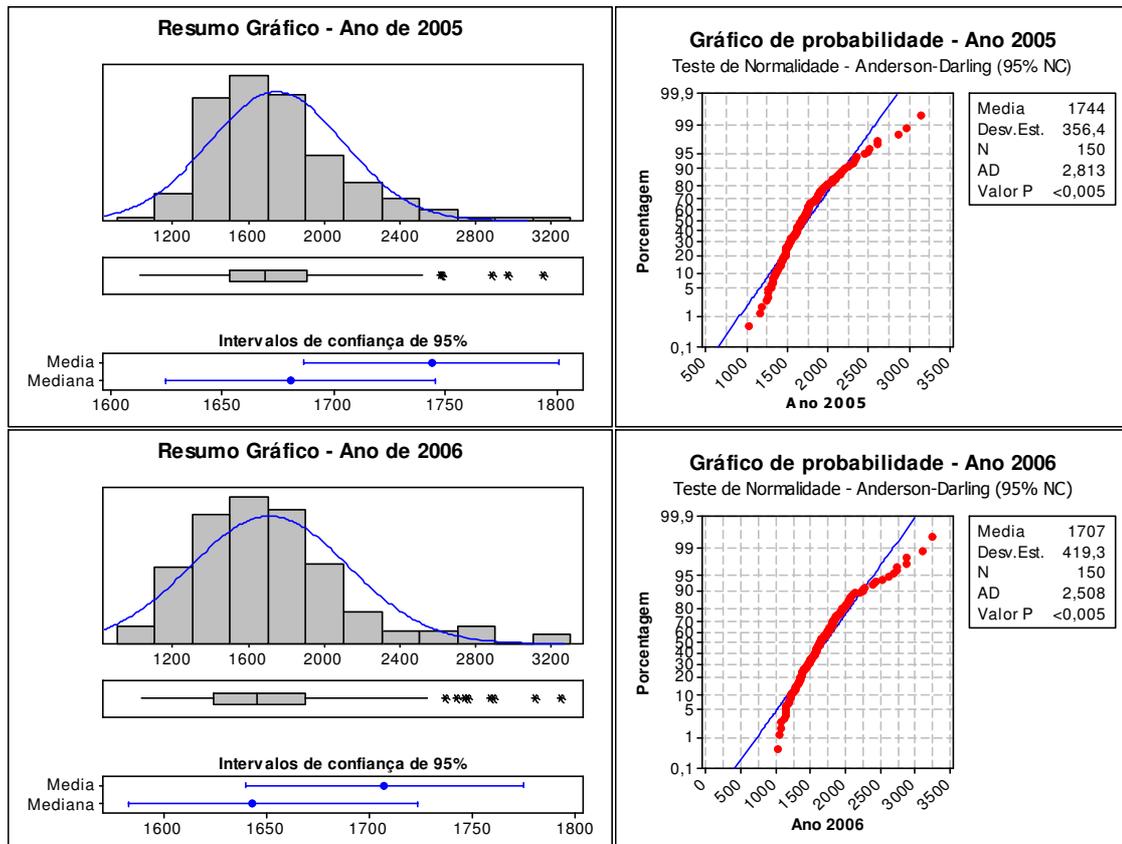
APÊNDICE I – (Continua)



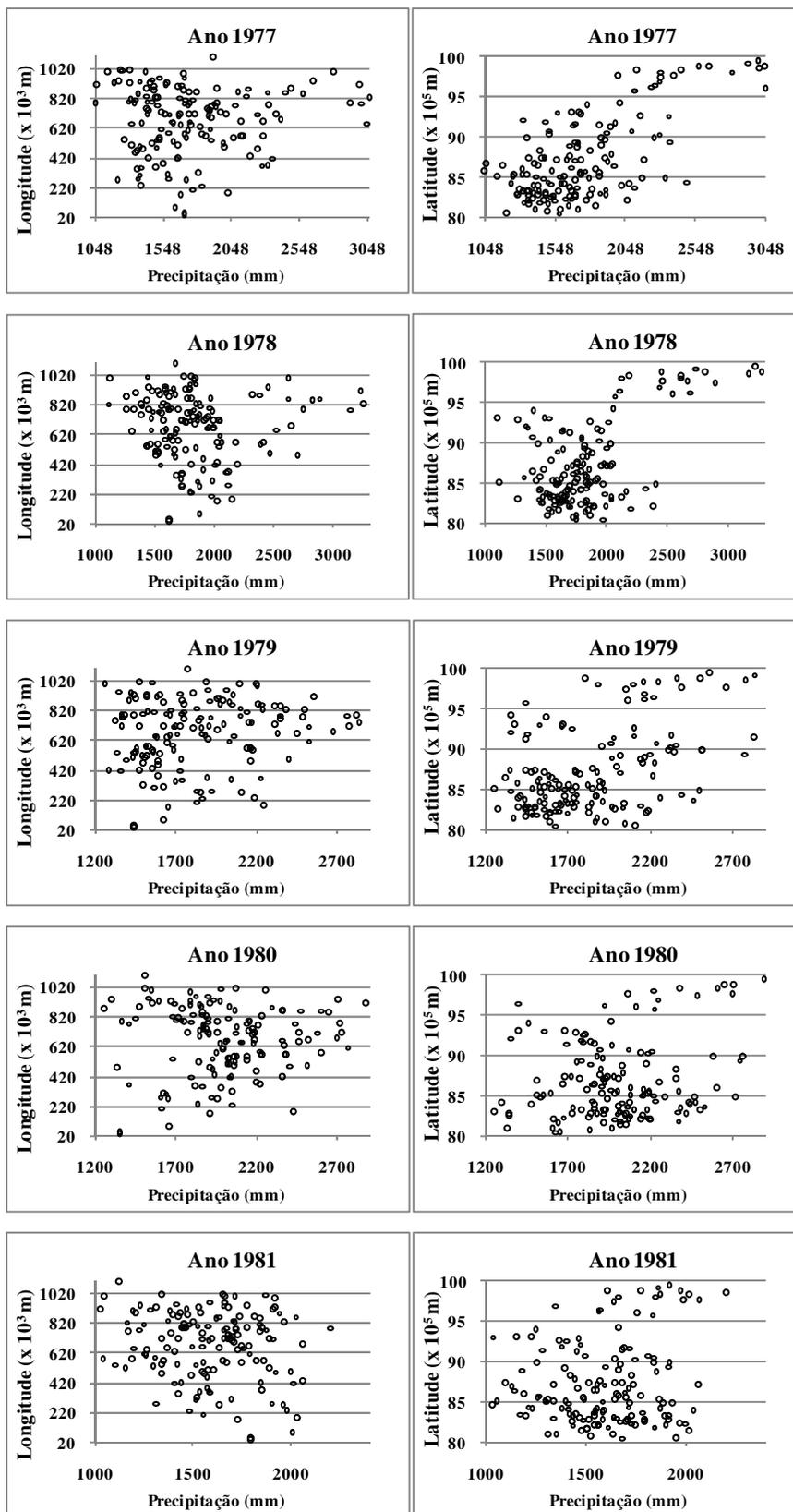
APÊNDICE I – (Continua)



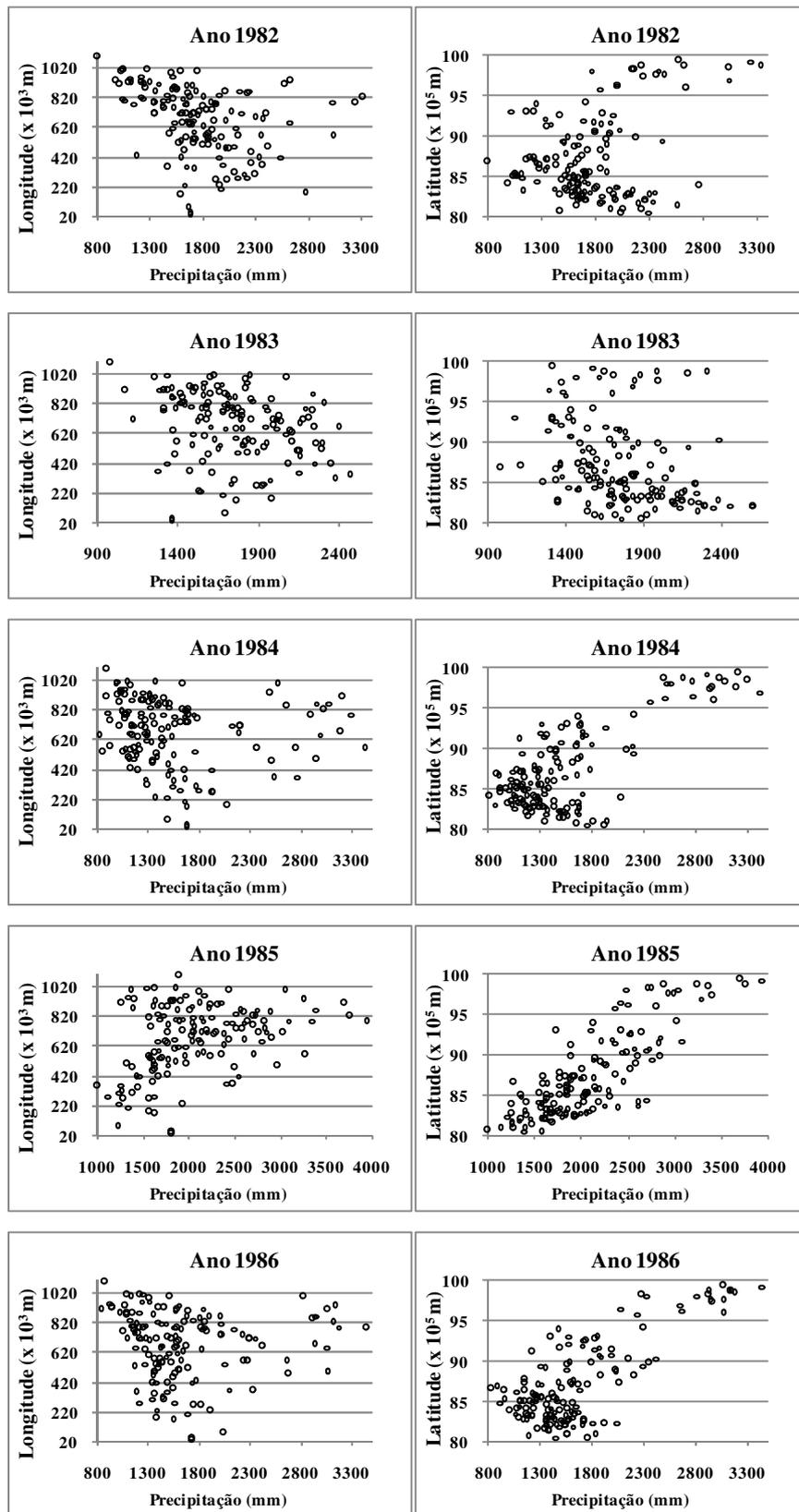
APÊNDICE I – (Conclusão)



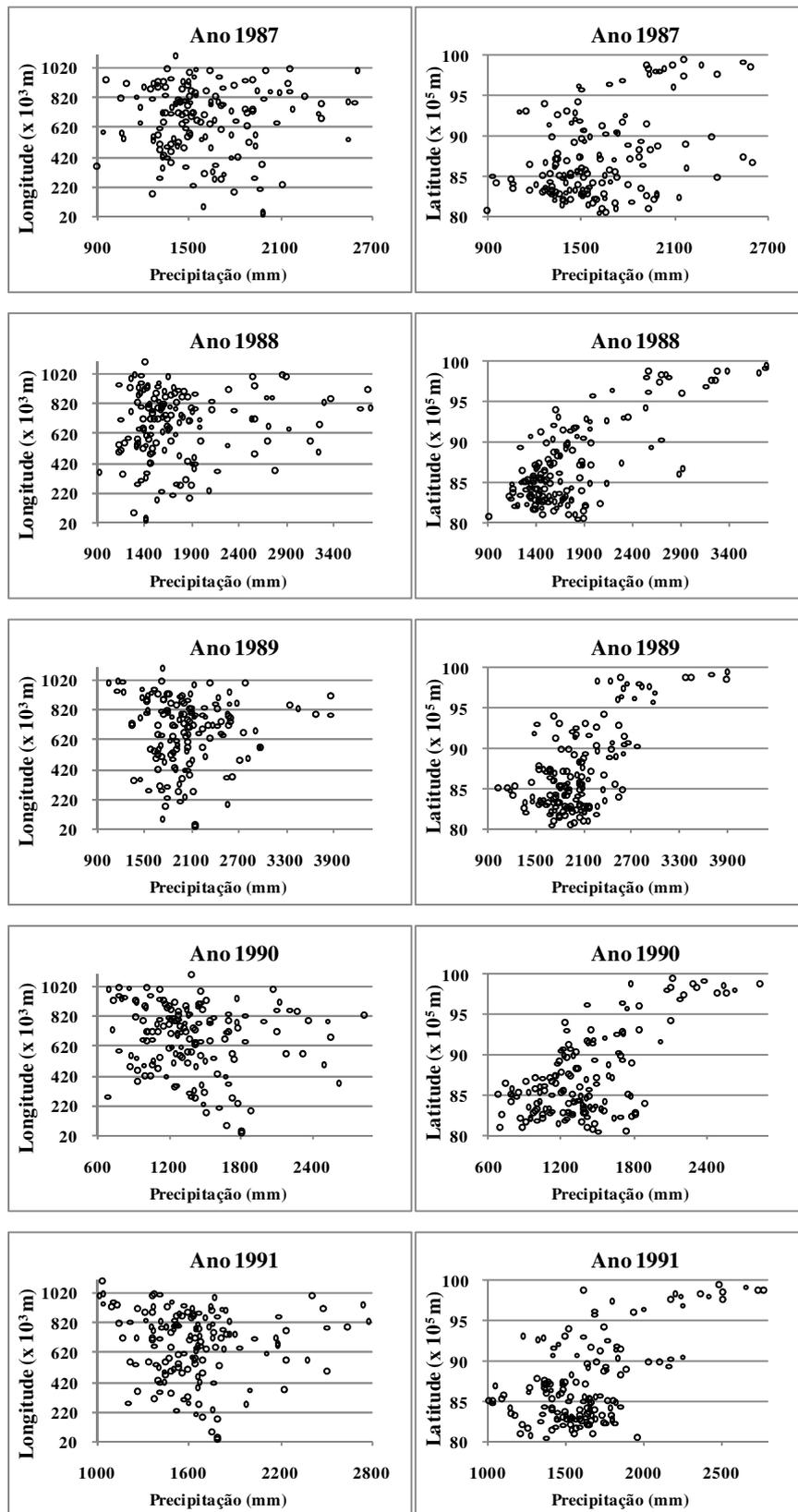
APÊNDICE II – ESTATÍSTICA DESCRITIVA (ESPACIAL)



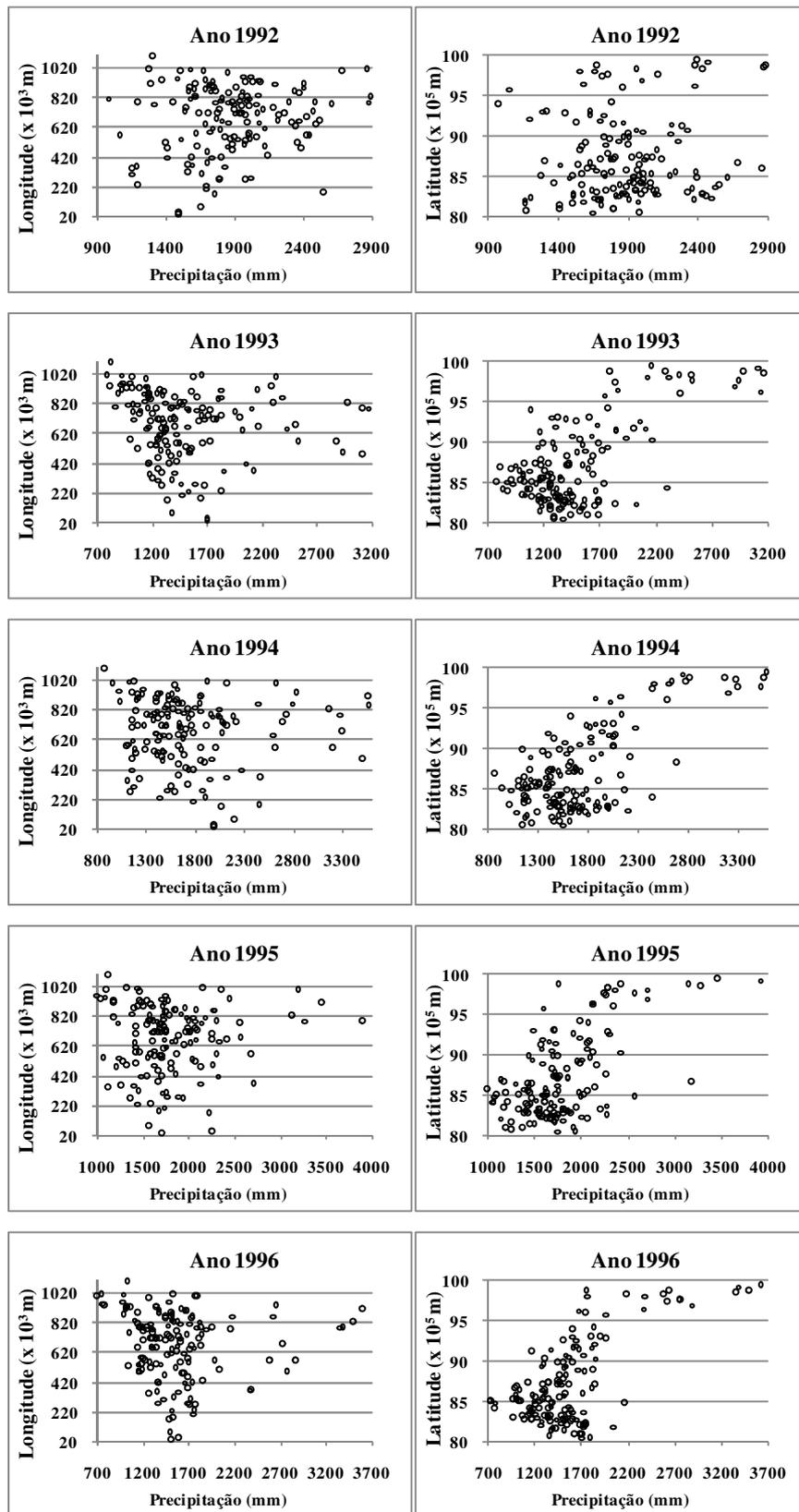
APÊNDICE II – (Continua)



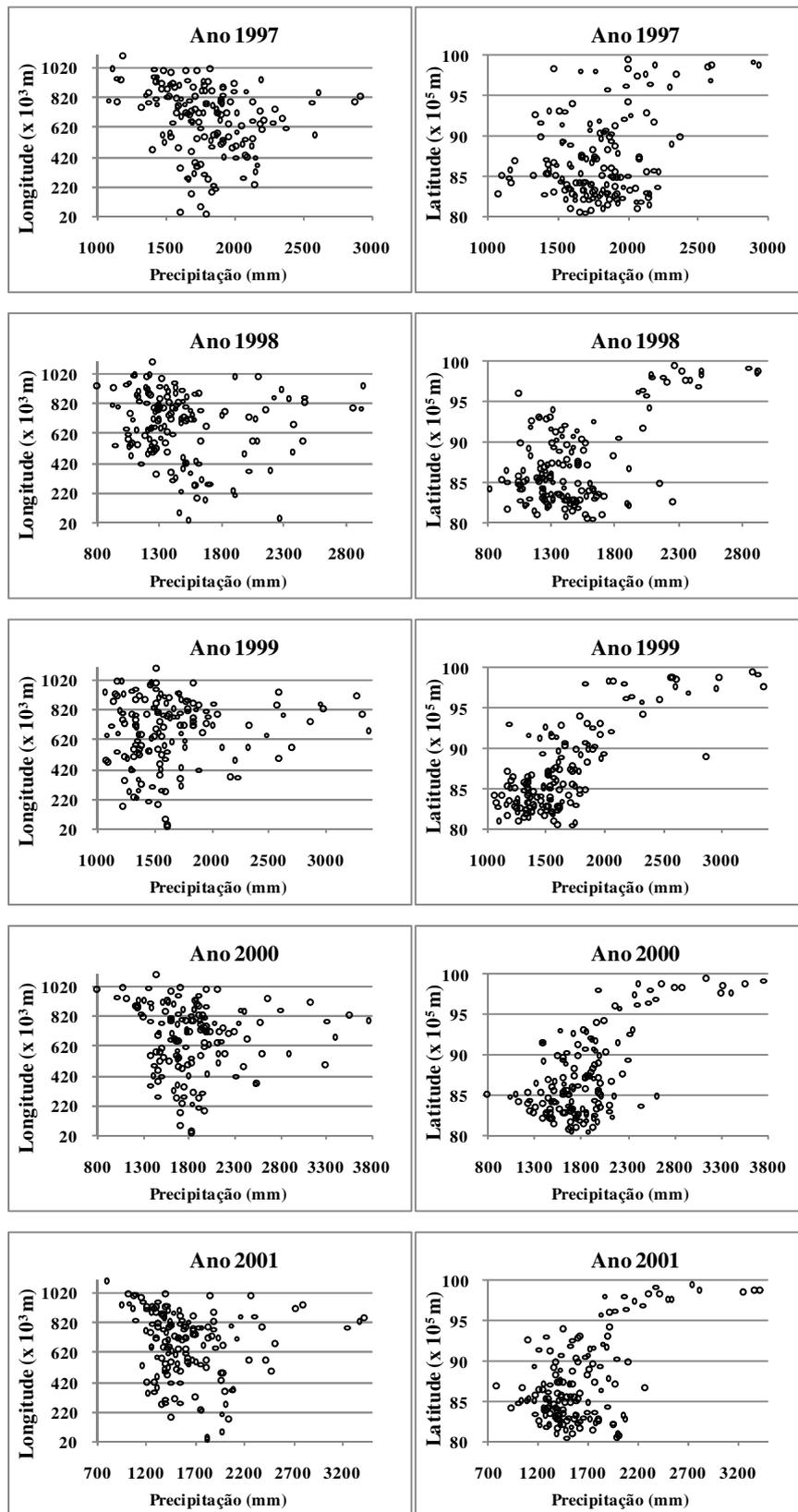
APÊNDICE II – (Continua)



APÊNDICE II – (Continua)



APÊNDICE II – (Continua)



APÊNDICE II – (Conclusão)

