



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/05.09.21.40-TDI

CLIMATOLOGIA DE DIAS DE TEMPESTADES NAS PRINCIPAIS CIDADES DA REGIÃO EQUATORIAL BRASILEIRA E PROJEÇÕES PARA O FUTURO

Anderson Barreira Sales

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas, orientada pelos Drs. Osmar Pinto Junior, e Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto, aprovada em 23 de maio de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3G9NRTS>>

INPE
São José dos Campos
2014

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/05.09.21.40-TDI

CLIMATOLOGIA DE DIAS DE TEMPESTADES NAS PRINCIPAIS CIDADES DA REGIÃO EQUATORIAL BRASILEIRA E PROJEÇÕES PARA O FUTURO

Anderson Barreira Sales

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas, orientada pelos Drs. Osmar Pinto Junior, e Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto, aprovada em 23 de maio de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3G9NRTS>>

INPE
São José dos Campos
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Sales, Anderson Barreira.

Sa32c Climatologia de dias de tempestades nas principais cidades da região equatorial brasileira e projeções para o futuro / Anderson Barreira Sales. – São José dos Campos : INPE, 2014.
xxvi + 166 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/05.09.21.40-TDI)

Tese (Doutorado em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.

Orientadores : Drs. Osmar Pinto Junior, e Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto.

1. Dias de tempestade. 2. Mudanças climáticas. 3. Meteorologia. I.Título.

CDU 551.594(8)




Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

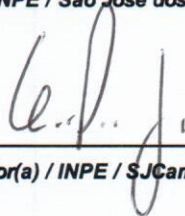
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas

Dr. Alisson Dal Lago



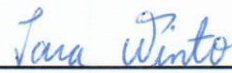
Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Osmar Pinto Junior




Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dra. Lara Regina Cardoso de Almeida Pinto




Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Nelson Jesus Ferreira



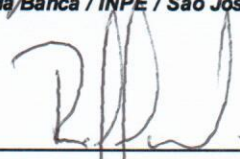
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Dailton Gilberto Guedes



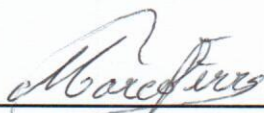
Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Widinei Alves Fernandes



Convidado(a) / UFMS / Campo Grande - MS

Dr. Marco Antonio da Silva Ferro



Convidado(a) / IAE/DCTA / São José dos Campos - SP

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

() unanimidade

Aluno (a): **Anderson Barreira Sales**

São José dos Campos, 23 de Maio de 2014

"O cientista não busca um resultado imediato. Não espera que suas idéias sejam prontamente aceitas. Seu dever é estabelecer as bases para aqueles que irão apontar o caminho."

Nikola Tesla

Aos grandes amores da minha vida,
Minha linda esposa e minhas duas filhas,
O meu respeito e carinho eterno.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, inteligência suprema causa primária de todas as coisas.

À multidão de testemunhos do plano espiritual que me acompanham, apoiam e torcem por mim nessa jornada.

Aos meus orientadores Dr. Osmar Pinto Júnior e Dra. Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto, por todo carinho e atenção que me dedicaram. Ao Professor Osmar que com sua uma inteligência incomparável, me auxiliou com suas sábias sugestões, mostrando-se, além de um excelente pesquisador, um extraordinário ser humano. À Dra. Iara por sua perspicácia; pelos ensinamentos contínuos sobre eletricidade atmosférica, metodologia de pesquisa, entre muitos outros assuntos. E pelo seu imensurável carinho com os alunos e com o ELAT.

A minha família pelo irrestrito, forte e silencioso apoio.

Ao Dr. Marco Antonio da Silva Ferro, Ieso de Miranda, Antônio Luís Cardoso Neto e Cel. Av. Leandro Costa de Andrade pelas informações cedidas de dias de tempestade do ICEA/DCTA.

Ao Dr. Jorge Luís Gomes e a Dra. Chou Sin Chan por liberarem o acesso do modelo de downscaling do CPTEC/INPE. Ao técnico Márcio Aparecido Gonçalves de Carvalho por toda ajuda com o acesso do banco de dados do resultado do modelo e transferência dos dados de Cachoeira Paulista para São José dos Campos.

Ao Dr. Nelson Jesus Ferreira por me mostrar a Física da Meteorologia e por me permitir utilizar sua sala no INPE de Cachoeira Paulista. Ao Dr. Saulo Ribeiro de Freitas por ter liberado a sala que era do Prof. Nelson em Cachoeira Paulista e por ter me ajudado com o GrADS, e explicado sobre as diferenças entre os modelos de downscaling e a reanálise do NCEP.

Ao Dr. Manoel Alonso Gan por suas sugestões e explicações sobre tempestades na região equatorial brasileira.

À Anna Bárbara Coutinho de Melo por me mostrar como se identifica a posição da ZCIT; procedimento utilizado no Boletim Climanálise do CPTEC/INPE.

À Michelyne Duarte Leal Coutinho por me explicar como seu programa de pesquisa de VCAN's funciona, e por fornecer os dados de sua pesquisa.

Ao Dr. Kleber Pinheiro Naccarato por me auxiliar com os dados do mapa de densidade de raios no Brasil e ao técnico Diovane Rodolfo de Campos por recortar os dados de densidade de raios do LIS nas cidades de estudo e me explicar como esses dados são obtidos.

A todos os companheiros do ELAT: Iara Cardoso, Iara Mazzei, Anelize, Juliane, Tatiane, Miguel, Diogo, Tiago, Luis Henrique, Cristiano, Demétrius entre outros.

Aos amigos colegas estudantes do curso de Geofísica Espacial: Dr. Antonio, Dra. Gisele, Dr. Vandoir, Dr. Wendell, Msc. Maurício, Msc. Leandro, Msc. Claudia, Msc. Carina, Msc. Rodrigo, Msc. Robson, Jéferson, Larissa, Ellen, Vanderlei, Amanda entre outros, por sua amizade e companheirismo.

A todos meus professores e pesquisadores que me apoiaram e me ensinaram vários detalhes, que direta ou indiretamente, estão marcados nesta tese.

Ao ELAT, DGE, CCST e ao INPE, por ceder suas instalações e oportunidade para desenvolver este trabalho.

À Banca pelas sugestões e críticas construtivas.

À CAPES e ao CNPq pelo suporte financeiro.

RESUMO

A partir dos dados de Dias de Tempestade (TD), fornecidos pelo ICEA/DCTA, e os dados do *downscaling* entre o modelo Global HadCM3 do Hadley Center e o modelo regional Eta-CPTEC do CPTEC/INPE, investigaram-se as variações espaciais e temporais de TD sobre a região equatorial brasileira, composta por cinco das principais cidades: Manaus, Belém, São Luiz, Fortaleza e Natal. Primeiramente, foi verificado que os dados de TD se mostraram consistentes com os dados de descargas atmosféricas. Do ponto de vista espacial, observou-se que Fortaleza e Natal possuem os menores valores de TD, e Manaus e Belém os maiores. As cidades do nordeste possuem um ciclo sazonal bem definido, com máximo no outono e mínimo na primavera, enquanto que as cidades da região norte não apresentaram um padrão bem definido. Do ponto de vista temporal, concluiu-se que algumas variáveis meteorológicas respondem ao comportamento do TD estudado, porém nenhuma variável reproduz toda a variação de TD, e, por isso, aplicou-se a ferramenta de regressão linear multivariável (RLMV) para compará-las com TD, obtendo-se correlações satisfatórias. Utilizando-se essas RLMV projetou-se as variações de TD nas referidas cidades, para o período de 2070-2100, com base em dois cenários de emissões de gases de efeito estufa, que foram chamados de HIGH (altas emissões de gases de efeito estufa) e LOW (baixas emissões de gases de efeito estufa). Para a cidade de Manaus os dois cenários apresentam aumento do número de dias de tempestade por ano, para o período de 2070-2100 em relação ao período de 1960-1990 e 2010-2013, sendo que no cenário HIGH o aumento foi maior; para as cidades de Natal e Fortaleza, a previsão foi de redução do número de dias de tempestade por ano, sendo que no cenário HIGH a previsão é da inexistência de dias de tempestade no período de 2070-2100; para as cidades de Belém e São Luís, a previsão para o cenário HIGH foi de

redução, enquanto no cenário LOW foi de aumento do número de dias de tempestade por ano.

CLIMATOLOGY OF THUNDERSTORM DAYS IN MAJOR CITIES IN THE BRASILIAN EQUATORIAL REGION

ABSTRACT

From data of Thunderstorm day (TD), provided by ICEA/DCTA, and data of CPTEC/INPE downscaling, we investigated the spatial and temporal variations of TD on Brazilian equatorial region, composed of five cities named: Manaus, Belém, São Luís, Fortaleza and Natal. First, we verified the consistent of TD data compare with lightning data. In a spatial point of view, we were observed that Fortaleza and Natal have the lowest TD, Manaus and Belém have highest values of TD; cities of the northeast region have a seasonal cycle, with maximum in autumn and minimal in spring. The cities in the north didn't provide a well-defined pattern. In a temporal point of view, we were concluded that some meteorological variables respond to the behavior of TD, but no one plays all the TD variation, and therefore we applied multiple linear regressions (RLMV) to compare meteorological variables with TD, and obtaining satisfactory correlations. Using these RLMV, we projected variations of TD in those cities for the period 2070-2100, based in two scenarios of greenhouse gas emissions, which were called HIGH (high emission greenhouse gases) and LOW (low emissions of greenhouses gases). To the city of Manaus both scenarios show an increase in the number of TD per year for the period 2070-2100 relative to the 1960-1990 and 2010-2013 periods, and in the High scenario the increase was greater; for the cities of Natal and Fortaleza, the prediction was to reduce the number of TD, being that in the HIGH scenario forecasting is the lack of TD in the end of the century; for the cities of Belém and São Luís, the prediction for the HIGH scenario was reduced, while the LOW scenario was an increase in TD per year.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 1.1 – Porcentagem de ocorrência de evento de trovoadas no aeroporto de Ponta Pelada – Manaus, de 1963 a 1990. Os gráficos da esquerda (direita) representam a primeira (segunda) quinzena do mês.	3
Figura 1.2 – Mapa isoceraúnico do Brasil, onde: regiões em branco possuem até 50 TD por ano; regiões listradas possuem de 50 a 100 TD por ano e regiões pretas com 100 a 150 TD por ano.	4
Figura 1.3 – Localização do trecho de linha Campina Grande (PB) – Santa Cruz (RN) da CHESF.	5
Figura 1.4 – Localização dos sensores da RINDAT.	7
Figura 1.5 – Mapa de densidade de descargas atmosféricas para o período de setembro de 2006 a setembro de 2007 obtido pela RINDAT.	8
Figura 1.6 – Foto do sensor LIS que está a bordo do TRMM.	9
Figura 1.8 – Mapa de Densidade de Descargas Atmosférica do Brasil, resultado preliminar obtido de dados da BrasilDat e do LIS.	10
Figura 1.9 – Distribuição das amostras de tempestades com mais de cinco descargas atmosféricas nas regiões Nordeste em setembro e Norte em novembro de 1999 a 2007.	11
Figura 1.10 – Mapa de Localização dos Sensores do SIPAM.	12
Figura 1.11 – Distribuição Espacial de Descargas Elétricas Atmosféricas em descargas/km ² .ano.	13
Figura 4.1 – Representação esquemática de uma parcela de ar saturada onde em A. tem-se a ascensão da parcela de ar úmido e em B. o diagrama termodinâmico representando a instabilidade absoluta.	20
Figura 4.2 – Representação esquemática de uma parcela de ar saturada onde em (a) necessita de uma forçante para superar a estabilidade e em (b) o diagrama termodinâmico representando a instabilidade condicional.	21
Figura 4.3 – Exemplo de forçante orográfica.	22
Figura 4.4 – Formações de nuvens por forçante frontal. À esquerda é apresentada a frente fria e à direita tem-se uma representação da frente quente.	23
Figura 4.5 – Seção transversal idealizada de uma célula de tempestade no estágio de desenvolvimento.	25
Figura 4.6 – Seção transversal idealizada de uma célula de tempestade no estágio maduro.	26
Figura 4.7 – Seção transversal idealizada de uma célula de tempestade no estágio dissipativo.	27
Figura 4.8 – Esquema idealizado de uma cumulonimbos.	29
Figura 4.9 – Processo de separação de cargas pela teoria colisional indutiva.	30
Figura 4.10 – Processo de separação de cargas pela teoria colisional termoelétrica.	32
Figura 4.11 – A carga transferida a um grânulo por colisão com um cristal de gelo, com quantidade de água líquida super resfriada constante.	33
Figura 4.12 – Representação do teoria gravitacional de acúmulo de cargas.	34
Figura 4.13 – Esquema da teoria convectiva.	35

Figura 4.14 – Distribuição elétrica de cargas, segundo a estrutura dipolar, para três localidades distintas. Observa-se que os centros de cargas estão correlacionados com a temperatura e não com a altitude.	37
Figura 4.15 – Ilustração da distribuição de cargas em uma típica e simples tempestade segundo a estrutura elétrica tripolar.	38
Figura 4.16 – Distribuição de cargas elétricas segundo medições de Stolzenburg et al. (1998).	39
Figura 4.17 – Modelo numérico de uma distribuição de carga para uma tempestade severa.	41
Figura 4.18 – Mapa global com a média anual de dias de tempestades.	43
Figura 4.19 – Mapa brasileiro com as médias de dias de tempestades por ano.	44
Figura 4.20 – Relação entre a média densidade de raios decadal (/10.000) e a temperatura de superfície na cidade de São Paulo para as décadas de 1950 a 1990. (A densidade de raios foi obtida a partir de TD).	45
Figura 4.21 – Desenvolvimento de uma massa de ar quente por convecção.	49
Figura 4.22 – Curva de Pressão Parcial de Vapor de Água em função da temperatura. ..	50
Figura 4.23 – Exemplos de altura da base de nuvens cumulus e a comparação entre a temperatura de superfície e a temperatura de ponto de orvalho.	52
Figura 4.24 – Modelo esquemático da formação do vento por gradiente de pressão.	54
Figura 4.25 – Representação esquemática dos sistemas de pressão global em janeiro e julho.	56
Figura 4.26 – Imagem IR (infravermelho) do GOES E, de 12/02/2005. A elipse azul mostra a ZCIT e a vermelha a alta dos Açores.	57
Figura 4.27 – Montagem apresentando as médias mensais de 17 anos, apresentando a estrutura da ZCIT, para os meses: janeiro, abril, julho e outubro. A escala indica os dias por mês em que ocorreram os sistemas convectivos.	58
Figura 4.28 – Exemplo de diagrama skew-T de radiossondagem, apresentando a forma como a CAPE é calculada graficamente.	60
Figura 4.29 – Imagem da superfície terrestre demarcada com o retângulo vermelho da posição das bóias que representam a medida de TSM do TNA.	63
Figura 4.30 – Imagem da superfície terrestre demarcada com o retângulo vermelho da posição das bóias que representam a medida de TSM do TSA.	64
Figura 5.1 – Mapa com as demarcações das cidades escolhidas.	67
Figura 5.2 – Mapa com as isolinhas médias de CAPE em 1960 para: (a) <i>Downscaling</i> modelo LOW (b) Reanálise NOAA/NCEP/NCAR.	69
Figura 5.3 – Imagem da região metropolitana de Manaus, com marcação dos pontos de observações de TD.	71
Figura 5.4 – Gráfico da variação sazonal de CAPE, pressão atmosférica e temperatura máxima diária em Manaus nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.	72
Figura 5.5 – Gráfico da variação sazonal da cobertura de nuvens altas, temperatura de ponto de orvalho e precipitação convectiva em Manaus nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.	72
Figura 5.6 – Imagem da região metropolitana de Belém, com marcação do ponto de ocorrência de medida de TD.	74
Figura 5.7 – Gráfico da variação sazonal de CAPE, pressão atmosférica e temperatura máxima diária em Belém nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.	75

Figura 5.8 – Gráfico da variação sazonal da cobertura de nuvens altas, temperatura de ponto de orvalho e precipitação convectiva em Belém nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.....	75
Figura 5.9 – Imagem da região metropolitana de São Luís, com marcação do ponto de ocorrência de medida de TD.	77
Figura 5.10 – Gráfico da variação sazonal de CAPE, pressão atmosférica e temperatura máxima diária em São Luís nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.	78
Figura 5.11 – Gráfico da variação sazonal de cobertura de nuvens altas, temperatura de ponto de orvalho e precipitação convectiva em São Luís nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.	78
Figura 5.12 – Imagem da região metropolitana de Fortaleza, com marcação do ponto de ocorrência de medida de TD.	80
Figura 5.13 – Gráfico da variação sazonal de CAPE, pressão atmosférica e temperatura máxima diária em Fortaleza nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.	80
Figura 5.14 – Gráfico da variação sazonal de cobertura de nuvens altas, temperatura de ponto de orvalho e precipitação convectiva em Fortaleza nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.	81
Figura 5.15 – Imagem da região metropolitana de Natal, com marcação do Aeroporto Internacional Augusto Severo, onde foi registrado o TD em Natal.....	83
Figura 5.16 – Gráfico da variação sazonal de CAPE, pressão atmosférica e temperatura máxima diária em Natal nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.	83
Figura 5.17 – Gráfico da variação sazonal de cobertura de nuvens altas, temperatura de ponto de orvalho e precipitação convectiva em Natal nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.....	84
Figura 5.18 – Gráfico da variação anual dos dias de tempestades em Manaus, Belém, São Luís, Fortaleza e Natal, nos períodos de 1960-2013.....	85
Figura 5.19 – Gráfico comparativo entre Densidade de descargas e TD. A linha preta representa a comparação sugerida pela IEEE, a linha vermelha representa o resultado da presente tese e a linha azul representa os dados obtidos na Colômbia.	87
Figura 5.20 – Representação esquemática de um <i>downscaling</i>	89
Figura 5.21 – Comparativo entre modelagem e observações de precipitação na Grã-bretanha no inverno.....	90
Figura 5.22 – Esquema que mostra as diferenças entre os cenários do IPCC.	96
Figura 5.23 – Esquema que mostra as diferenças entre o mundo real e o mundo representado por simulações de modelos numéricos.	99
Figura 6.1 – Gráfico da Variação de Dias de Tempestades (TD) ao longo do ano com seus respectivos erros para as cidades de Manaus, Belém, São Luís, Fortaleza e Natal. Dados do DCTA/ICEA entre 1960 a 2013.	103
Figura 6.2 – Gráfico das Médias Corridas de 9 anos dos Dias de Tempestades (TD), a partir das séries mensais, para as cidades de Manaus, Belém, São Luís, Fortaleza e Natal.	104
Figura 6.3 – Gráfico das Médias de Pressões do Topo das Nuvens Anual para as cidades de Manaus, Belém, São Luís, Fortaleza e Natal.	105
Figura 6.4 – Comparação entre a Pressão do Topo das Nuvens Anual e o TD anual para as cidades de Manaus, Belém, São Luís, Fortaleza e Natal e a correlação linear para todos os pontos do gráfico.	106

Figura 6.5 – Gráfico comparativo entre CAPE e a classificação de dias de tempestade TD, considerando 2 regiões: Norte (Manaus e Belém) e Nordeste (São Luís, Fortaleza e Natal), com seu respectivo erro e a Média Geral considerando as 5 cidades.	107
Figura 6.6 – Gráfico comparativo entre Umidade Relativa e a classificação de dias de tempestade TD, considerando 2 regiões: Norte (Manaus e Belém) e Nordeste (São Luís, Fortaleza e Natal), com seu respectivo erro e a Média Geral considerando as 5 cidades.	108
Figura 6.7 – Gráfico comparativo entre a média da posição da ZCIT às cidades e a classificação de TD, considerando 2 regiões: Norte (Manaus e Belém) e Nordeste (São Luís, Fortaleza e Natal).	109
Figura 6.8 – Variação da derivada sazonal de TD para as cidades de Manaus, comparada com a derivada sazonal de TD em Belém do mês de referência anterior. Dados utilizados no período de 1960 a 2013.	110
Figura 6.9 – Gráfico de Comparação entre TD observado nos dois aeroportos de Manaus.	111
Figura 6.10 – Gráfico da variação temporal de Dias de Tempestade em Manaus.	125
Figura 6.11 – Gráfico da variação temporal de Dias de Tempestade em Belém e São Luís.	126
Figura 6.12 – Gráfico da variação temporal de Dias de Tempestade em Fortaleza e Natal.	127
Figura 6.13 – Gráfico compactado de Dias de Tempestade entre os valores presente e futuro da análise realizada para as regiões em estudo.	129
Figura 6.14 – Média anual dos cinco AOGCM's para anomalias de precipitação dos cenários (a) B2 e (b) A2, do período 2071-2100. Unidades em mm/dia.	130
Figura 6.15 – Média anual dos cinco AOGCM's para anomalias de temperatura do ar dos cenários (a) B2 e (b) A2, do período 2071-2100. Unidades em °C.	131
Figura 6.16 – Projeção de variação da precipitação média do período de 2071-2100 em relação à média do período de 1961-1990 para o Brasil em um cenário de alta emissão de CO ₂	132
Figura 6.17 – Projeção de variação da precipitação média do período de 2071-2100 em relação à média do período de 1961-1990 para o Brasil em um cenário de baixa emissão de CO ₂	133
Figura 6.18 – Projeção de variação da temperatura média do período de 2071-2100 em relação à média do período de 1961-1990 para o Brasil em um cenário de alta emissão de CO ₂	134
Figura 6.19 – Projeção de variação da temperatura média do período de 2071-2100 em relação à média do período de 1961-1990 para o Brasil em um cenário de baixa emissão de CO ₂	135

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 4.1 – Relações das constantes a e b que correlacionam Ng com TD.....	46
Tabela 5.1 – Relação de trabalhos de <i>downscaling</i> estatístico para o Brasil.....	91
Tabela 5.2 – Comparação entre as vantagens e limitações dos métodos de <i>downscaling</i> estatístico.....	92
Tabela 6.1 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual de CAPE.....	112
Tabela 6.2 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual de pressão atmosférica.....	113
Tabela 6.3 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual de temperatura máxima diária.....	114
Tabela 6.4 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual de temperatura de ponto de orvalho.....	114
Tabela 6.5 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual de umidade relativa.....	115
Tabela 6.6 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual de cobertura de nuvens altas.....	116
Tabela 6.7 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual de cobertura de nuvens altas.....	116
Tabela 6.8 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual de distância da cidade à ZCIT.....	117
Tabela 6.9 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual da TNA.....	118
Tabela 6.10 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual da TSA.....	119
Tabela 6.11 – Valores de correlação e confiabilidade das equações calculadas em relação à TD entre as cidades e cenários.....	120
Tabela 6.12 – Coeficientes calculados para as RLMV que utilizam os parâmetros do modelo para simular TD.....	121
Tabela 6.13 – Variações dos parâmetros meteorológicos entre 1960-1990 e 2010-2013 em relação às variações entre 2070-2100, nos modelos HIGH e LOW para as cidades de Belém e São Luís.....	136

LISTA DE ABREVIATURAS

AOGCM	Modelo de Circulação Global com Oceano e Atmosfera Acoplados
BRAMS	Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System
BRASILDAT	Sistema Brasileiro de Detecção de Descarga Atmosféricas
CAPE	Energia Potencial Convectiva Livre
Cb	Cumulonimbus
CCCMA	Canadian Center for Climate Modeling and Analysis
CCST	Centro de Ciências do Sistema Terrestre - INPE
CHESF	Companhia Hidroelétrica do São Francisco – Ministério de Minas e Energia - Brasil
CNPq	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação – Brasil
CO ₂	Gás Carbônico
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - INPE
CREAS	Regional Climate Change Scenarios for South America
CRU	Climatic Research Unit - University of East Anglia - UK
DCTA	Departamento de Ciência e Tecnologia Aeroespacial – Ministério da Aeronáutica - Brasil
DGE	Divisão de Geofísica Espacial - INPE
E	Campo Elétrico

E	Pressão Parcial do Vapor de água
ELAT	Grupo de Eletricidade Atmosférica - INPE
e_s	Pressão de Saturação
Eta	Modelo Atmosférico que usa a coordenada vertical h
Eta-CCS	Versão climática dos modelos de previsão NCEP Eta
G	Aceleração da Gravidade
GCM	Modelo Global Climático
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GHCC	Global Hydrology and Climate Center - NASA
GISS	Goddard Institute for Space Studies - NASA
GOES E	Geostationary Satellite Server East - NOAA
HadCM3	Hadley Centre Coupled Model version 3
HadRM3P	Downscaling de Modelo Regional baseado no HadCM3
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – Ministério do Planejamento – Brasil
ICAE	International Conference on Atmospheric Electricity
ICEA	Instituto de Controle do Espaço Aéreo - DCTA
IEC	International Electro technical Commission
IEEE	Instituto de Engenheiros, Eletricistas e Eletrônicos

INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação - Brasil
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change - WMO
IR	Radiação Infravermelha
LIS	Lightning Imaging Sensor - GHCC - NASA
MBSCG	Modelo Brasileiro do Sistema Climático Global – CCST
MIROC	Model for Interdisciplinary Research on Climate - University of Tokyo
NASA	National Aeronautics and Space Administration – USA
NCAR	National Center for Atmospheric Research – USA
NCEP	National Centers for Environmental Prediction – NOAA
NEQ	Nível de Convecção Espontânea
Ng	Densidade de Raios que Tocam o Solo
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration - USA
NSSTC	National Space Science and Technology Center – NASA
NWS	National Weather Service – NOAA
OTD	Optical Transient Detector – GHCC
RCM	Modelo Regional Climático
RegCM3	Terceira Geração de Modelo Regional Climático desenvolvido pela NCAR
RINDAT	Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas – Brasil

RLMV	Regressão Linear Multivariável
ROL	Radiação de Ondas Longas
SINDESA	Sistema de Informações sobre Descargas Atmosféricas
SIPAM	Sistema de Proteção da Amazônia – Ministério da Defesa – Brasil
SRES	Special Report Emission Scenarios – IPCC
TD	Dias de Tempestades
Td	Temperatura Potencial
TNA	Índice de Anomalia da Temperatura de Superfície do Mar do Oceano Atlântico Tropical Norte
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission - NASA
TSA	Índice de Anomalia da Temperatura de Superfície do Mar do Oceano Atlântico Tropical Sul
TSM	Temperatura de Superfície do Mar
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
ω	Velocidade de Ascensão Vertical da Parcela
WMO	World Meteorological Organization – United Nations
Z	Altura Vertical
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	15
3. MOTIVAÇÕES	17
4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	19
4.1. Formação das Tempestades	19
4.2. Estágios de uma Nuvem de Tempestade	23
4.3. Eletrificação das nuvens de Tempestade	28
4.3.1. Teoria Colisional.....	30
4.3.2. Teoria Gravitacional	33
4.3.3. Teoria Convectiva.....	34
4.4. Estrutura Elétrica das Nuvens de Tempestades	36
4.4.1. Estrutura Elétrica Dipolar	36
4.4.2. Estrutura Elétrica Tripolar ou Dipolo/Tripolar	37
4.4.3. Estrutura Elétrica Multipolar	39
4.5. Dias de Tempestade	41
4.6. Trovão.....	46
4.7. Parâmetros Meteorológicos	47
4.7.1. Temperatura Máxima Diária.....	48
4.7.2. Umidade Relativa.....	49
4.7.3. Temperatura de Ponto de Orvalho	51
4.7.4. Pressão Atmosférica.....	52
4.7.5. Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).....	55
4.7.6. Energia Potencial Convectiva (CAPE).....	59
4.7.7. Temperatura de Superfície do Mar do Oceano Atlântico Tropical.....	61
4.7.8. Cobertura de Nuvens Altas	65
4.7.9. Precipitação Convectiva.....	65
5. METODOLOGIA DA PESQUISA E CARACTERÍSTICAS DAS CIDADES ESTUDADAS.....	67
5.1. Localização e Características das Cidades Analisadas	70
5.1.1. Manaus.....	70
5.1.2. Belém	73
5.1.3. São Luís	76
5.1.4. Fortaleza.....	79
5.1.5. Natal.....	82
5.2. Dados de Dias de Tempestade	85
5.3. <i>Downscaling</i>	88
5.3.1. <i>Downscaling</i> no Brasil.....	92
5.3.2. <i>Downscaling</i> utilizado na tese	95
5.3.3. Incertezas no <i>Downscaling</i>	98
5.4. Regressão Linear Múltipla (RLM).....	100
6. Resultados e Discussões	103
6.1. Física dos Dias de Tempestade (TD)	103

6.2.	Comparação entre TD e os Parâmetros escolhidos do modelo.....	112
6.2.1.	CAPE	112
6.2.2.	Pressão Atmosférica.....	113
6.2.3.	Temperatura Máxima Diária.....	113
6.2.4.	Temperatura de Ponto de Orvalho	114
6.2.5.	Umidade Relativa.....	115
6.2.6.	Cobertura de Nuvens Altas	115
6.2.7.	Precipitação Convectiva.....	116
6.2.8.	Distância da cidade à ZCIT.....	117
6.2.9.	Anomalia de Temperatura de Superfície do Oceano Tropical Atlântico Norte (TNA)	117
6.2.10.	Anomalia de Temperatura de Superfície do Oceano Tropical Atlântico Sul (TSA)	118
6.3.	RLMV dos Parâmetros Meteorológicos e TD	119
6.4.	Análise Climatológica Estendendo a RLMV para o futuro	124
6.4.1.	Manaus	124
6.4.2.	Belém e São Luís	125
6.4.3.	Fortaleza e Natal	126
6.5.	Comparação entre Análise Climatológica realizada para o futuro e as projeções publicadas	128
6.6.	Análise das variações de Dias de Tempestades em Belém e São Luís.....	135
7.	CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS FUTURAS	139
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	143
	ANEXO I.....	163

1. INTRODUÇÃO

Nas ciências naturais, a tempestade ocorre devido a um desequilíbrio de energia do fluido atmosférico terrestre, vinculado aos processos dinâmicos, termodinâmicos e radiativos que produzem instabilidade. Desta forma, a tempestade é caracterizada se no local houver a presença de ventos fortes e de uma ou mais descargas atmosféricas. Tempestades estão associadas às nuvens convectivas e, na maioria das vezes, esta combinação leva à precipitação.

A tempestade se forma onde o ar frio e seco sobrepõe ao ar quente e úmido, havendo flutuação positiva de uma massa de ar. Ou, se algum mecanismo dinâmico elevar o ar próximo à superfície para níveis mais altos da troposfera, por meio de correntes ascendentes que darão origem à tempestade (COTTON; ANTHES, 1989).

Segundo Pinto Jr. e Pinto (2000), as descargas elétricas atmosféricas produzidas nas tempestades geram prejuízo de cerca de um bilhão de reais por ano no Brasil.

Logo, descobrir como estão distribuídas as tempestades, tanto espacialmente quanto temporalmente, para alertar e reduzir os prejuízos são estudos de interesse na comunidade científica.

Porém, existem dificuldades em se estudar as tempestades, e estão ligadas aos seguintes fatores:

- O entendimento completo da física do fenômeno;
- As limitações espaciais e econômicas das observações;
- O erro associado aos instrumentos;
- A metodologia dos processos de coleta dos equipamentos.

Com base nestas dificuldades, o método mais comumente utilizado no estudo de tempestades, é o registro dos dias de tempestades (TD), pois necessita somente de um observador em uma estação fixa. Sendo assim, TD é

uma variável que possui a maior série temporal de registros dentro da eletricidade atmosférica (PINTO JR.; PINTO, 2008).

A divisão NWS da NOAA (National Weather Services / National Oceanic and Atmospheric Administration), órgão do governo americano, coleta dados a respeito de tempestades, em tempo real, e em todas as partes do globo. Sendo que para os Estados Unidos existem mais de 60 anos de informações. Diversos trabalhos baseados nessas informações foram produzidos, entre eles: Changnon e Hsu (1984); Grazulis (1993); Brooks (2000); Brooks e Doswell (2001); Brooks e Craven (2002); Grazulis (2003); Dotzek et al. (2003); Feuerstein et al. (2005); Doswell et al. (2005); e Verbout et al. (2006).

Entretanto, os resultados ainda são insuficientes para se obter uma estimativa confiável das projeções futuras da ocorrência de tempestades. Mesmo para os Estados Unidos, no qual, o levantamento da base de dados é considerado o melhor do mundo.

Para a região equatorial do Brasil, onde os dados são mais escassos, tanto espacialmente como temporalmente, os trabalhos são poucos.

Destacam-se os trabalhos descritos a seguir:

- Nechet (1990, 1992, 1994 e 1996) busca, em uma análise climatológica, no norte do Brasil, estabelecer os horários mais prováveis de ocorrência de tempestades em vários aeroportos das cidades do Norte e Nordeste brasileiro, com a finalidade de auxiliar na liberação de vôos nas cidades de Belém-PA, Manaus-AM e São Luís-MA. Na Figura 1.1 observa-se a porcentagem de ocorrência de tempestades no aeroporto de Ponta Pelada em Manaus, com seus máximos ocorrendo entre 18 e 24 horas, do horário local.

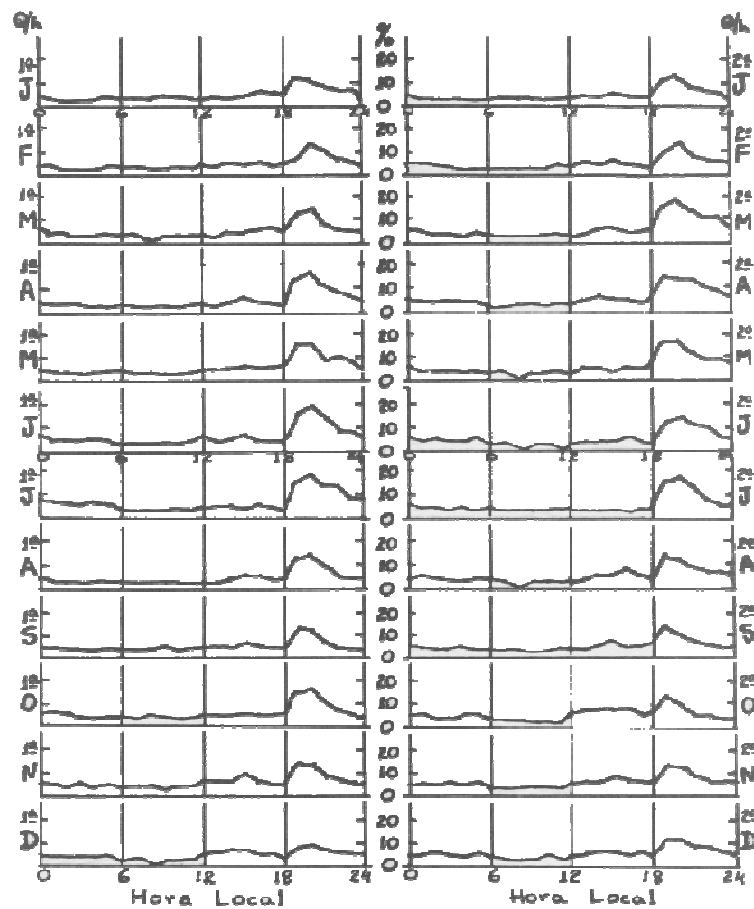


Figura 1.1 – Porcentagem de ocorrência de evento de trovoadas no aeroporto de Ponta Pelada – Manaus, de 1963 a 1990. Os gráficos da esquerda (direita) representam a primeira (segunda) quinzena do mês.

Fonte: Nechet (1992).

- Pinto Jr. e Pinto (2000) apresentaram o mapa isoceraúnico brasileiro, com base nos dados de dias de tempestades, das décadas de 60 a 80, mostrado na Figura 1.2.

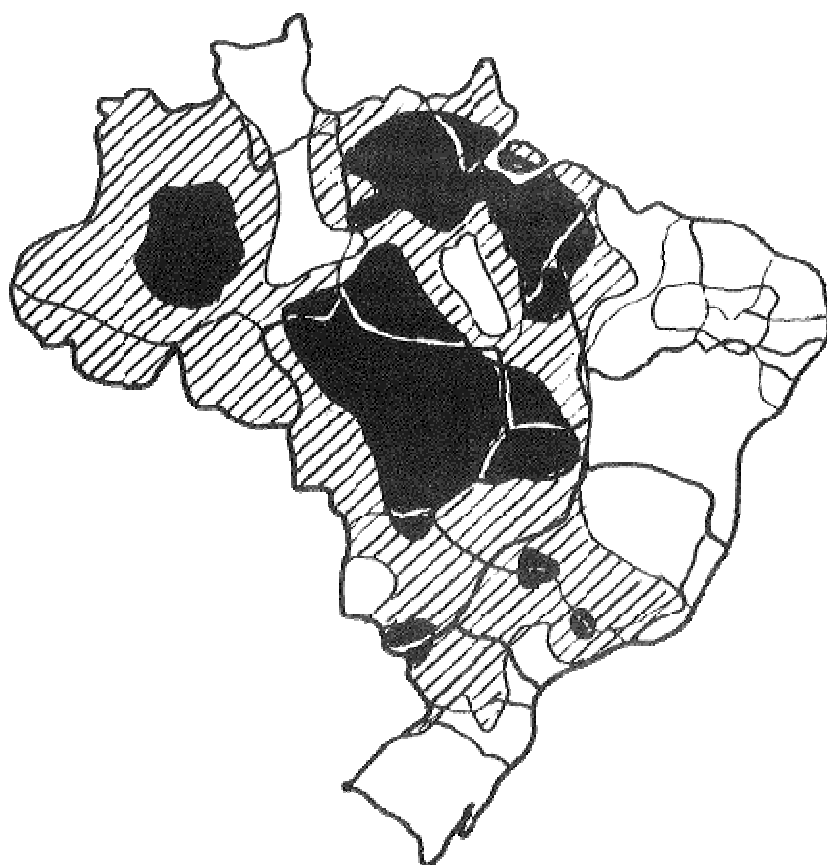


Figura 1.2 – Mapa isoceraúnico do Brasil, onde: regiões em branco possuem até 50 TD por ano; regiões listradas possuem de 50 a 100 TD por ano e regiões pretas com 100 a 150 TD por ano.

Fonte: Pinto Jr. e Pinto (2000).

Farias e Correia (2008) realizaram estudos sobre as interrupções de energia elétrica na área da CHESF (Companhia Hidroelétrica do São Francisco), mostrada na Figura 1.3, causadas por descargas atmosféricas, correlacionando-as com as variações do fenômeno La Niña e ocorrências de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), de dezembro de 1997 a janeiro de 2000. Os VCAN, segundo Gan e Kousky (1982), são sistemas atmosféricos fechados de baixa pressão que se formam na alta troposfera, e normalmente, apresentam no centro, uma temperatura mais baixa que em sua periferia, o que favorece a formação de

instabilidades e precipitação. Os pesquisadores detectaram eventos de falhas na transmissão de energia elétrica causados por atividade convectiva intensa decorrente de ação de vórtices ciclônicos em altos níveis. Também perceberam que as ocorrências de falhas em episódios de La Niña foram superiores às falhas em episódios de El Niño, sugerindo que nos anos de La Nina a atividade convectiva na região é mais freqüente e mais abrangente do que nos anos de El Niño.

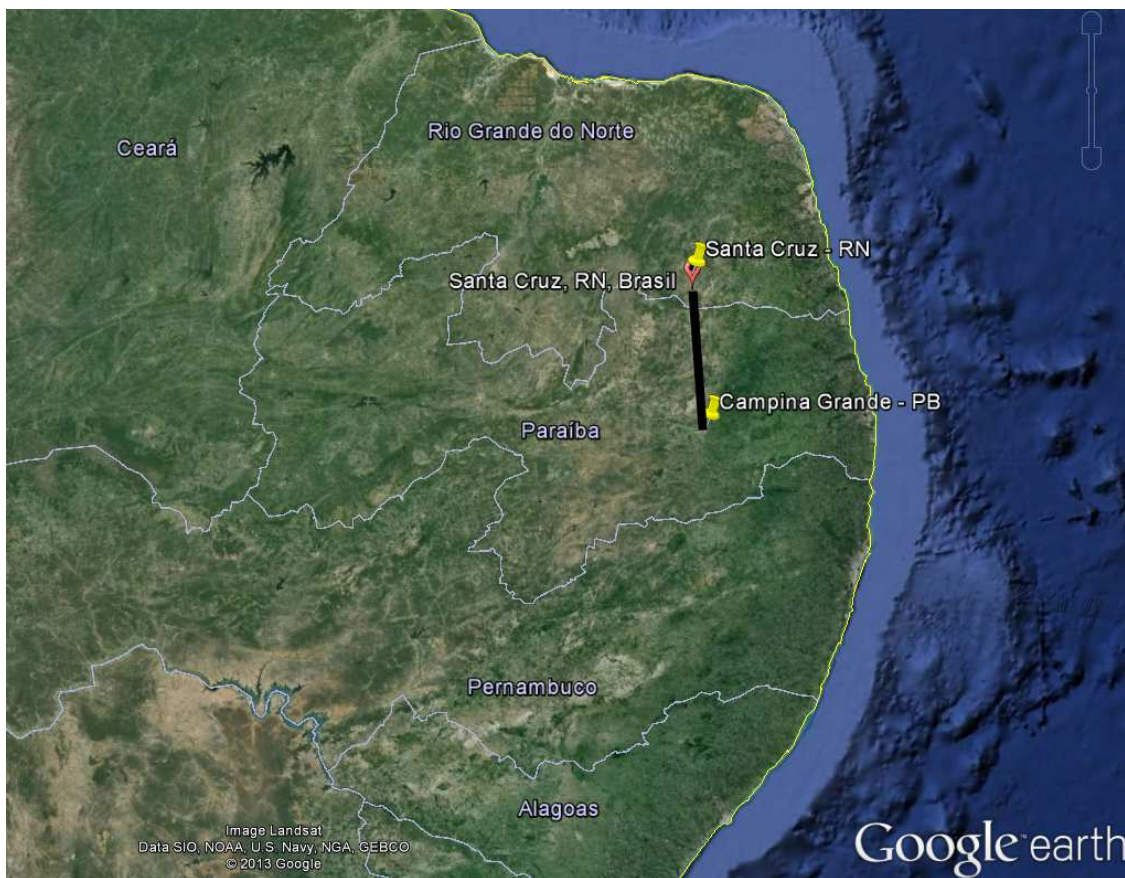


Figura 1.3 – Localização do trecho de linha Campina Grande (PB) – Santa Cruz (RN) da CHESF.

Fonte: adaptado de Farias e Correia (2008).

- Pinto et al. (2008) definiram uma nova metodologia para o cálculo dos valores de densidade de descargas. Os autores incluíram valores de elevação de terreno. O método, chamado de SINDESA (Sistema de Informações sobre Descargas Atmosféricas), aplicado para todo o território nacional serve como suporte para estudos de desempenho das instalações de transmissão de energia elétrica; e substitui o índice ceraúnico pela densidade média de descargas atmosféricas. O método proporciona uma melhora na resolução espacial e dinamiza a informação que antes era estática. A SINDESA permite correlacionar as informações de densidade de descargas atmosféricas com relevo, solo e hidrologia. Para esse trabalho, os autores utilizaram dados disponibilizados pela rede RINDAT (Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas) que é composta por 47 sensores operando no espectro de VLF e LF, estrategicamente localizados em 12 estados brasileiros, conforme é apresentado na Figura 1.4.

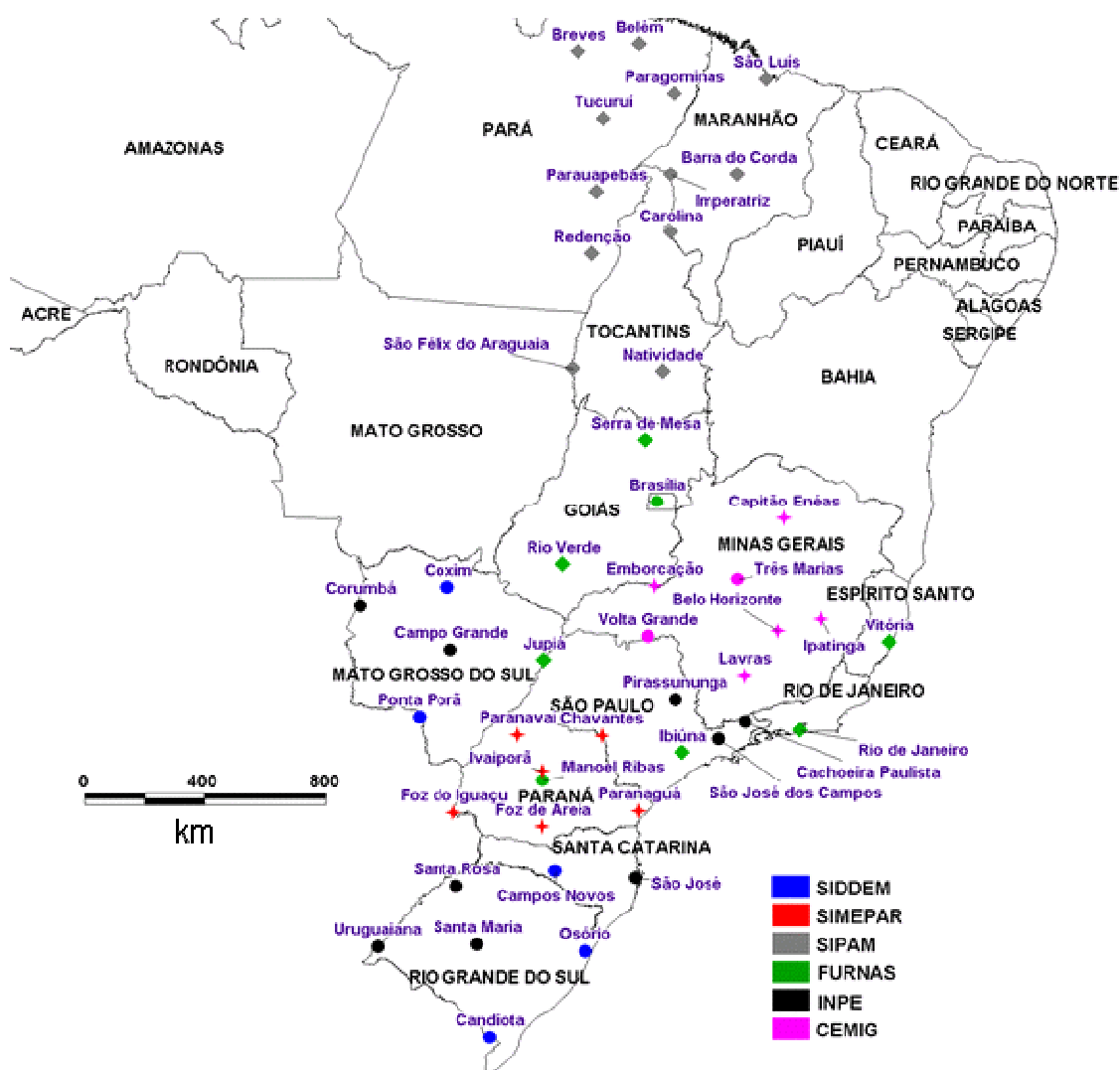


Figura 1.4 – Localização dos sensores da RINDAT.

Fonte: Adaptado de Pinto Jr. et al. (2009).

Com os dados da RINDAT foi possível montar um mapa de densidade de descargas atmosféricas, como pode ser observado na Figura 1.5, para o período de setembro de 2006 a setembro de 2007, com uma resolução de 30 km.

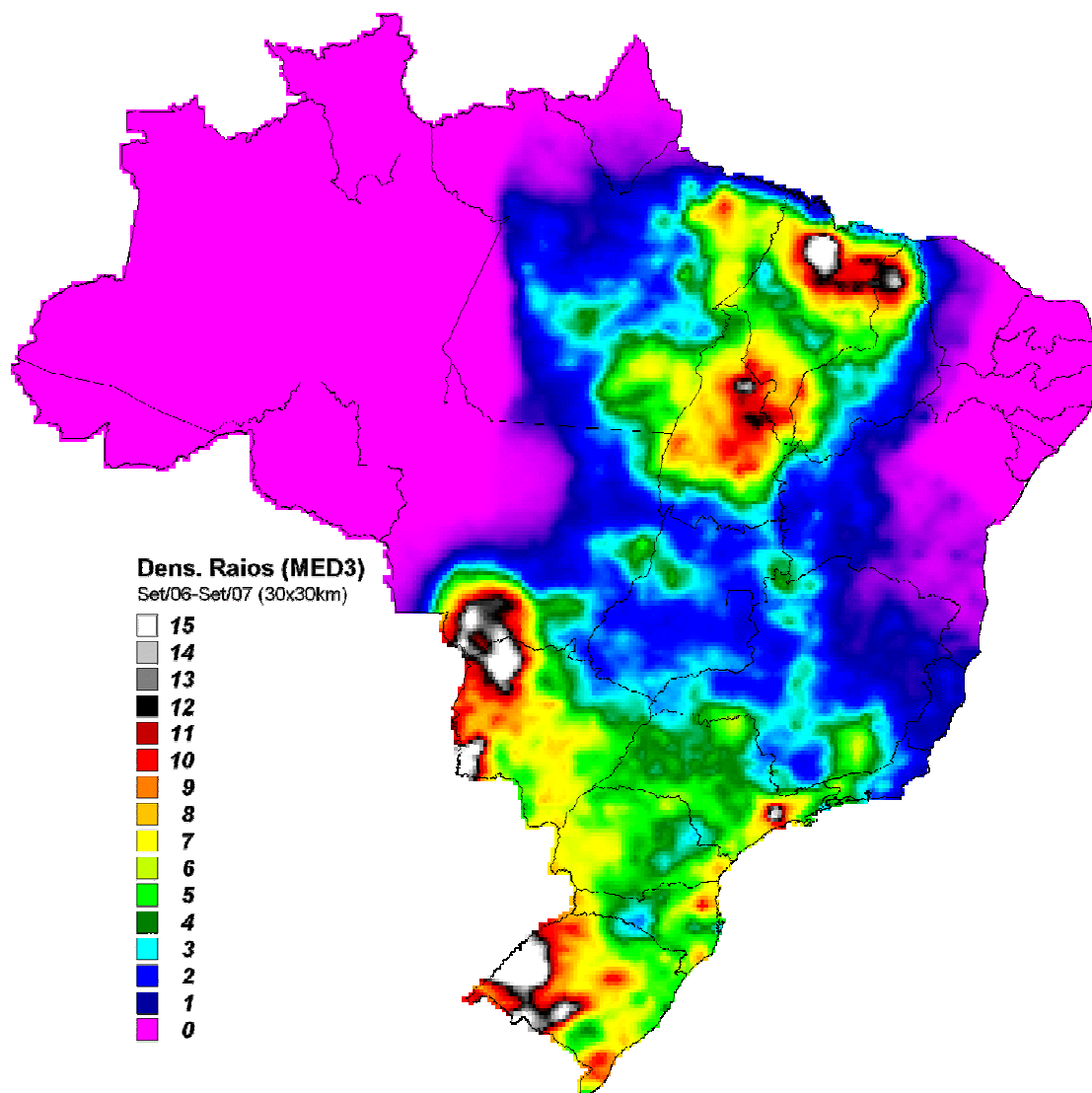


Figura 1.5 – Mapa de densidade de descargas atmosféricas para o período de setembro de 2006 a setembro de 2007 obtido pela RINDAT.

Fonte: Pinto Jr. et al. (2009).

Porém, como pode ser observado pela Figura 1.4, a RINDAT não cobre, até o momento, integralmente o Brasil, o que levou os pesquisadores à necessidade de utilizarem um dos instrumentos de observação por satélite, o LIS (Lightning Imaging Sensor), mostrado na Figura 1.6, e que está instalado à bordo do satélite TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission) e contribui para a detecção de tempestades severas em escala global, com uma resolução de

grade de 600x600 km (CRISTIAN et al., 1989). Na Figura 1.7 observa-se um mapa global de descargas atmosféricas, de todos os tipos, produzido pela NASA (Administração Nacional da Aeronáutica e do Espaço Americano), onde nota-se a intensa atividade elétrica atmosférica sobre nosso país. Apesar de existirem outras regiões com maior densidade de raios, devido a sua extensão, o Brasil é considerado o país de maior incidência de raios.



Figura 1.6 – Foto do sensor LIS que está a bordo do TRMM.

Fonte: NASA (2013).

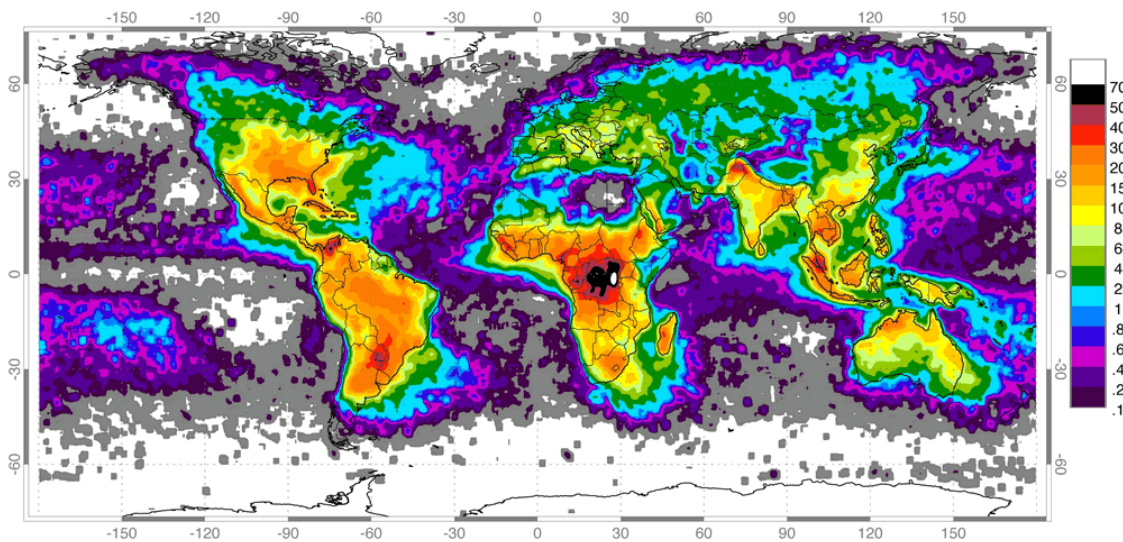


Figura 1.7 – Distribuição global de descargas com base nas observações dos instrumentos NASA OTD (1995-2000) e LIS (1998 – 2003).

Fonte: Williams (2005). Crédito da Imagem: NSSTC Lightning Team.

Sobrepondo os dados de satélite aos dados da rede RINDAT, Pinto Jr. et al. (2009) conseguiram obter a densidade de descargas atmosféricas com a melhor qualidade de informações disponíveis atualmente, que foi condensada na Figura 1.8 apresentada a seguir.

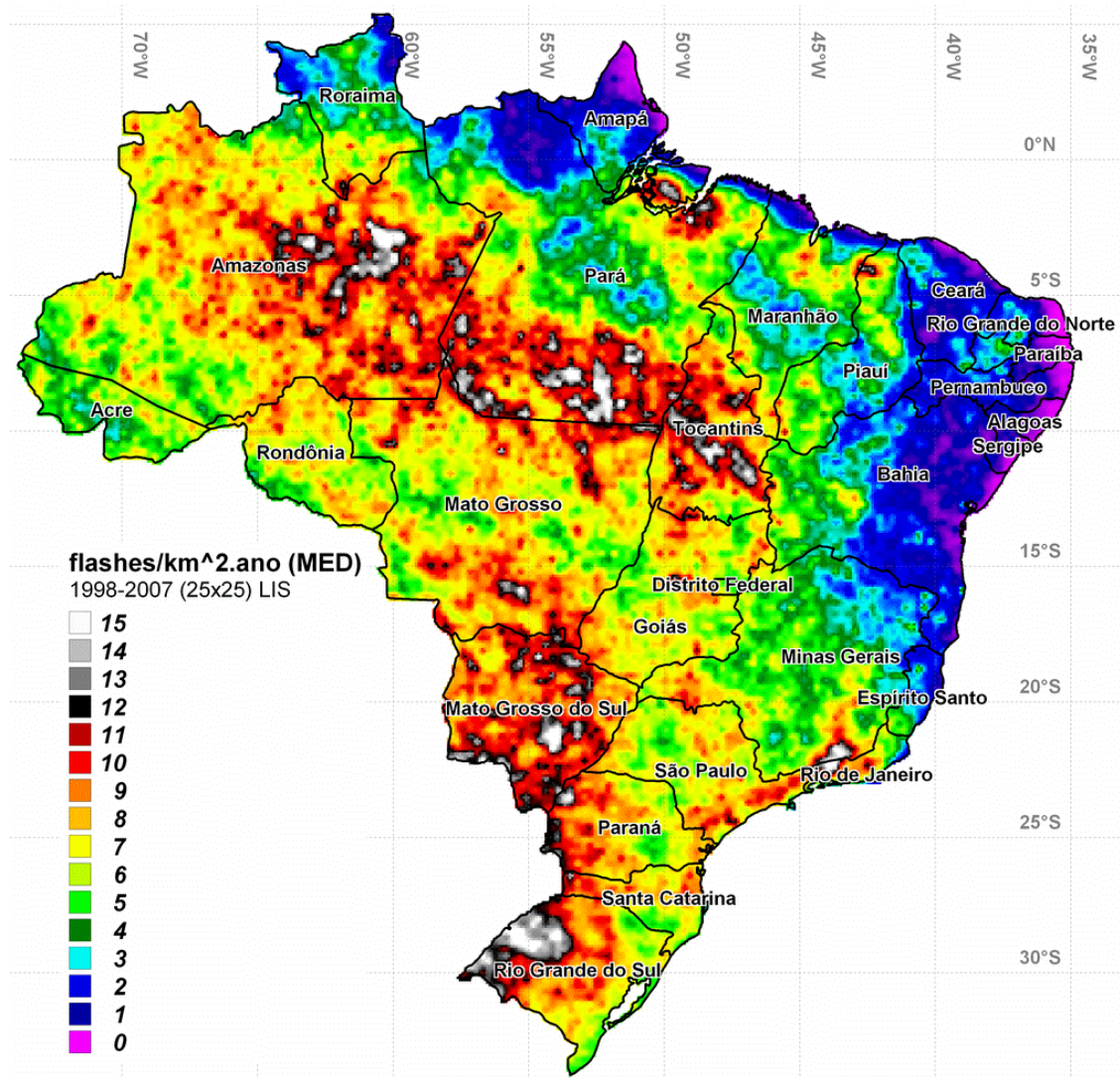


Figura 1.8 – Mapa de Densidade de Descargas Atmosféricas do Brasil, resultado preliminar obtido de dados da BrasilDat e do LIS.

Fonte: Pinto Jr. et al. (2009).

- Ferreira (2009) realizou uma análise de dados de descargas atmosféricas a partir do instrumento LIS a bordo do TRMM, e na Figura 1.9 mostra-se os resultados com grades de 50 km² com mais de cinco descargas atmosféricas para as regiões Norte e Nordeste.

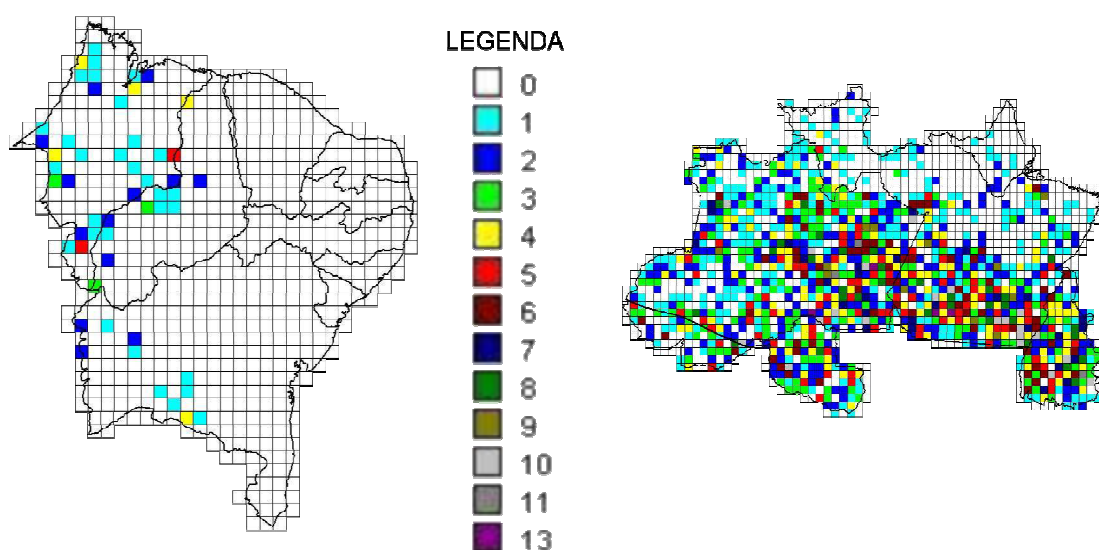


Figura 1.9 – Distribuição das amostras de tempestades com mais de cinco descargas atmosféricas nas regiões Nordeste em setembro e Norte em novembro de 1999 a 2007.

Fonte: adaptado de Ferreira (2009).

O nordeste apresenta poucos eventos no oeste e sul da região, informação que concorda com as outras análises descritas anteriormente. Para as demais áreas não existem registros no período (1999 a 2007). Na região Norte, pode-se observar uma grande ocorrência de eventos na região próxima à cidade de Belém.

- Almeida et al. (2012) realizaram estudos com dados do SIPAM (Sistema de Proteção da Amazônia). O SIPAM foi criado com a

finalidade de manter as informações espaciais atualizadas sobre a Amazônia Legal Brasileira. A área de atuação do SIPAM abrange os seguintes temas: geologia, geomorfologia, solo, vegetação, sócio-economia, biodiversidade, pluviometria e fluviometria. Sendo assim, foi criada uma base vetorial, com diversos tipos de informações, como, imagens de satélites, dados de sensores aerotransportados e estações meteorológicas.

No trabalho de Almeida et al. (2012) foram utilizados os dados da rede de sensores de detecção de descargas elétricas do SIPAM, cuja localização dos sensores é mostrada na Figura 1.10.

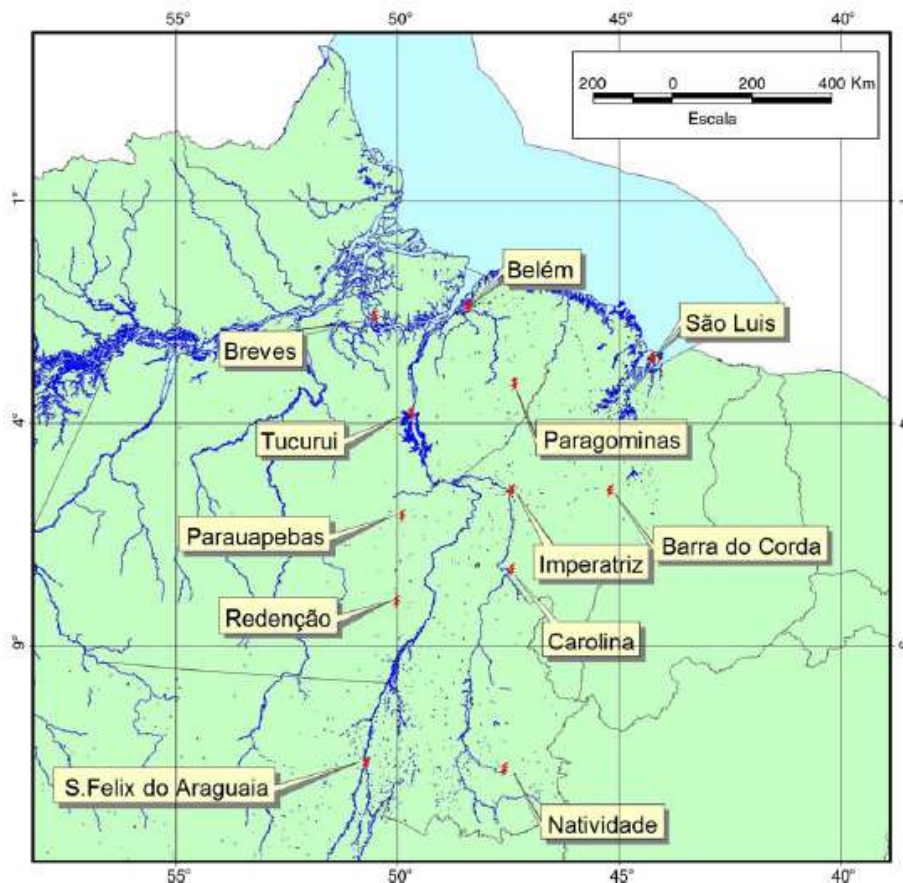


Figura 1.10 – Mapa de Localização dos Sensores do SIPAM.

Fonte: Almeida et al. (2012).

Os Estados do Maranhão, Tocantins e parte leste do Pará estavam cobertos pelo sistema de detecção de descargas atmosféricas do SIPAM, que esteve funcionando a partir de 2005 até 2010.

Dentre os resultados apresentados, vale ressaltar a distribuição espacial média entre 2006 – 2008 que é apresentada na Figura 1.11. Próximo à cidade de Belém, observa-se uma área onde as descargas atmosféricas ocorrem com maior frequência, com sentido ao sul do estado do Pará. Uma região de menor frequência, próxima à cidade de São Luís do Maranhão também é observada.

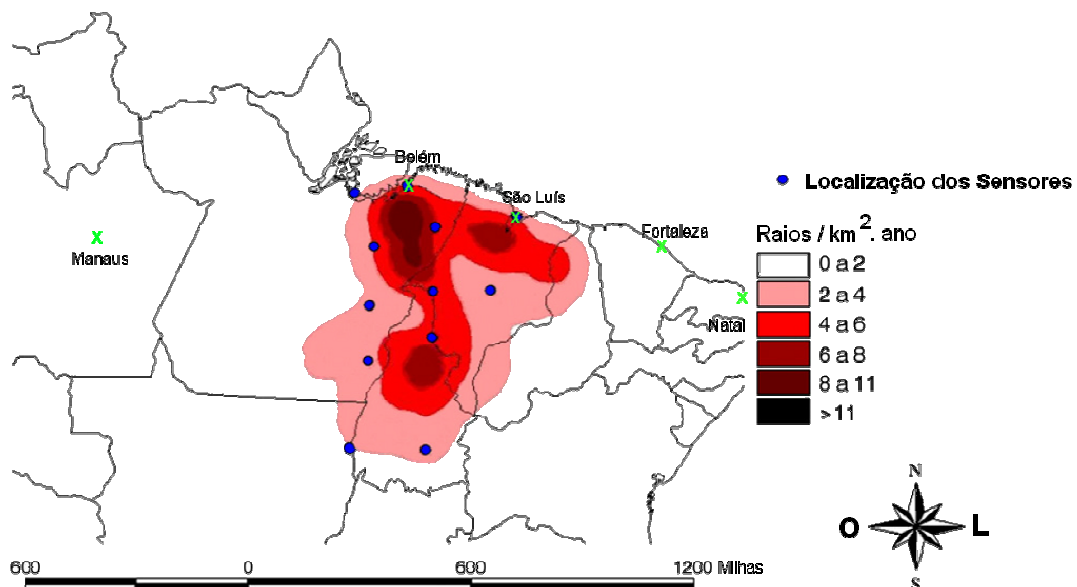


Figura 1.11 – Distribuição Espacial de Descargas Elétricas Atmosféricas em descargas/km².ano.

Fonte: Adaptado de Almeida et al. (2012).

Como a área de pesquisa da presente tese é a região equatorial brasileira, faz-se importante ressaltar que se podem encontrar os máximos de densidade de descargas atmosféricas nas regiões central do Amazonas e norte do Pará e regiões de mínimos no norte do Ceará e oeste do Rio Grande do Norte, entre

outras. Isto é, a região de estudo possui uma grande variabilidade espacial de descargas atmosféricas.

2. OBJETIVOS

Com o intuito de ampliar as investigações na área da eletricidade atmosférica, focando na região equatorial brasileira, que serve como indicador de mudanças climáticas devido a reduzida variação térmica, cita-se o principal objetivo da presente tese:

- Estudar a ocorrência de TD na região equatorial brasileira e projetar sua variação no futuro.

Como suporte ao objetivo principal cita-se os seguintes objetivos secundários:

- Identificar os fenômenos físicos mais importantes e significativos que caracterizam a formação de tempestades na região equatorial brasileira, utilizando-se de diversas escalas temporais e das variações espaciais nos locais em estudo;
- Buscar encontrar as interconexões entre os processos meteorológicos e os dias de atividade de tempestade entre as cidades observadas. Desta forma, agrupando as cidades segundo as características encontradas;
- Definir a melhor metodologia para conhecer e explicar as variações climáticas dos dias de tempestade desde a década de 1960 até o presente, nas principais cidades da região equatorial, essa metodologia tem como objetivo correlacionar TD com outros parâmetros físicos para, desta forma, mostrar a importância da relação de dias de tempestade no cenário climático e a influência do clima nos dias de tempestade;

- Com a metodologia definida, antever e projetar futuras mudanças nos dias de tempestade, com base nos cenários do Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas (IPCC, 2001a,b), chamados de cenários SRES (*Special Report Emission Scenarios*), que representam uma possível visão do desenvolvimento futuro de gases do efeito estufa. Assim, podendo observar o impacto das forçantes existentes nos dois cenários: HIGH (altas emissões de gases do efeito estufa) e LOW (baixas emissões de gases do efeito estufa), nas cidades estudadas para o final do século XXI.

3. MOTIVAÇÕES

- A região de estudo possui importância nos estudos climatológicos, principalmente quando se trata de variações de temperatura, porque a característica dessa região é de ter a média anual de temperatura elevada e bem definida, com amplitude térmica relativamente pequena diária e anual. Logo, as variações anômalas de temperatura nessa região estão associadas às variações climáticas globais;
- A não existência de trabalhos na área que analisem detalhadamente as variações de dias de tempestade do ponto de vista climatológico para a região em estudo;
- A busca de se investigar e correlacionar os dias de tempestade entre as diversas partes da região equatorial brasileira;
- A busca por projetar a ocorrência de dias de tempestade na região em estudo para o final do século.
- As projeções futuras têm importância em diversas áreas do conhecimento (geofísica, climatologia, meio ambiente, etc.).

4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Primeiramente, é apresentado a fundamentação física das tempestades, isto é, sua formação, suas características, as teorias sobre a eletrificação das tempestades e a explicação sobre dias de tempestades.

Em seguida são apresentados alguns dos parâmetros meteorológicos que foram usados neste trabalho, assim como a explicação de sua conexão com as tempestades.

4.1. Formação das Tempestades

Em linhas gerais, as tempestades se formam devido à instabilidade atmosférica. Para que isso aconteça, é necessário que a parcela de ar que será elevada possa ser condensada e liberar calor latente.

Pode-se observar dois tipos de instabilidade. Um deles é a instabilidade absoluta (Figura 4.1) que ocorre quando a curva do processo de condensação adiabática é menos inclinada que a curva do meio ambiente, em um diagrama termodinâmico. E a instabilidade é a condicional, na qual a parcela de ar úmida depende de um impulso inicial para que ascenda da superfície terrestre. Na Figura 4.2 tem-se uma representação do diagrama termodinâmico padrão de uma instabilidade condicional. Esse impulso inicial para ascensão da parcela de ar úmida é chamado de forçante, que pode ser orográfica ou frontal.

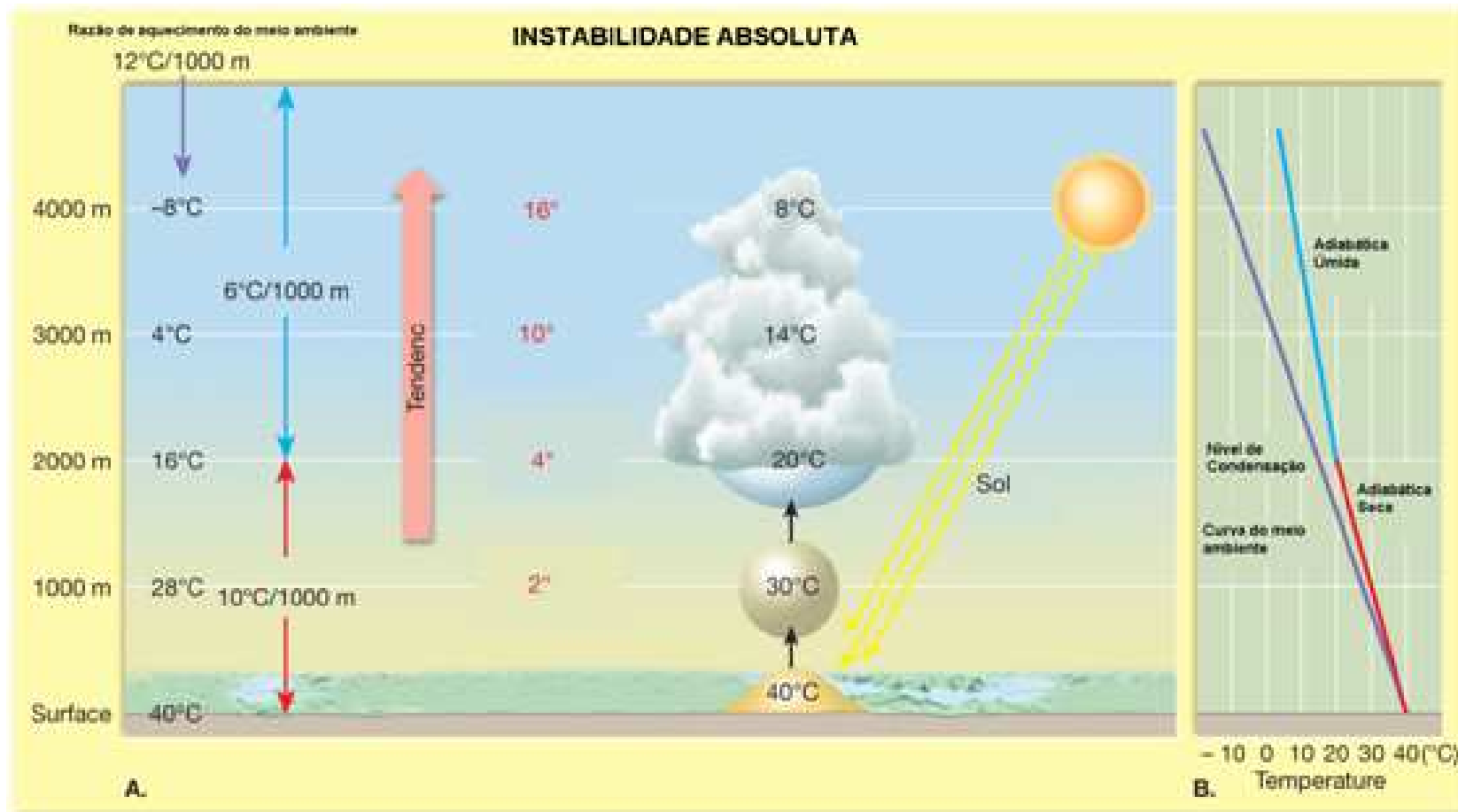


Figura 4.1 – Representação esquemática de uma parcela de ar saturada onde em A. tem-se a ascensão da parcela de ar úmido e em B. o diagrama termodinâmico representando a instabilidade absoluta.

Fonte: Adaptado de Tarbuk e Lutgens (2006).

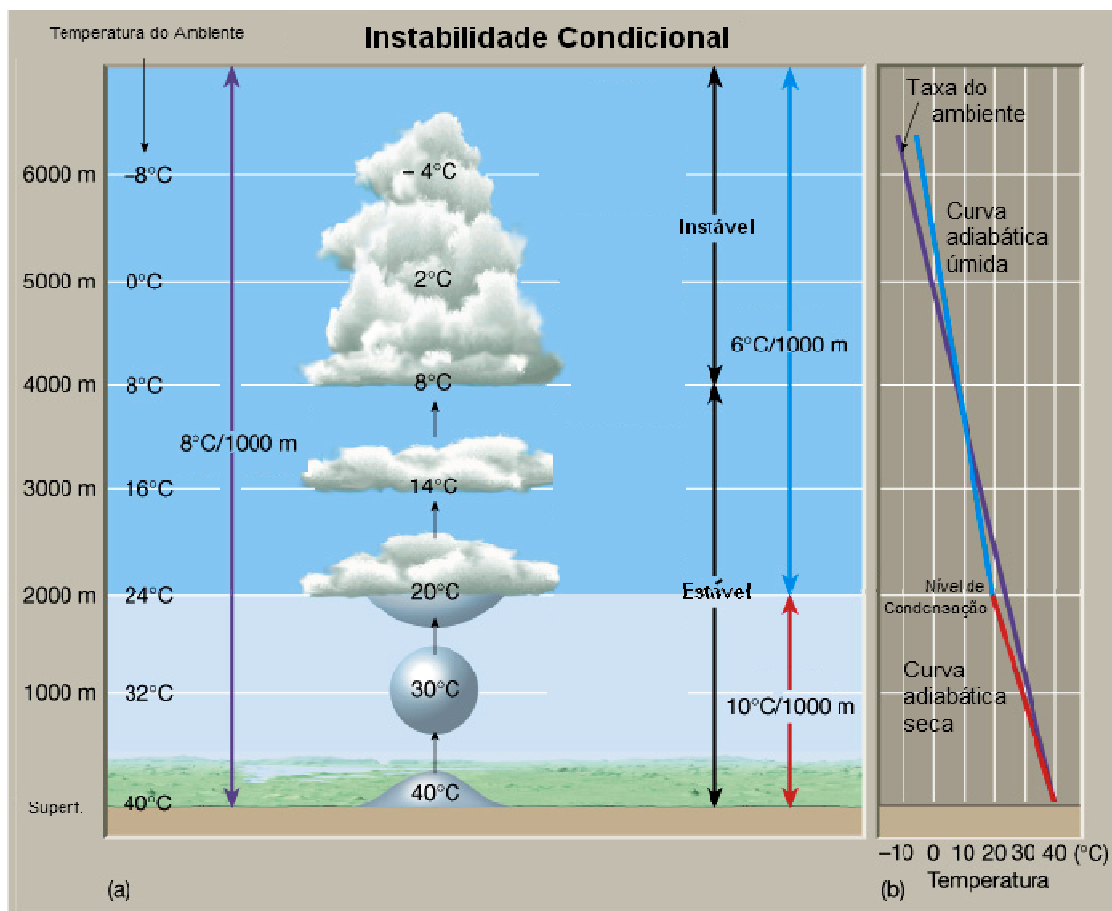


Figura 4.2 – Representação esquemática de uma parcela de ar saturada onde em (a) necessita de uma força para superar a estabilidade e em (b) o diagrama termodinâmico representando a instabilidade condicional.

Fonte: Adaptado de Tarbuk e Lutgens (2006).

A força orográfica ocorre quando a porção de ar úmido encontra um obstáculo que a faz ascender, como um plano inclinado, um exemplo comum é o de uma montanha, ou cordilheira, conforme mostrado na Figura 4.3.

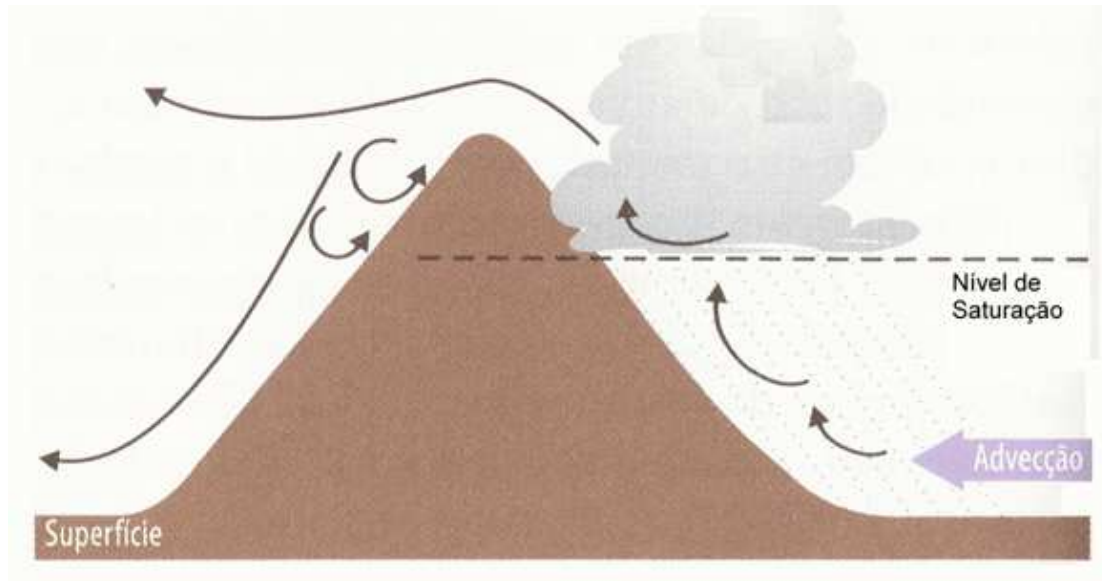


Figura 4.3 – Exemplo de forçante orográfica.

Fonte: Mendonça e Oliveira (2009).

A forçante frontal ocorre quando uma massa de ar se desloca sobre uma região mais quente, a camada atmosférica que está em contacto direto com a superfície é aquecida por condução, gerando instabilidade. O movimento convectivo resultante transfere o ar aquecido para níveis mais elevados. O resfriamento causado pela expansão do ar em movimento ascensional é responsável pela gênese de nuvens convectivas (tipo cúmulos ou cumulonimbos). No caso inverso, quando uma massa de ar quente se desloca sobre uma área mais fria, o ar quente perde gradualmente calor, por condução. Esse resfriamento provoca tendência à estratificação do ar e faz aumentar a estabilidade atmosférica na camada vizinha à superfície que, por seu turno, inibe os movimentos convectivos. Um exemplo é apresentado na Figura 4.4 (BLUESTEIN, 1993; MENDONÇA; OLIVEIRA, 2009).

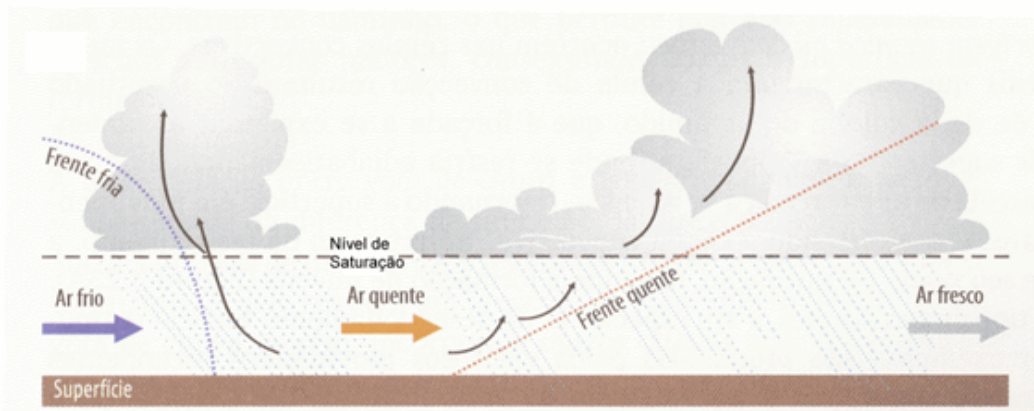


Figura 4.4 – Formações de nuvens por forçante frontal. À esquerda é apresentada a frente fria e à direita tem-se uma representação da frente quente.

Fonte: Mendonça e Oliveira (2009).

4.2. Estágios de uma Nuvem de Tempestade

As tempestades ocorrem na natureza como consequência de um desequilíbrio da estabilidade atmosférica. O estado básico de referência é o de mínima energia potencial convectiva. Os fenômenos meteorológicos de alta ocorrência no planeta, tais como as tempestades, estão vinculados a três tipos de processos: dinâmicos; termodinâmicos; radiativos adiabáticos. Esses processos produzem os estados atmosféricos de alta instabilidade que muitas vezes são observados pelas redes de medições meteorológicas espalhadas pelo globo.

Durante esses processos, a energia acumulada atinge um nível a partir do qual são desencadeados novos processos dinâmicos, termodinâmicos e elétricos, que no caso das tempestades percorrem um ciclo bem definido de eventos (CARMO, 2002).

O ciclo evolutivo de uma célula convectiva é dividido em três estágios:

- a) Estágio de desenvolvimento;
- b) Estágio de maturidade;

c) Estágio de dissipação.

Esses três estágios são apresentados nas Figuras 4.5, 4.6 e 4.7.

No estágio de desenvolvimento, o crescimento da nuvem ocorre da seguinte forma: vão se formando células que logo depois se abatem, sendo substituídas por outras maiores, que também se abatem, atingindo alturas cada vez mais elevadas que as anteriores. Nesse ciclo ocorre a intensificação do campo elétrico no interior da nuvem. (BYERS e BRAHAM, 1949; PINTO, 1987; BLUESTEIN, 1993; SILVA, 2000 e HOLTON, 2004).

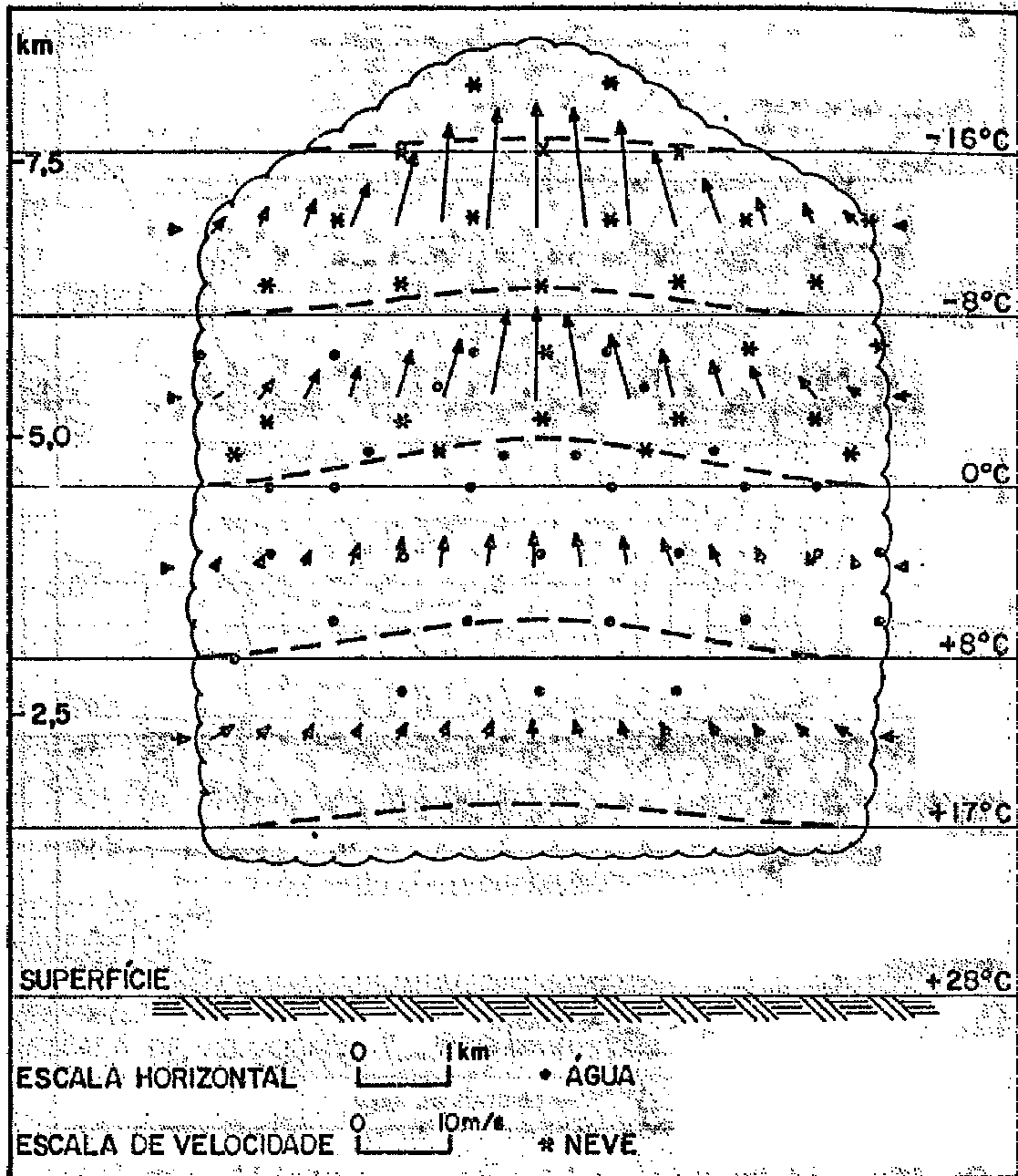


Figura 4.5 – Seção transversal idealizada de uma célula de tempestade no estágio de desenvolvimento.

Fonte: Adaptado de Byers e Braham (1949).

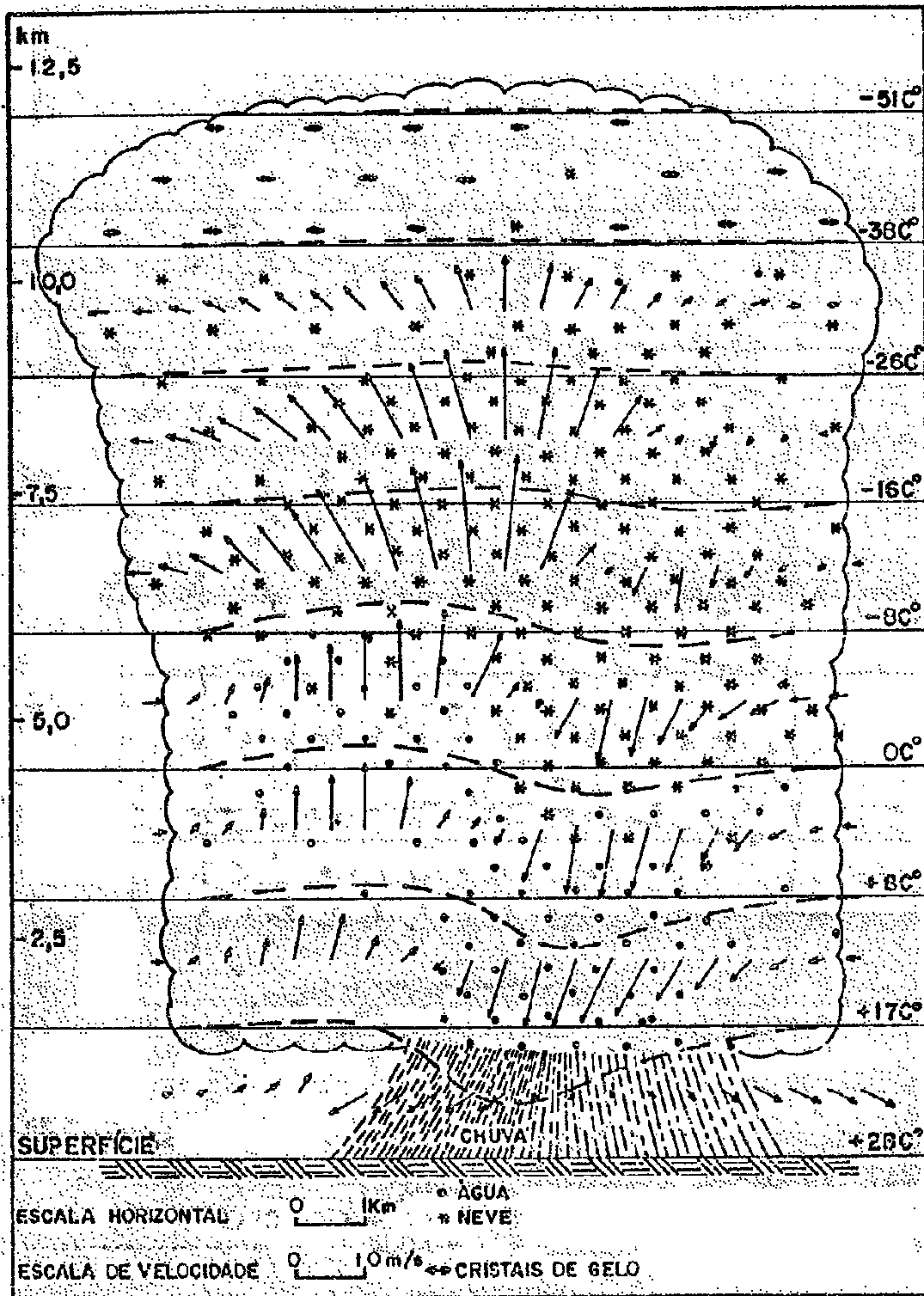


Figura 4.6 – Seção transversal idealizada de uma célula de tempestade no estágio maduro.

Fonte: Adaptado de Byers e Braham (1949).

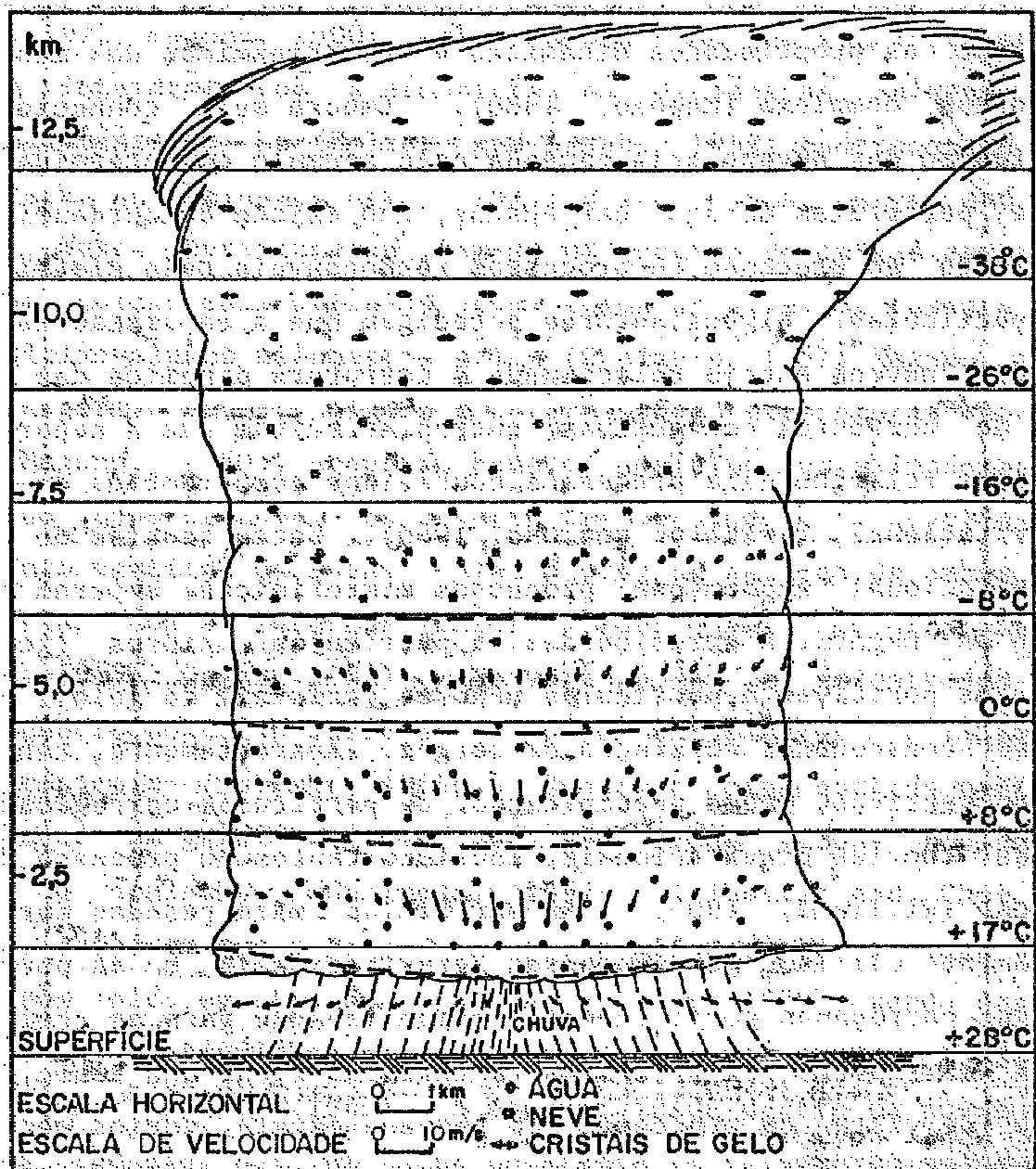


Figura 4.7 – Seção transversal idealizada de uma célula de tempestade no estágio dissipativo.

Fonte: Adaptado de Byers e Braham (1949).

O início do estágio de maturidade só ocorre quando a precipitação atinge a superfície. Nessa fase encontram-se correntes ascendentes e descendentes muito intensas no interior da nuvem e os centros de cargas já estão formados;

com isso, há o surgimento de relâmpagos, que acontecem quando o campo elétrico local excede de um certo valor, que depende das propriedades dielétricas do ar; em um caso típico, esse valor varia em torno de 10.000 a 30.000 V/cm (BYERS; BRAHAM, 1949). Os relâmpagos são um sinal de que o máximo de atividade convectiva da célula foi atingido.

Durante a fase de dissipação a intensidade da precipitação diminui, diminuindo a atividade convectiva e elétrica.

O ciclo de eventos somente finda quando a maior parte da energia, independentemente da causa pela qual se deu sua acumulação, é de alguma forma dissipada ou há interrupção do fluxo de calor (temperatura) e umidade direcionados aos sistemas convectivos, que são os principais combustíveis das tempestades.

Os mecanismos físicos responsáveis pelo retorno ao equilíbrio energético do ambiente que envolve uma célula convectiva ocorrem numa escala espacial local. Embora esses sistemas locais possam ser tratados isoladamente, algumas vezes eles decorrem de processos e movimentos atmosféricos de escalas superiores (ANTHES, 1996).

Os processos termodinâmicos, turbulentos e micro físicos, que atuam no interior de uma nuvem convectiva (cumulonimbos) exercem papel fundamental nas relações de causa e efeito no comportamento físico das substâncias que compõem a nuvem, que basicamente é composta de vapor, partículas de água no estado líquido (normal ou super resfriada) e cristais de gelo.

4.3. Eletrificação das nuvens de Tempestade

Uma das características mais importantes da nuvem de tempestade é sua atividade elétrica, que é tema de debates na comunidade científica até os dias de hoje. Isto se deve ao fato de a estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade ser bastante complexa, envolvendo diversos mecanismos, tanto macrofísicos

como microfísicos. Por isso várias teorias surgiram buscando esclarecer o processo de eletrificação atmosférica.

As nuvens de tempestades também são conhecidas como nuvens cumulonimbos (Cb) que se apresentam em forma de torre, e que devido ao cisalhamento provocado por ventos em altos níveis, apresentam uma expansão lateral na parte superior, dando um formato de bigorna a esse tipo de nuvem, conforme podemos observar na Figura 4.8.

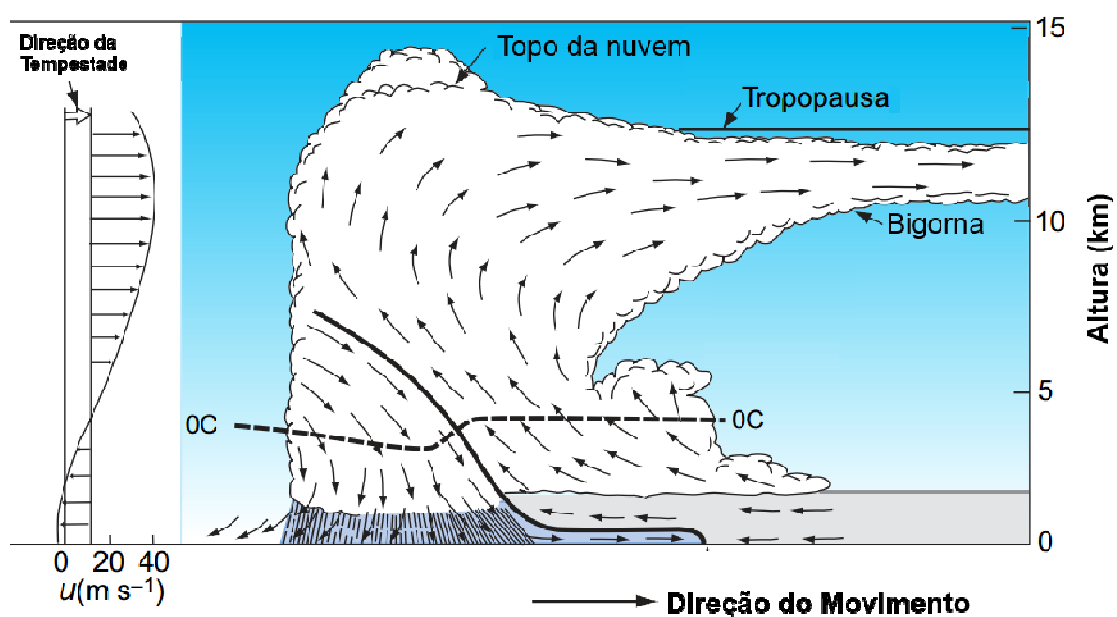


Figura 4.8 – Esquema idealizado de uma cumulonimbos.
Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006).

Foram propostas três teorias que tentam explicar o mecanismo de eletrificação das nuvens de tempestades. A teoria colisional visa explicar como as cargas são separadas dentro dos elementos das nuvens, sejam eles cristais de gelo, gotas de água super-resfriada, ou granizo. A teoria gravitacional e a teoria convectiva procuram explicar a formação dos centros de carga dentro da nuvem. Essas teorias são apresentadas a seguir.

4.3.1. Teoria Colisional

O campo elétrico vertical terrestre polariza o granizo, que ficará com a parte superior negativa e a parte inferior positiva. Um cristal de gelo que estaria ascendendo chocar-se-ia com a parte inferior do granizo e por processo eletrostático tornar-se-ia positivo, deixando o granizo negativo, conforme mostrado na Figura 4.9:

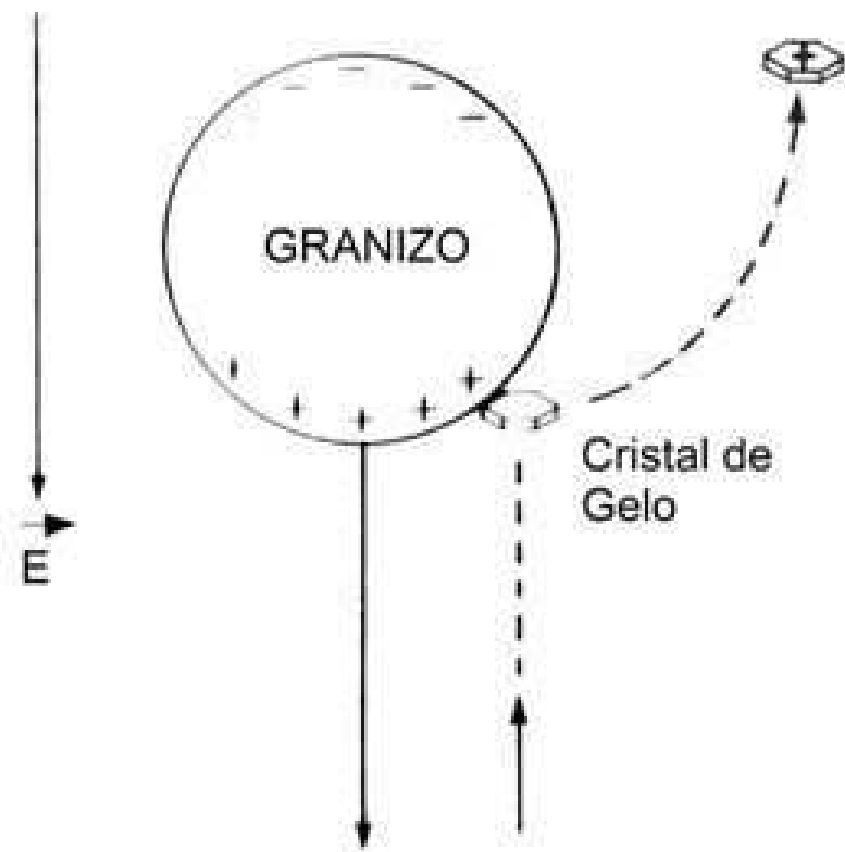


Figura 4.9 – Processo de separação de cargas pela teoria colisional indutiva.
Fonte: Adaptado de Iribarne e Cho (1980).

Estudos experimentais com colisões de cristais de gelo realizados por Illingworth e Caranti (1985) mostraram que a carga transferida é limitada à pureza dos cristais de gelo. Esse gelo teria que ter condutividade elétrica alta o

suficiente para permitir a indução de cargas, porém não tão alta para no momento da colisão completar a transferência de carga. Esse gelo é tão específico que inviabiliza esse processo como principal para eletrificação de uma nuvem de tempestade.

Brooks e Saunders (1994) conduziram estudos em laboratório mostrando que a colisão de esferas de gelo com água super-resfriada, na presença de um campo elétrico vertical gerava significativa separação de carga, revivendo a teoria colisional indutiva, que pode ajudar na explicação da rapidez de aumento de cargas por uma nuvem de tempestade em estágios maduros com campo elétrico presente.

Como a teoria colisional pelo método indutivo não explica, de modo satisfatório, os resultados, estudou-se a possibilidade de utilizar outro método que respondesse melhor aos dados coletados em tempestades. Desta forma, na década de 50, simulações alterando as condições termodinâmicas das nuvens, começaram a ser feitas e assim surgiu a teoria colisional termoelétrica.

Na teoria colisional termoelétrica a carga de transferência do granizo para o cristal de gelo depende da temperatura do local e da quantidade de água líquida. A temperatura de inversão é em torno de $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Se a temperatura do local da colisão for menor que a temperatura de inversão, o cristal de gelo ficará carregado positivamente e o granizo negativamente; se a temperatura for maior ocorrerá o inverso, conforme mostrado na Figura 4.10 (WILLIAMS, 1988 e PINTO JR.; PINTO, 2000).

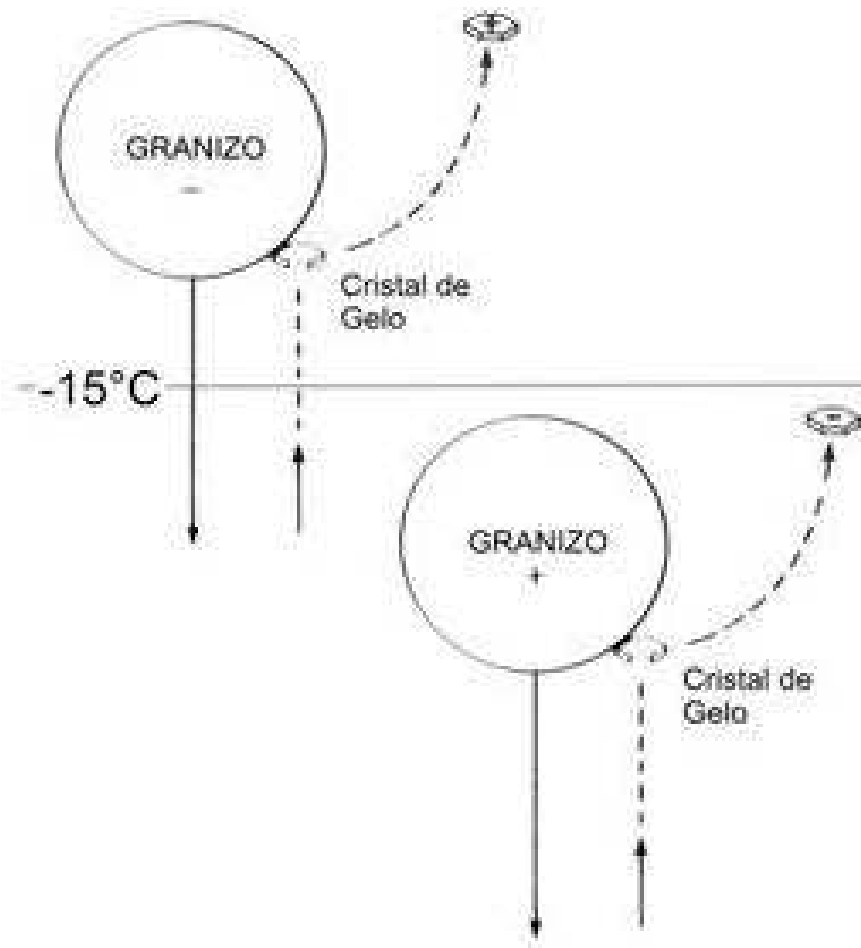


Figura 4.10 – Processo de separação de cargas pela teoria colisional termoelétrica.
 Fonte: Adaptado de Pinto Jr. e Pinto (2000).

Um estudo mais detalhado realizado por Jayaratne et al. (1983) mostrou que a carga pode variar de positiva para negativa em função da temperatura da nuvem e da quantidade de água líquida; na Figura 4.11 pode-se observar que a carga do granizo muda de sinal a $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ no experimento. Menores quantidades de água favorecem o aparecimento de granizos negativos movendo a temperatura de inversão da polaridade para valores maiores. Williams (1988) sugeriu que a quantidade de carga transferida dependeria da velocidade

resultante entre o granizo e o cristal de gelo no momento do impacto, assim como do tamanho dos cristais de gelo.

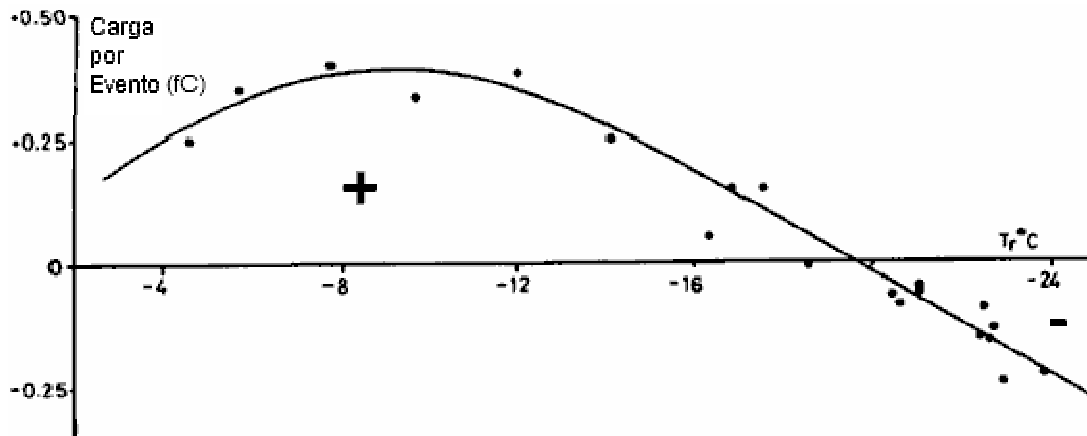


Figura 4.11 – A carga transferida a um granizo por colisão com um cristal de gelo, com quantidade de água líquida super resfriada constante.
Fonte: Jayaratne (1981).

4.3.2. Teoria Gravitacional

A teoria gravitacional também é conhecida como a teoria de precipitação. Após a separação de cargas, as cargas positivas associam-se, principalmente, aos cristais de gelo (com diâmetros menores que $100 \mu\text{m}$), enquanto as cargas negativas associam-se aos granizos (com diâmetros maiores que $100 \mu\text{m}$), e seguindo a força gravitacional o granizo se depositaria na parte inferior da nuvem; logo, os cristais de gelo que são partículas bem menores ficariam suspensos na parte superior da nuvem, conforme apresentado na Figura 4.12, formando assim um centro de carga negativo na porção inferior da nuvem e outro centro de carga positivo acima desse.

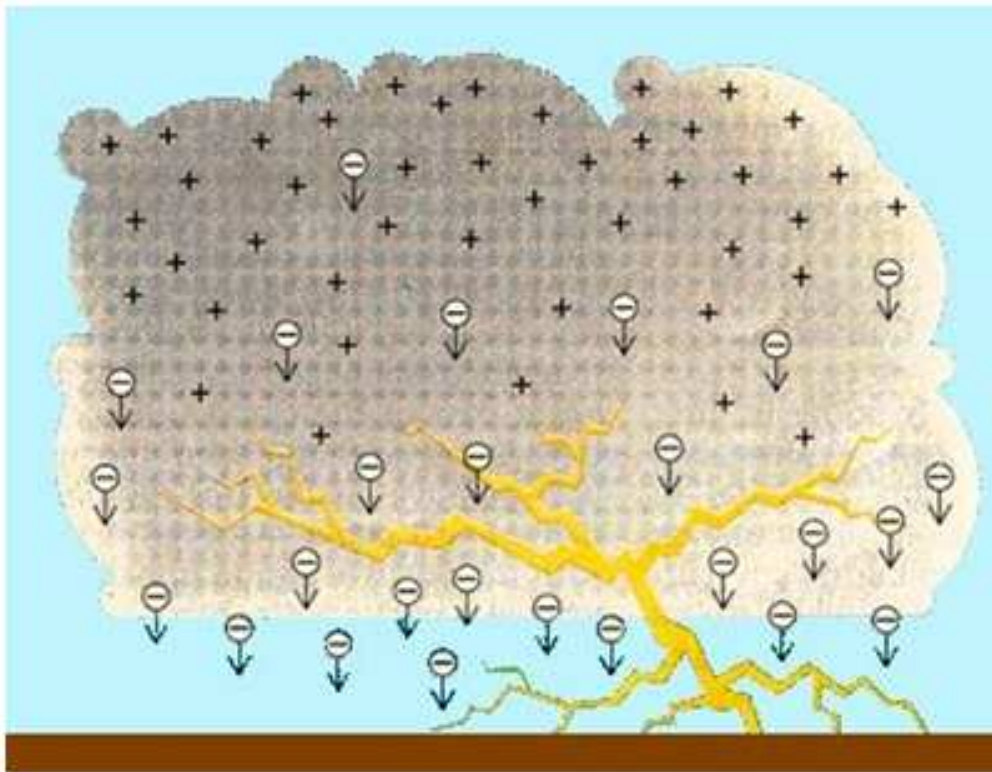


Figura 4.12 – Representação do teoria gravitacional de acúmulo de cargas.
Fonte: Adaptado de Williams (1988).

4.3.3. Teoria Convectiva

Wilson (1929) propôs o processo convectivo, no qual as cargas são transferidas através da colisão entre partículas conduzidas pelo processo convectivo dentro da nuvem. Ele sugere que os íons capturados pelas partículas que formam as nuvens iniciam sua eletrificação. Vonnegut (1953), cuja teoria está representada na Figura 4.13, apresentou a teoria segundo a qual íons positivos próximos ao solo seriam atraídos pela nuvem capturados pelas gotas de água e levados por movimentos ascendentes ao topo da nuvem. Por outro lado, a região positiva atrai íons negativos que são capturados durante seu movimento descendente na nuvem, aumentando a carga negativa na parte inferior da

nuvem e formando uma espécie de blindagem de cargas negativas nessa região. Este ciclo continua e intensifica o campo elétrico da nuvem (SAUNDERS, 2008).

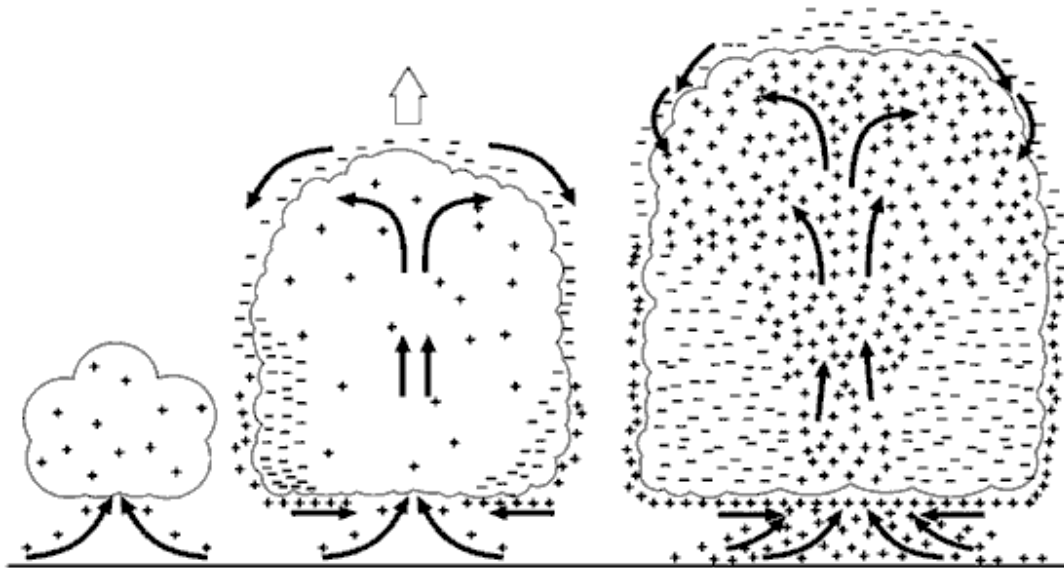


Figura 4.13 – Esquema da teoria convectiva.
Fonte: Emersic (2006).

Embora existam medidas que comprovem essa teoria (VONNEGUT, 1991), ela contém inconsistências, entre elas pode-se citar:

- Medidas feitas por Reynolds e Brook (1956) mostraram que o tempo para a eletrificação de uma nuvem de tempestade deve estar associado à precipitação de cristais de gelo no interior da nuvem e que deve ter outro processo que seja capaz de aumentar o campo elétrico para a produção de eletrificação de nuvens de tempestades;
- Na teoria, somente as cargas negativas são transportadas por ventos ascendentes (CHALMERS, 1963);
- Estudos em laboratório mostraram que a corrente de descarga corona não atinge valores suficientes dos observados em relâmpagos (STANDLER; WINN, 1979);

- A teoria não explica como uma intensidade de campo elétrico consiga gerar o efeito corona na superfície, não seja capaz de romper a rigidez dielétrica dentro da nuvem (JAYARATNE, 2003).

4.4. Estrutura Elétrica das Nuvens de Tempestades

As estruturas elétricas mais utilizadas para representar uma nuvem de tempestade são: a estrutura dipolar, tripolar e multipolar.

4.4.1. Estrutura Elétrica Dipolar

Em uma estrutura elétrica dipolar as nuvens de tempestades apresentam duas regiões horizontais com cargas elétricas opostas, porém de mesma intensidade, e dispostas uma sobre a outra. A região inferior estaria carregada negativamente, e a região superior carregada positivamente. A região de carga negativa está localizada na região da nuvem com temperatura entre -5 e -10 °C e cerca de 2 a 3 km abaixo da região de cargas positivas (IRIBARNE; CHO, 1980). A localização do centro de carga positiva depende da extensão vertical da nuvem, e normalmente localiza-se na região com temperaturas menores que -20°C, mas nunca a temperaturas maiores de -10 °C (IMYANITOV; SHIFRIN, 1962).

A Figura 4.14 apresenta um esquema geral da estrutura dipolar para três diferentes regiões: Flórida e Novo México nos Estados Unidos e Japão. Observa-se, pela figura, que existe uma correlação entre os centros de cargas e a temperatura, porém não existe correlação entre os centros de cargas e a altura.

Cabe ressaltar que devido à baixa altura das nuvens no Japão, a frequência de raios positivos (que transferem cargas positivas para o solo) é maior que na Florida e no Novo México.

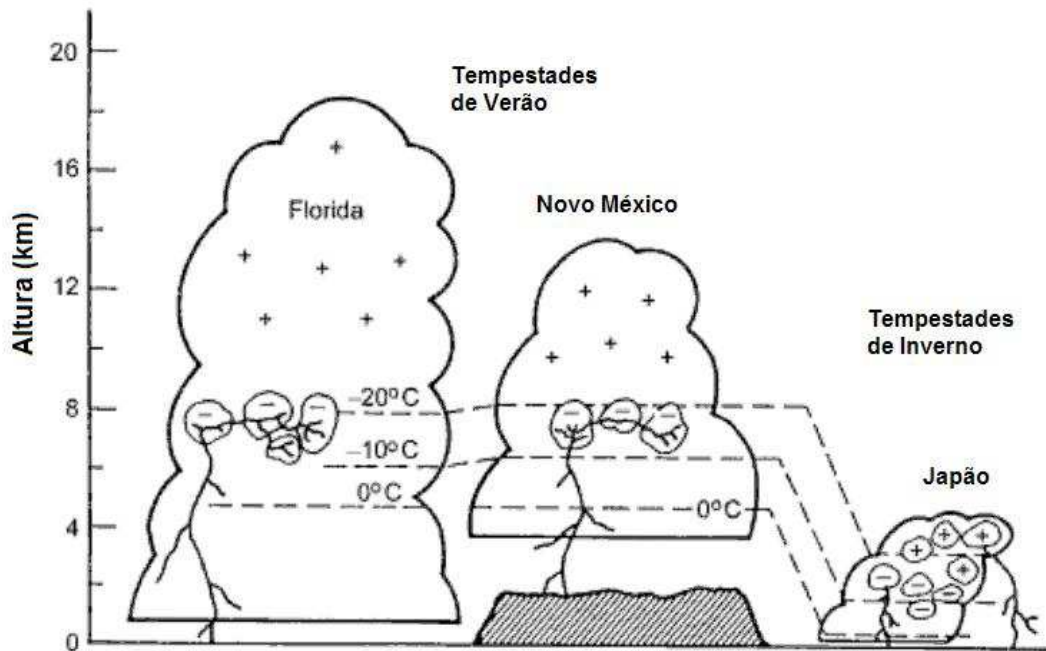


Figura 4.14 – Distribuição elétrica de cargas, segundo a estrutura dipolar, para três localidades distintas. Observa-se que os centros de cargas estão correlacionados com a temperatura e não com a altitude.
Fonte: Adaptado de Krehbiel (1986).

4.4.2. Estrutura Elétrica Tripolar ou Dipolo/Tripolar

Segundo as medições de campo elétrico em função da altura dentro de nuvens de tempestades, Simpson e Scrase na Inglaterra (KREHBIEL, 1986) observaram que em uma tempestade típica as regiões principais de carga formavam uma estrutura elétrica dipolar. Mas o perfil do campo elétrico apresentava uma região positiva abaixo do centro de carga negativa.

Tomando como base a hipótese colisional termoelétrica, já mencionada, em uma nuvem de extenso desenvolvimento vertical, pode-se considerar que existirá uma região dessa nuvem com temperaturas abaixo de -15 °C, onde

ocorrem colisões de granizo e cristal de gelo. Nessas colisões observa-se a transferência de carga negativa para os granizos (mais pesados), que formam por processo gravitacional o centro de cargas negativo da nuvem. Em outra região da nuvem onde a temperatura está acima de $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$, que estão localizadas abaixo da região anterior, segundo a hipótese colisional termoelétrica, a mesma colisão entre granizo e cristal de gelo, transfere carga positiva para o granizo, formando um centro de carga positivo na base da nuvem. O cristal de gelo com carga negativa poderia, ou aumentar a carga do centro negativo, ou se cancelar com outro cristal de carga positiva acima da nuvem, reduzindo o valor da carga no centro positivo, conforme apresentado na Figura 4.15.

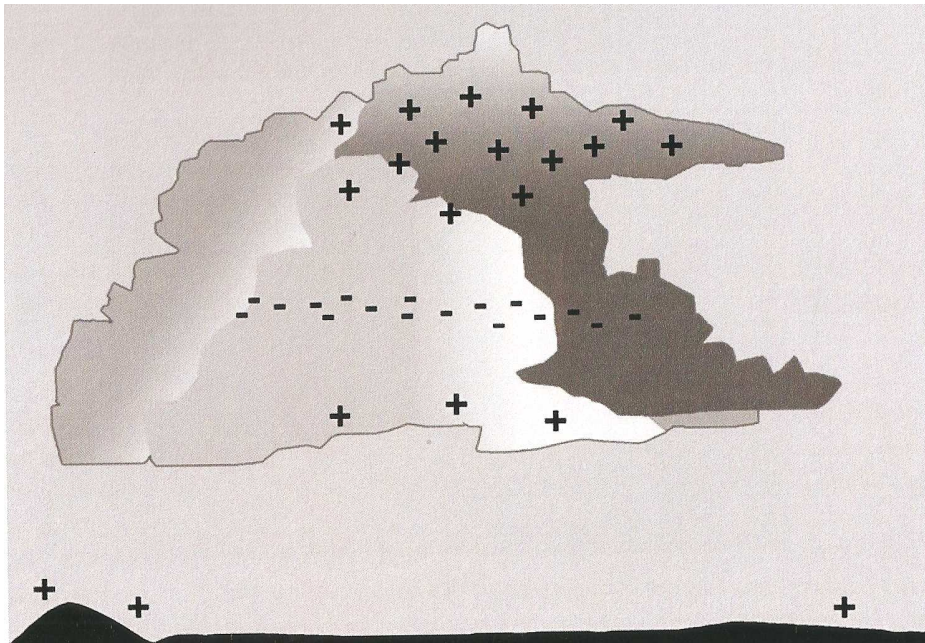


Figura 4.15 – Ilustração da distribuição de cargas em uma típica e simples tempestade segundo a estrutura elétrica tripolar.
Fonte: Pinto Jr. (2009).

4.4.3. Estrutura Elétrica Multipolar

Observações mais detalhadas das nuvens de tempestades, mostraram que as cargas são reorganizadas pelas correntes de ar ascendentes e descendentes que predominam no interior da nuvem, gerando uma estrutura elétrica do tipo multipolar (RUST e MARSHALL, 1996; STOLZENBURG et al., 1998), conforme Figura 4.16, na qual pode-se observar os centros de cargas espalhados no interior da nuvem.

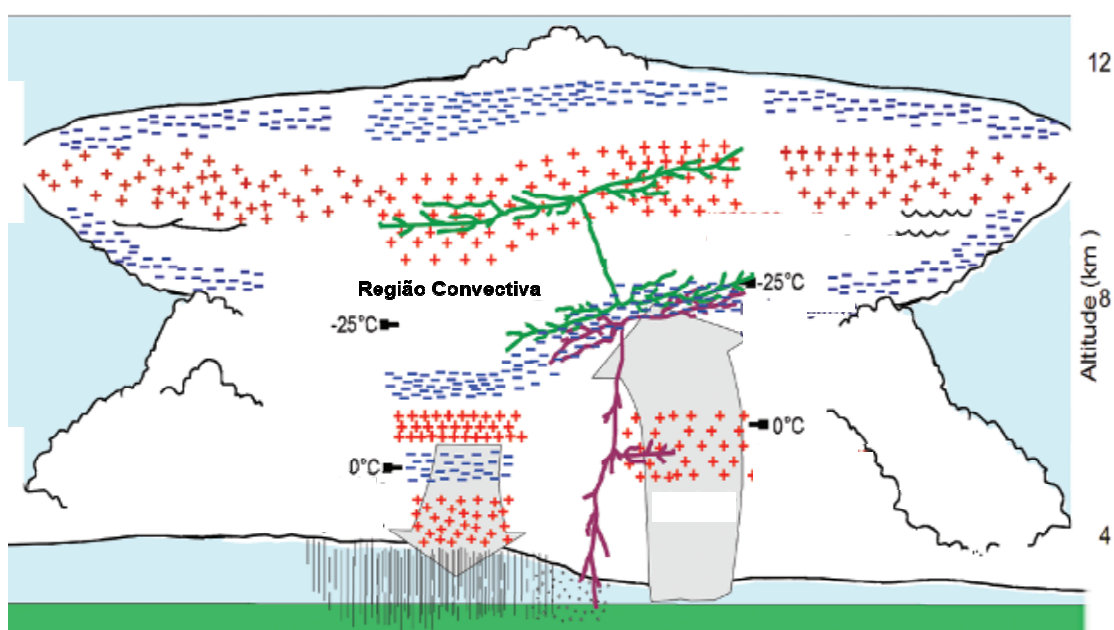


Figura 4.16 – Distribuição de cargas elétricas segundo medições de Stolzenburg et al. (1998).

Fonte: Adaptado de Stolzenburg et al. (1998).

Atualmente, sabe-se que as distribuições das cargas dentro de uma nuvem de tempestade são muito mais complexas. Por exemplo, cargas de polaridades opostas podem ser encontradas em uma mesma altitude. A investigação dos campos elétricos intensos e nas vizinhanças das nuvens eletrificadas permite completar a compreensão da eletrificação das nuvens. Estas medidas têm mostrado considerável variabilidade. Modelos numéricos produzem complicadas distribuições de cargas, como a distribuição feita pelo modelo de

Ziegler e MacGorman (1994), para uma tempestade severa, apresentado na Figura 4.17. Mesmo assim algumas características são comuns na estrutura de carga das tempestades, são elas:

- A carga negativa, normalmente, domina a baixa região da tempestade. Mesmo assim é comum encontrar-se uma pequena região de cargas positivas na base das nuvens;
- A carga positiva, normalmente, encontra-se acima da negativa;
- Medidas de campo elétrico vertical indicam cargas opostas dispostas lado a lado;
- Perfil vertical de campo elétrico indica mais de três camadas verticais de cargas em uma tempestade;
- Normalmente a camada de blindagem possui uns cem metros de largura, principalmente na parte superior da nuvem e sua carga é tipicamente negativa;
- Abaixo das nuvens de tempestades, ocorre a indução elétrica em objetos pontiagudos;
- A precipitação, comumente, carrega carga positiva para a parte inferior da nuvem (MACGORMAN; RUST, 1998).

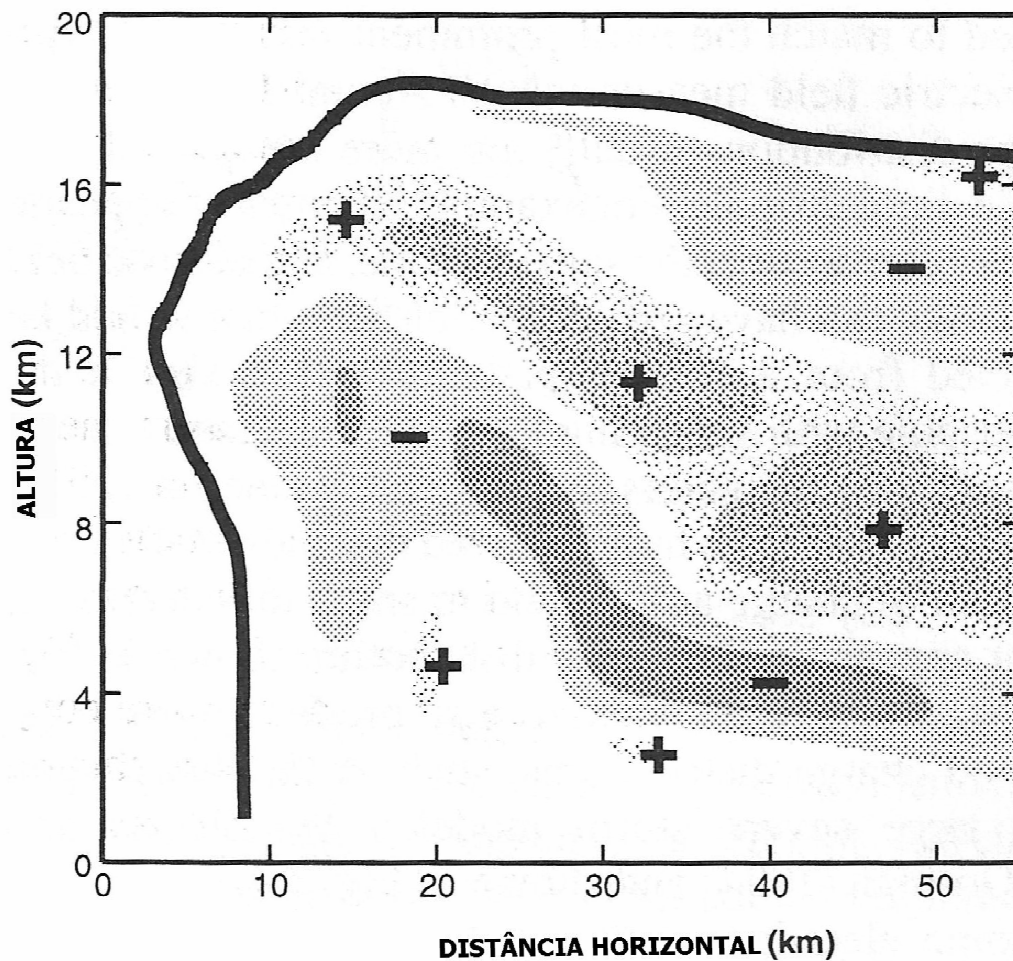


Figura 4.17 – Modelo numérico de uma distribuição de carga para uma tempestade severa.

Fonte: Adaptado de Ziegler e MacGorman (1994).

4.5. Dias de Tempestade

O número de dias de tempestade (TD) também é chamado de índice isoceraúnico, e é o único parâmetro relacionado à incidência de tempestade que possui ao mesmo tempo uma cobertura espacial, que chega a cobrir todo o

planeta, e que se estende por várias décadas. Em algumas localidades os registros de TD estendem-se por mais de um século (PINTO JR; PINTO, 2000).

O dia de tempestade é definido como o dia em que o observador em um mesmo local, ouviu no mínimo um trovão no período de 24 horas (CHANGNON, 1988, 1993).

Na prática, um observador pode ouvir um trovão que ocorreu a até 15 km de distância. Porém, esse valor pode chegar até 25 km de distância (PINTO JR; PINTO, 2000). Changnon (1988) propôs diversas variáveis que influenciam na distância entre o observador e a fonte do trovão, entre elas a geografia do local de observação. Se a estação estiver localizada em um ponto elevado influenciará para o aumento de TD; o oposto também pode ser observado. Outro aspecto importante ressaltado por Changnon é que anteriormente as estações não eram climatizadas e, portanto o alcance do observador era maior.

Sabe-se que a primeira avaliação climática de tempestades baseadas em TD foi publicada por Klossovsky em 1892 (RAKOV; UMAN, 2005), que se utilizou de 439 estações meteorológicas para realizar uma distribuição espacial de vários anos com os valores médios de TD. Klossovsky apresentou seu resultado na forma de mapas isoceraúnicos. Exemplos desses mapas são mostrados nas Figuras 4.18 e 4.19, onde pode-se notar a distribuição espacial dos índices isoceraúnicos para todo o globo e para o Brasil.

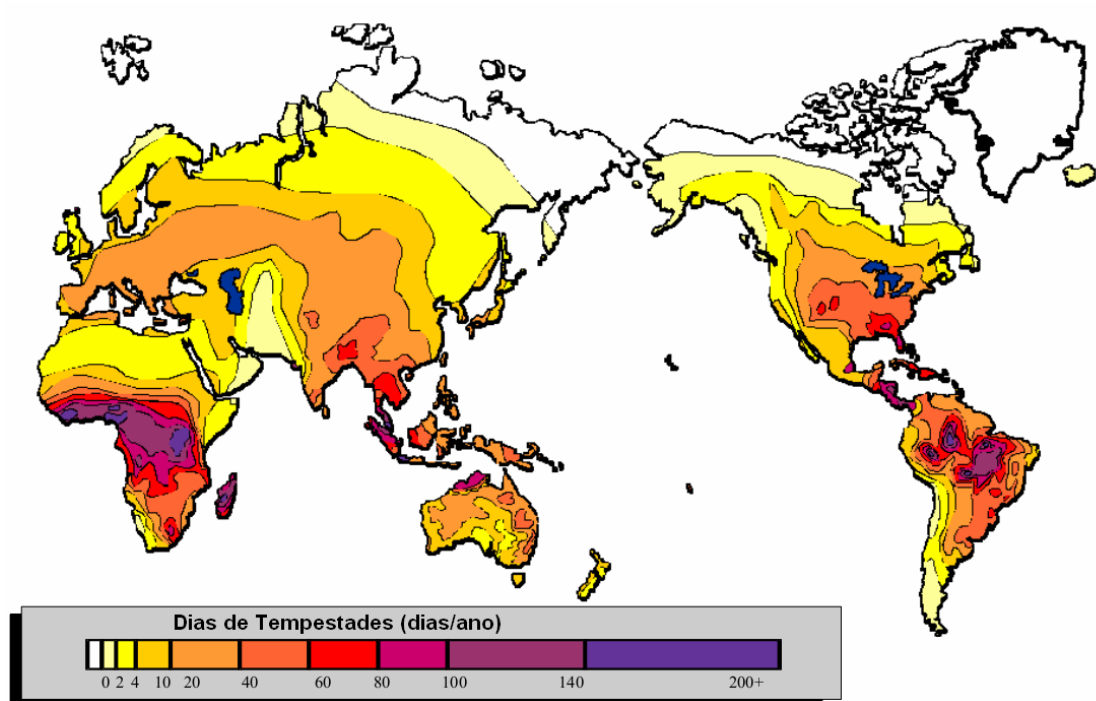


Figura 4.18 – Mapa global com a média anual de dias de tempestades.

Fonte: Malaysian Meteorological Services Department (2008).

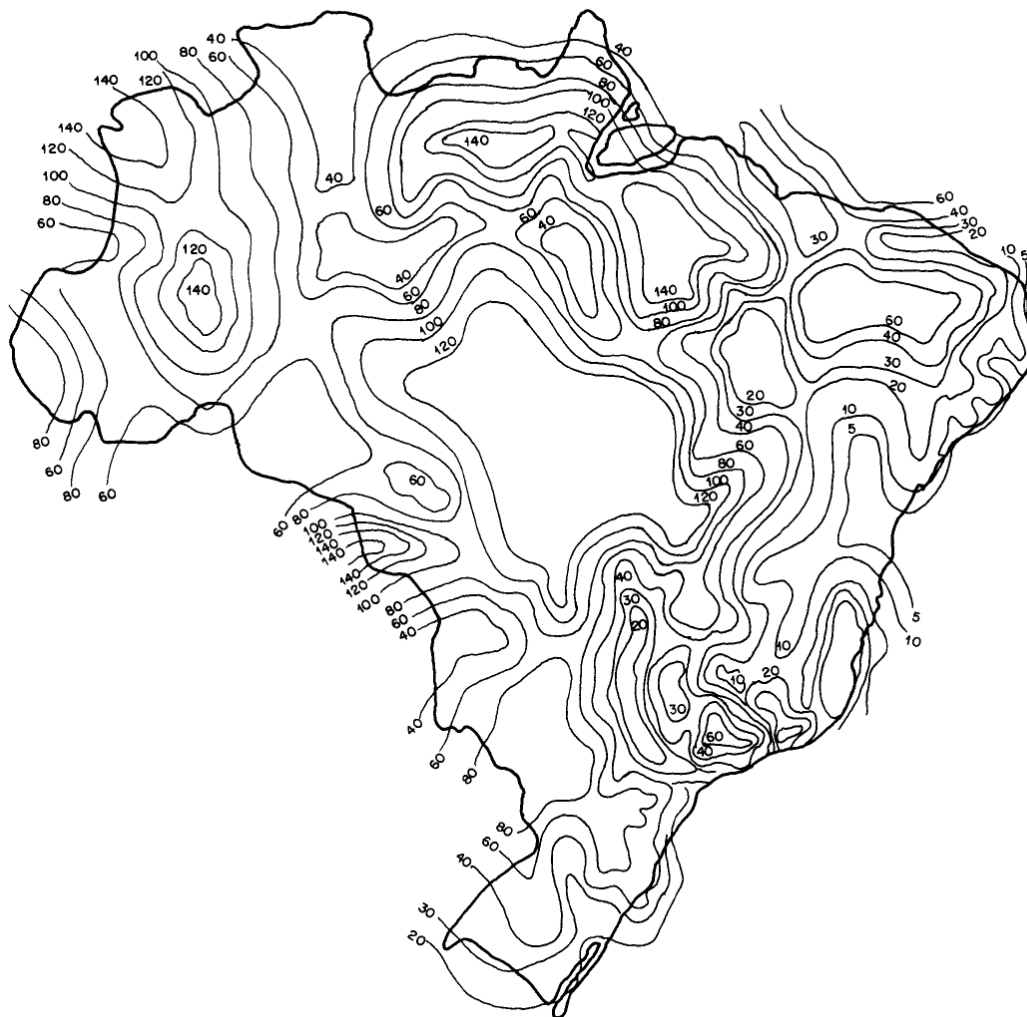


Figura 4.19 – Mapa brasileiro com as médias de dias de tempestades por ano.

Fonte: ABNT (2001).

Encontram-se na literatura científica trabalhos que se utilizam de correlações entre o valor anual do número de dias de tempestades por ano, TD, e a densidade de raios que tocam o solo, dada em $\text{km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$, Ng. Essa informação é importante, pois a densidade de raios (Ng) é uma caracterização mais completa em ciências atmosféricas, no entanto é uma variável recente com poucas décadas de informação. Correlacionar TD com Ng permite ao pesquisador expandir sua análise a um padrão climatológico, como feito por Pinto Jr. e Pinto (2008) para a cidade de São Paulo, como pode ser observado na Figura 4.20.

Média Decadal de Raios por Temperatura

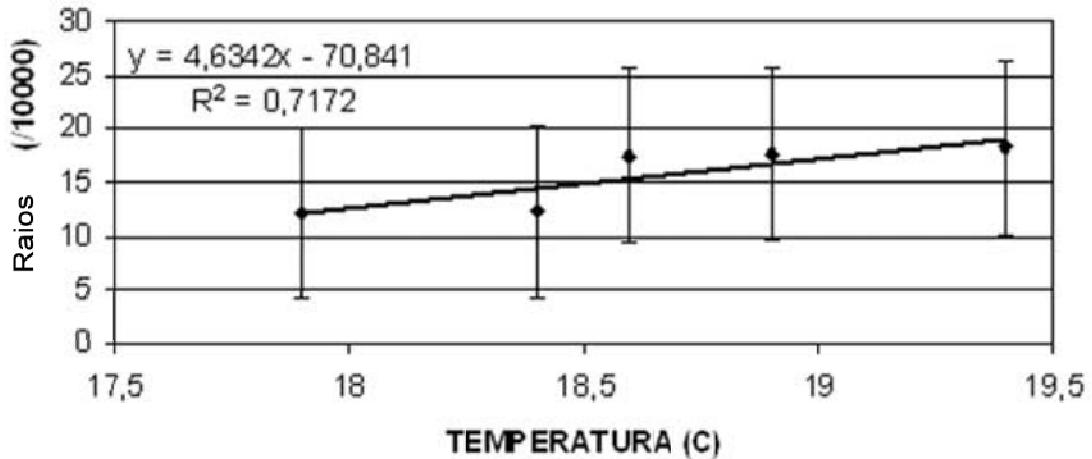


Figura 4.20 – Relação entre a média densidade de raios decadal (/10.000) e a temperatura de superfície na cidade de São Paulo para as décadas de 1950 a 1990. (A densidade de raios foi obtida a partir de TD).

Fonte: Adaptado de Pinto (2008).

A correlação entre TD e N_g começou com Prentice (1977), que comparou 17 tipos de correlações. A relação matemática que se mostrou mais compatível foi:

$$N_g = aTD^b \quad (4.1)$$

Onde a e b são constantes. Na Tabela 4.1 são apresentados os valores encontrados de a e b na literatura científica.

Tabela 4.1 – Relações das constantes a e b que correlacionam Ng com TD.

a	b	Local	Referência
0,04	1,25	África do Sul	Anderson et al. (1984)
0,036	1,3	URSS	Kolokov e Pavlova (1972)
0,1	1	Áustria	Diendorfer (2006)
0,024	1,12	México	Torres (2005)
0,0030	1,12	Brasil	Torres (2005)
0,0017	1,56	Colômbia	Torres (2005)
0,0054	1,537	China	Chen et al. (2004)
0,009	1,425	Japão	Shindo e Yokoyama (1998)
0,012	1,4	Austrália	Kuleshov e Jayaratne (2004)
0,04	0,88	Espanha	Soriano et al. (2001)
0,04	1,25	IEEE	Torres (2005)
0,1	1	IEC	Torres (2005)

4.6. Trovão

Um trovão é caracterizado como a emissão de uma onda acústica devido à descarga elétrica de um relâmpago. Vários tipos de relâmpagos podem gerar um trovão, entre eles: raio nuvem-solo, solo-nuvem e intranuvens (PINTO JR., 2009).

O espectro acústico do trovão estende-se por toda a faixa audível do ser humano, isto é, de poucos hertz até alguns quilohertz. Porém a frequência típica de um trovão está acima dos 20 Hz (RAKOV; UMAN, 2005). Essa onda eletromecânica é formada pela expansão dinâmica do gás aquecido no canal do raio (PINTO JR.; PINTO, 2000).

Importantes medidas das propriedades do trovão foram realizadas por grupos como o da "*Rice University*" no Texas e pelo "*New Mexico Institute of Mining and Technology*" (DEPASSE, 1994). As mais importantes observações incluem medidas de sinais acústicos de raios trigados.

Enquanto a onda eletromagnética do raio viaja a uma velocidade de 200 m/ μ s, sua correspondente onda eletromecânica se propaga a mais ou menos 340 m/s a uma temperatura de 20 °C e a 1 atmosfera. Logo, para percorrer uma distância de 3 a 4 km, a luminescência do raio leva 10 μ s, enquanto o trovão, 10s.

O trovão pode ser ouvido, em geral, a até 25 km de distância, porém, relatos informam de trovões detectados a distâncias de até 100 km. Esses valores foram observados em solo; já em mar aberto, acredita-se que acima de 8 km um trovão não pode ser mais ouvido. Essas variações de distâncias se dão devido a vários fatores, entre eles: altura da fonte; altitude do observador; temperatura da atmosfera; e o vento horizontal.

A duração do trovão pode ser medida como a diferença das distâncias entre os pontos mais próximos e mais distantes do raio em relação ao observador e podem representar a altura do canal (CHANGNON, 1988 e RAKOV; UMAN, 2005).

4.7. Parâmetros Meteorológicos

Na presente tese utilizou-se dez parâmetros meteorológicos que serão abordados a seguir. São eles: Temperatura Máxima Diária, Umidade Relativa, Temperatura de Ponto de Orvalho, Pressão Atmosférica, Posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Energia Potencial Convectiva (CAPE), Temperatura de Superfície do Mar (TSM) do Oceano Atlântico Tropical Norte, TSM do Oceano Atlântico Tropical Sul, Cobertura de Nuvens Altas, Precipitação Convectiva. Esses parâmetros foram escolhidos, pois seguiram os seguintes critérios:

- 1) O parâmetro deve ter uma relação física com a formação ou desenvolvimento da tempestade;
- 2) O parâmetro deverá estar contido nos dados de saída do *downscaling* utilizado (esse modelo será explicitado no Ítem 5.3), ou que possa ser calculado a partir dos dados de saída do *downscaling* utilizado, para as análises e projeções futuras da ocorrência de tempestades.

4.7.1. Temperatura Máxima Diária

Tendo em vista que a região de estudo está localizada próxima ao Equador terrestre, existe um ciclo diário de temperatura bem definido, sendo que as máximas diárias ocorrem entre duas e quatro horas da tarde. É nesse período de tempo que ocorre a maior taxa de evaporação de água no local, por convecção, conforme mostrado na Figura 4.21.

Quanto maior for a temperatura máxima, maior será a evaporação e, portanto, maior será a quantidade de vapor de água disponível na atmosfera, favorecendo a formação e aumentando a intensidade da tempestade.

A energia do sistema pode ser calculada utilizando-se a lei de Stefan-Boltzmann, $E = \sigma \cdot T^4$, onde T é a temperatura em Kelvin e σ é a constante de Stefan-Boltzmann. Logo, quanto maior a temperatura máxima diária, maior será a energia disponível na superfície para a vaporização da água.

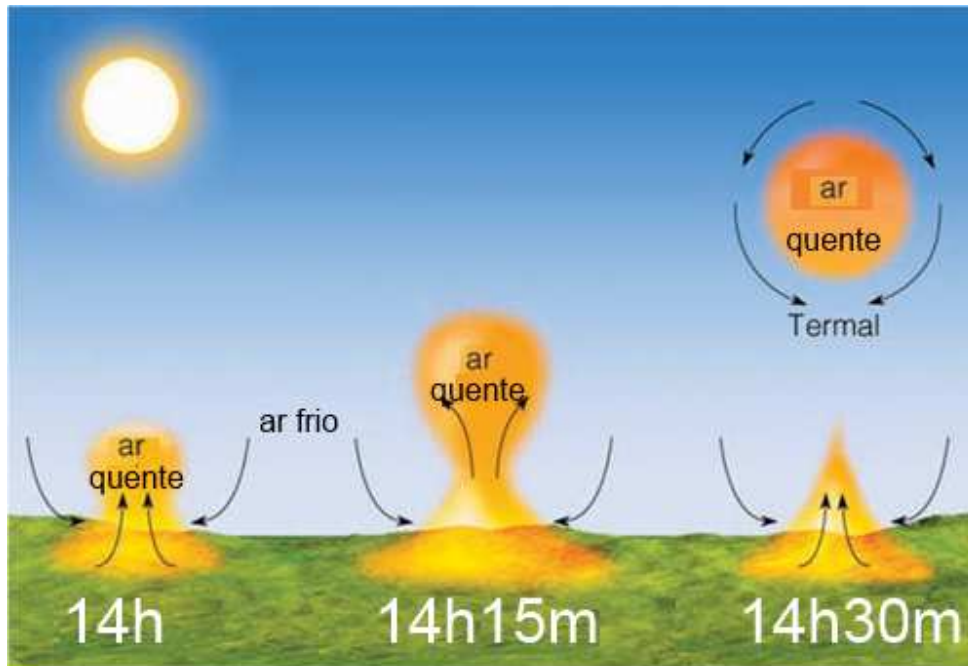


Figura 4.21 – Desenvolvimento de uma massa de ar quente por convecção.
Fonte: Adaptado de Ahrens (2007).

4.7.2. Umidade Relativa

A umidade relativa é a porcentagem da proporção entre a pressão parcial do vapor de água (e) e a pressão de saturação (e_s) a uma determinada temperatura. A umidade relativa aumenta se houver a diminuição da temperatura e se a pressão parcial de vapor se mantiver constante (SILVA, 2000). A relação entre a temperatura e pressão parcial de vapor é apresentada na Figura 4.22, onde pode-se notar que a 10 °C a pressão parcial do vapor de água é 12 hPa, e a 30°C a pressão sobe para 42 hPa.

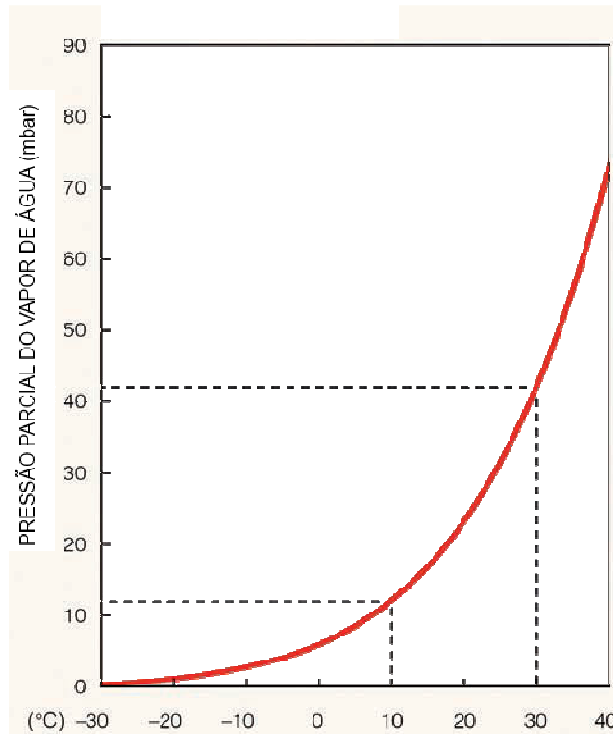


Figura 4.22 – Curva de Pressão Parcial de Vapor de Água em função da temperatura.
 Fonte: Adaptado de Ahrens (2007).

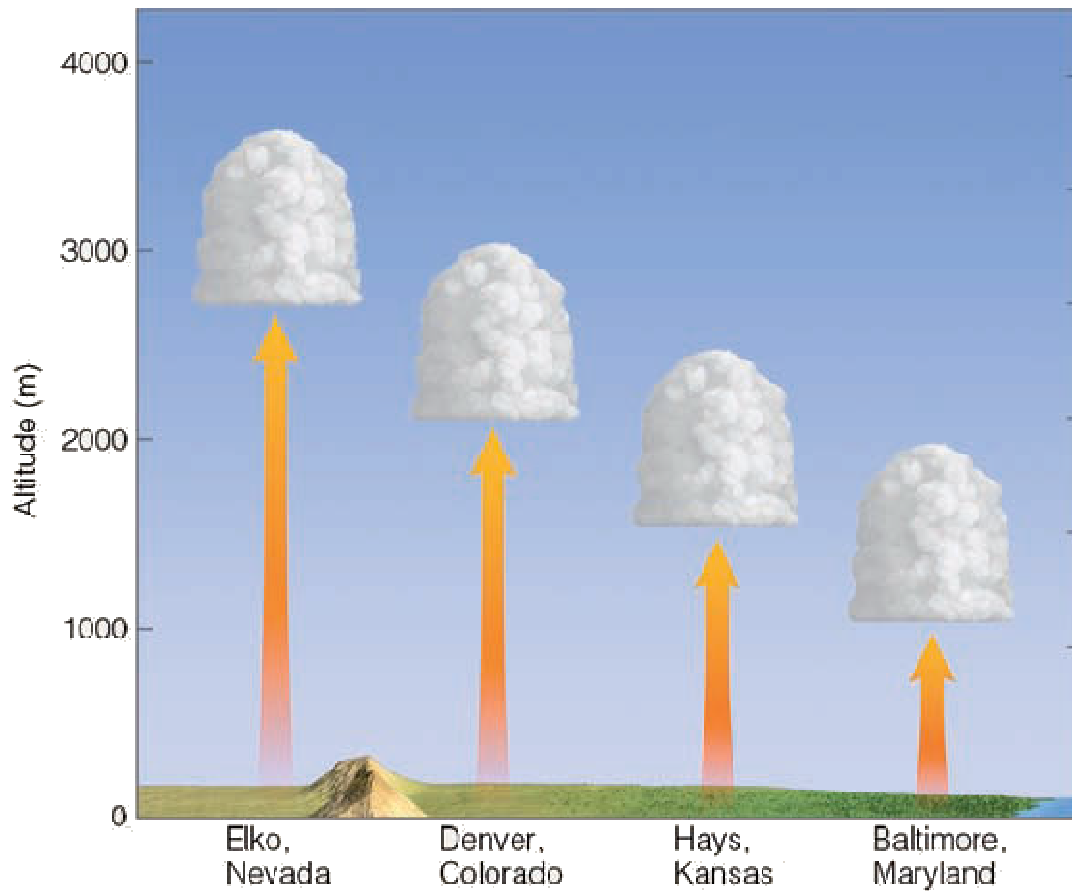
Logo, quanto maior a umidade relativa do ar significa que a pressão parcial do vapor da atmosfera está mais próxima da pressão de saturação, sendo que a quantidade de moléculas de água disponível na atmosfera será maior. Tendo mais água na atmosfera, a probabilidade de ocorrer tempestades aumenta significativamente. O contrário também se aplica: Com umidade relativa baixa, a ocorrência de tempestades é dificultada, pois não há combustível para a tempestade.

4.7.3. Temperatura de Ponto de Orvalho

A temperatura de ponto de orvalho representa a temperatura até a qual a parcela do ar precisa ser resfriada (mantendo-se a pressão constante), para que ocorra a saturação do vapor d'água.

Essa temperatura pode ser usada para se determinar a altura da base de uma nuvem cúmulus, seguindo a equação $H=125.(t - t_d)$, onde H é a altura da base da nuvem (metros), t é a temperatura de superfície (°C) e t_d é a temperatura de ponto de orvalho (°C). Essa equação só é considerada em dias de sol. Durante a noite e pela manhã cedo, ela não funciona muito bem. A seguir, na Figura 4.23, observa-se alguns dos exemplos de aplicação dessa fórmula.

Logo, a temperatura de ponto de orvalho está diretamente ligada à altura do nível de condensação, que representa a altura da base das nuvens. Valores maiores de t_d podem estar relacionados com nuvens de tempestades, pois a base das nuvens sendo mais baixas favoreceriam o desenvolvimento vertical e a convecção no interior das mesmas (WILLIAMS e RENNO, 1993).



Temp. Sup. (T)	32°C	32°C	32°C	32°C
Temp. Pto. Orvalho (T_d)	10°C	15°C	20°C	24°C

Figura 4.23 – Exemplos de altura da base de nuvens cumulus e a comparação entre a temperatura de superfície e a temperatura de ponto de orvalho.

Fonte: Adaptado de Ahrens (2007).

4.7.4. Pressão Atmosférica

Se a Terra fosse estática, o vento dependeria somente do gradiente de pressão. Sob essa condição a direção do vento na superfície seria no sentido da alta para a baixa pressão, e o inverso ocorreria em regiões superiores, conforme mostrado na Figura 4.24.

Na Figura 4.24(a) à esquerda, devido ao aquecimento a massa de ar ascende e gera uma zona de baixa pressão, enquanto à direita, o resfriamento da massa de ar gera subsidência, gerando uma zona de alta pressão.

Na Figura 4.24(b), já estabelecido o gradiente de pressão entre as duas áreas, na superfície, o ar irá convergir da área de baixa pressão para a área de alta pressão, e o ar irá ter direção oposta em altitude em relação à superfície, completando a célula de circulação.

Na Figura 4.24(c) pode-se observar como seria o padrão geral de ventos caso não houvesse o efeito Coriolis, pois o aquecimento desigual da Terra faria o ar se mover somente segundo o gradiente de pressão.

Na Figura 4.24(d) pode-se observar como é o padrão geral de ventos com a adição do efeito Coriolis. Nota-se a formação das três células de circulação; na região equatorial a célula de Hadley, na região tropical a célula de Farrel e na região polar a célula polar. Ressaltando que as três células são encontradas tanto no Hemisfério Norte como no Hemisfério Sul.

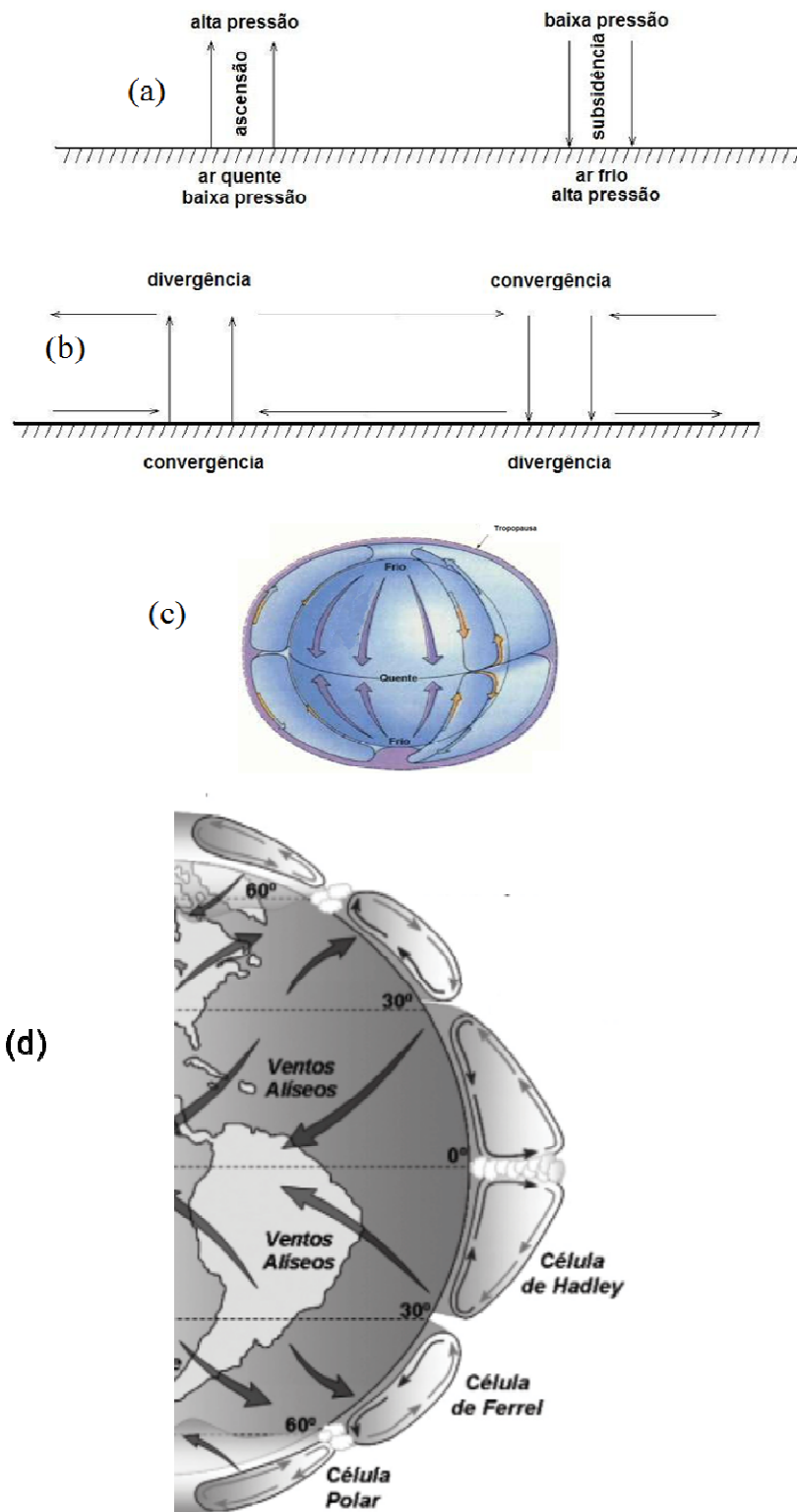


Figura 4.24 – Modelo esquemático da formação do vento por gradiente de pressão.
 Fonte: Adaptado de Mendonça e Oliveira (2009).

Portanto a medida da pressão atmosférica da superfície deve indicar quando a região está em estado de convergência ou divergência. Isto é, se o ar está em ascendência influenciando positivamente na formação de tempestades, ou se o ar está em descendência, inibindo a formação de tempestades.

Zonas de alta pressão estão espalhadas pelo globo e mantém o tempo estável; isto é, tempo bom e sem chuvas. Zonas de baixa pressão favorecem a condição de tempo instável e a formação de nuvens do tipo cúmulos e cumulonimbus.

4.7.5. Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) forma-se pelo encontro dos ventos alísios vindos do hemisfério Norte com os ventos provenientes do hemisfério Sul (Figura 4.24d e 4.26). Com essa convergência, várias nuvens convectivas se desenvolvem, e o resultado é uma faixa de nebulosidade, quase contínua, ao redor do planeta, sofrendo interrupções e quebras, principalmente sobre os continentes. Essa zona limita a circulação atmosférica em hemisfério Norte e Sul e acompanha o Equador Térmico (ET) em seus deslocamentos sazonais. O ET corresponde à isoterma de máxima temperatura sobre o globo (OLIVEIRA et. al, 2004)..

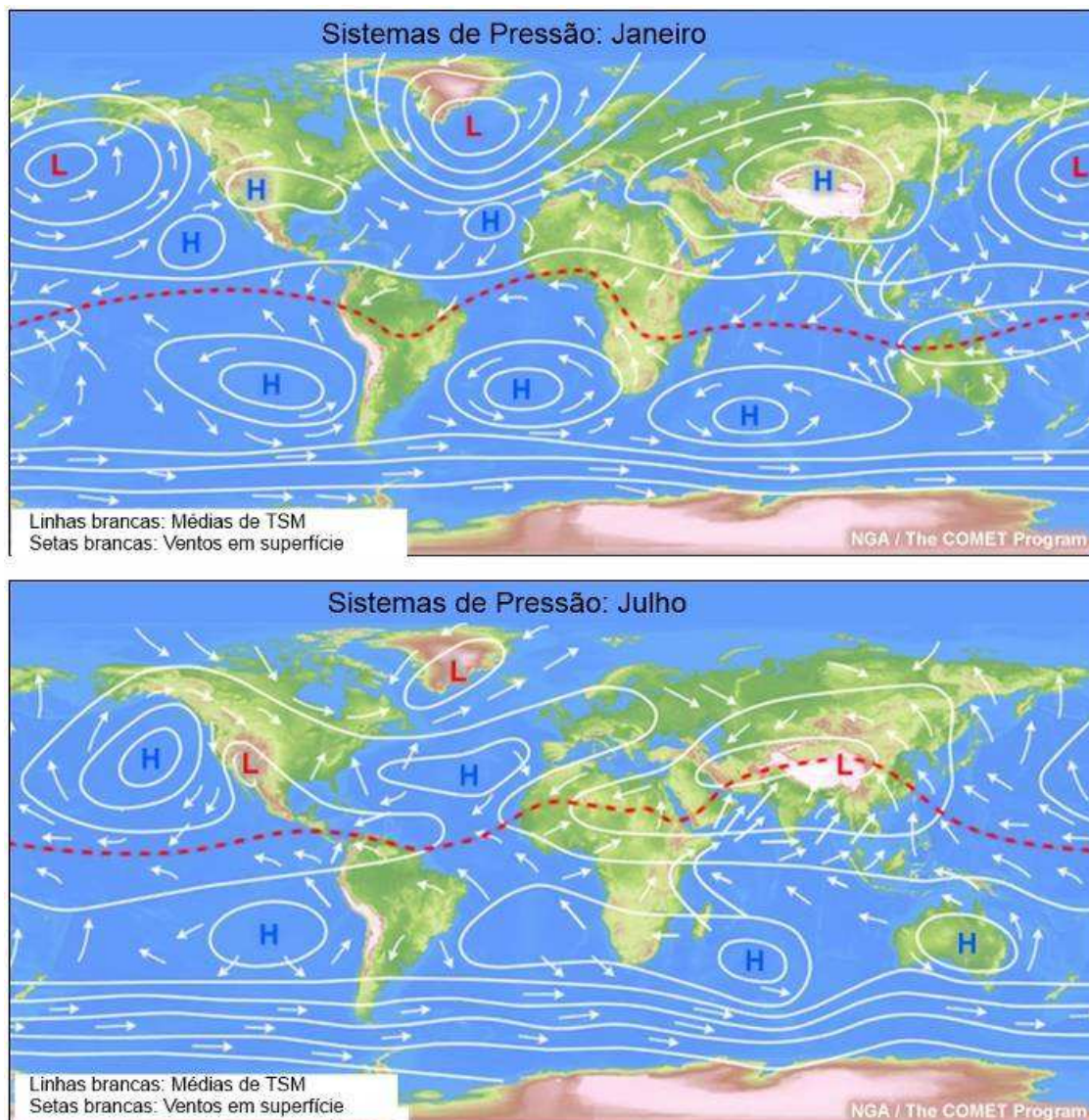


Figura 4.25 – Representação esquemática dos sistemas de pressão global em janeiro e julho.

Fonte: Adaptado de NGA/COMET Program.

A ZCIT divide as duas células de Hadley. Ela é móvel, uma vez que se desloca durante o ano sob a ação do movimento aparente do sol, pois apresenta sua posição mais ao sul em março e mais ao norte em setembro (Figura 4.25). Sobre a América do Sul, a ZCIT normalmente apresenta-se em março a 5° S e em setembro a 10°N. Essa migração da ZCIT normalmente causa extremas diferenças climáticas em muitos locais da região tropical (CAVALCANTE et. al, 2009).

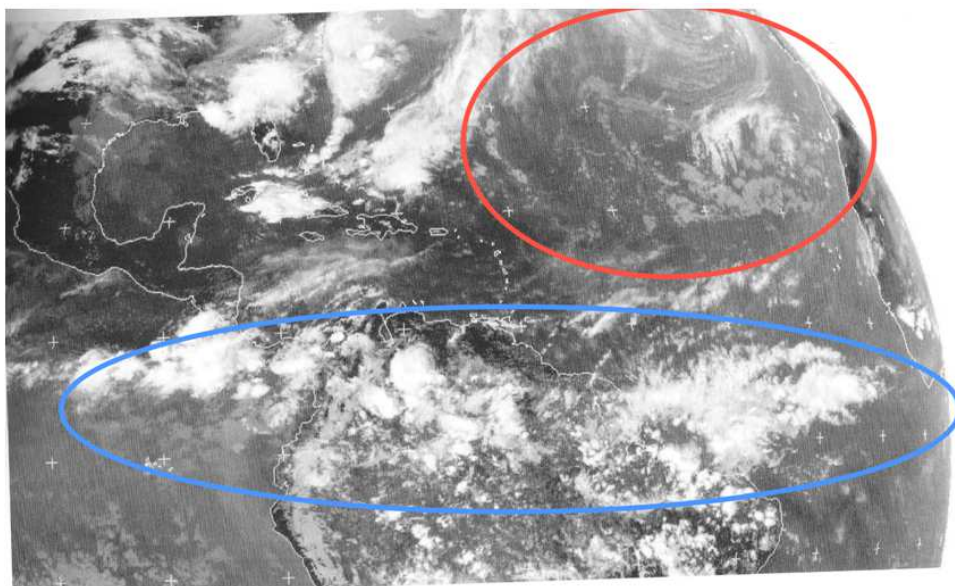


Figura 4.26 – Imagem IR (infravermelho) do GOES E, de 12/02/2005. A elipse azul mostra a ZCIT e a vermelha a alta dos Açores.
Fonte: Ferreira (2010).

A faixa de nebulosidade convectiva em volta do globo, considerada como associada à ZCIT, foi estudada por Waliser e Gautier (1993). Vale ressaltar que nem toda atividade convectiva que se observa em áreas tropicais em volta do globo está associada à ZCIT. Os pesquisadores observaram que a ZCIT aparece de maneira irregular utilizando um conjunto de dados gerados a partir de imagens de satélite nos canais visível e infravermelho, para o período de 1971 e 1987, inicialmente construído por Garcia (1985) e que consiste na frequência média mensal de ocorrência de nuvens altamente refletivas, conforme apresentado na Figura 4.27.

No norte do nordeste brasileiro o principal sistema gerador de tempestades é a aproximação da Zona de Convergência Intertropical. Segundo Uvo e Nobre (1989), a permanência mais longa ou curta da ZCIT em torno das posições mais ao sul é o fator mais importante na determinação da qualidade da estação chuvosa no norte do nordeste brasileiro. Em anos de seca, a ZCIT permanece em sua posição mais ao sul de meados de fevereiro até março e, para anos chuvosos até maio. Foi observado que durante os meses de fevereiro e março,

principalmente nos anos de seca, a ZCIT apresenta uma interrupção no seu deslocamento para o sul.

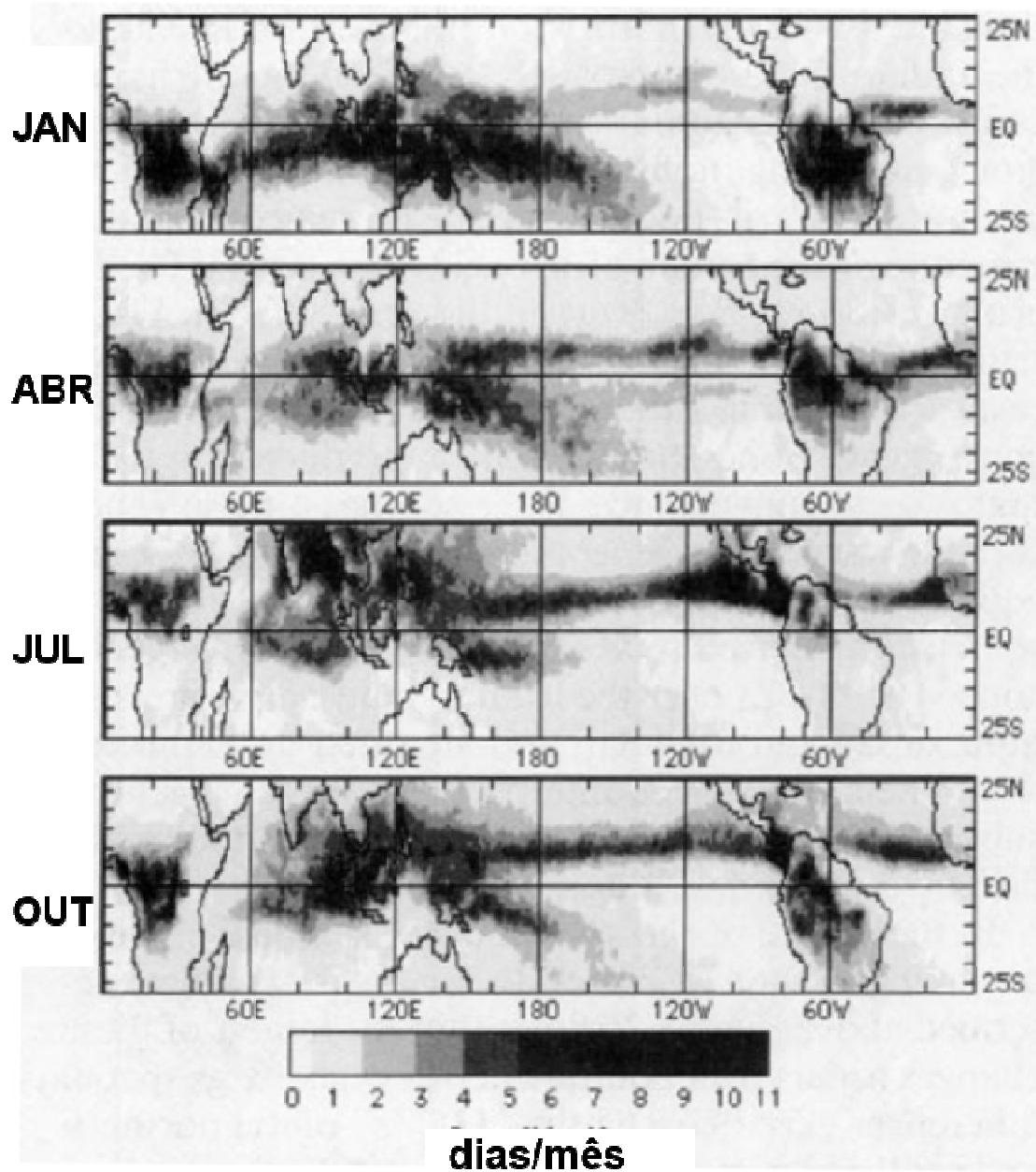


Figura 4.27 – Montagem apresentando as médias mensais de 17 anos, apresentando a estrutura da ZCIT, para os meses: janeiro, abril, julho e outubro. A escala indica os dias por mês em que ocorreram os sistemas convectivos.

Fonte: Adaptado de Waliser e Gautier (1993).

A ZCIT tende a localizar-se fora de regiões de ventos mais fortes; sendo assim, se os ventos alísios da região nordeste brasileira forem mais intensos, a ZCIT tenderá a deslocar-se. Essa observação levou a concluir-se que os ventos fortes “empurram” a ZCIT (NAMIAS, 1972; HASTENRATH; HELLER, 1977).

4.7.6. Energia Potencial Convectiva (CAPE)

Para o desenvolvimento de tempestades precisam existir condições favoráveis de convecção. Vários índices foram desenvolvidos para indicar essas condições, a partir da temperatura. Dentre eles, a Energia Potencial Convectiva ou CAPE (*Convective Available Potential Energy*), que apresenta a máxima energia cinética possível que uma parcela instável pode adquirir (negligenciando efeitos do vapor de água e água condensada na periferia). Considerando que essa parcela ascendente não se mistura e se ajusta à pressão local.

A Equação 4.2 descreve a forma como a CAPE é obtida (HOUZE, 1993).

$$CAPE = \int_{z_{NCE}}^{z_{NEQ}} g \left(\frac{T_{parcela} - T_{ambiente}}{T_{ambiente}} \right) dz = \frac{\omega_{max}^2}{2} \quad (4.2)$$

Onde: z_{NEQ} é o nível de equilíbrio, z_{NCE} é o nível de convecção espontânea, g é a aceleração da gravidade, ω é a velocidade de ascensão da parcela. A unidade de CAPE pode ser [J/kg], ou [m²/s²].

A CAPE pode ser calculada pela área positiva entre a curva pseudo-adiabática da parcela de ar ascendente e a curva de temperatura, que é representada na Figura 4.28 como a área laranja.

Atualmente associa-se a CAPE como uma variável termodinâmica de instabilidade e são aceitos os seguintes valores:

$0 < \text{CAPE} < 1000 \text{ (m}^2/\text{s}^2)$	- estável;
$1000 < \text{CAPE} < 2500 \text{ (m}^2/\text{s}^2)$	- pouco instável;
$2500 < \text{CAPE} < 4000 \text{ (m}^2/\text{s}^2)$	- muito instável;
$\text{CAPE} > 4000 \text{ (m}^2/\text{s}^2)$	- extremamente instável.

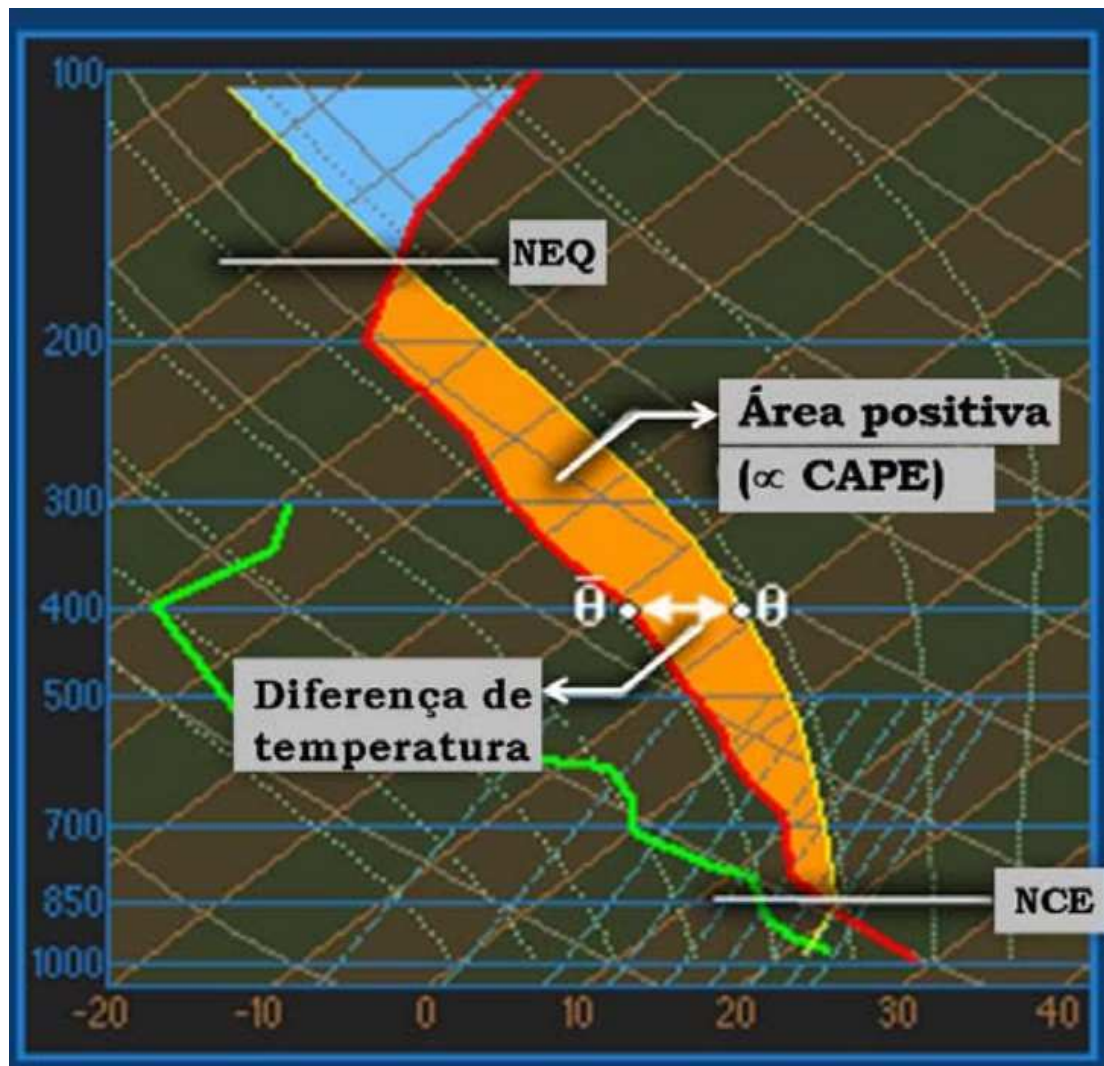


Figura 4.28 – Exemplo de diagrama skew-T de radiossondagem, apresentando a forma como a CAPE é calculada graficamente.

Fonte: Nascimento (2006).

Exemplos de valores típicos de CAPE: na região tropical oceânica em torno dos 500 (m^2/s^2); em tempestades severas nos Estados Unidos entre 2000 a 3000 (m^2/s^2) (BETZ et al., 2009).

Segundo Williams (2005) a CAPE representa tanto a termodinâmica, como a dinâmica das tempestades, e também, a microfísica das nuvens. Logo a CAPE influencia diretamente na formação de nuvens e na eletrificação das mesmas.

A CAPE está associada à velocidade máxima de ascensão, que para tempestades ordinárias está entre 10 a 20 m/s, e para tempestades severas está entre 20 a 50 m/s (NACCARATO, 2006).

Williams e Renno (1993) utilizaram vários tipos de informações e mostraram uma correlação entre a altura da base das nuvens e a CAPE. Os autores mostraram que a altura da base das nuvens controlava a transformação da CAPE em energia cinética de ascensão. Porém observações mostraram que a CAPE sobre os oceanos tropicais que possuíam os mesmos valores da CAPE sobre o continente apresentavam a atividade de raios em torno de uma ordem de magnitude menor. Esse fenômeno ocorre porque em nuvens oceânicas as correntes ascendentes são fracas, com baixa eficiência de conversão da CAPE em energia cinética de ascensão; sobre o continente a eficiência de conversão é entre duas a cinco vezes maior que sobre o oceano (WILLIAMS; STANFILL, 2002).

4.7.7. Temperatura de Superfície do Mar do Oceano Atlântico Tropical

Hastenrath (1976), Hastenrath e Heller (1977) e Hastenrath (1978) utilizam dados observacionais no intuito de investigar as configurações da circulação atmosférica sobre o Atlântico Tropical. O resultado desses estudos foi a descoberta de uma variabilidade oceânica atmosférica dominante no Atlântico

Tropical, que foi denominada como Padrão de Dipolo do Atlântico Tropical (SOUZA; NOBRE, 1998).

O Padrão de Dipolo caracteriza-se pela diferença entre as anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) entre as porções Norte e Sul do Atlântico Tropical. Dessa forma, o Dipolo gera um gradiente térmico meridional entre os hemisférios na região de baixos níveis, que influenciam na intensidade e migração da ZCIT sobre o oceano Atlântico (NOBRE, 1993; WAGNER, 1996; NOBRE; SHUKLA, 1996). A influência no clima das áreas continentais próximas é consistente e comprovada por Alves e Repelli (1994) e Nobre e Shukla (1996), na região leste da Amazônia e Hastenrath e Heller (1977), Moura e Shukla (1981), Hastenrath e Greischar (1993), Nobre (1993), Nobre e Shukla (1996) e Souza (1997).

No presente trabalho, utilizam-se as duas variáveis que compõem o Padrão do Dipolo do Atlântico Tropical, a anomalia tropical norte (TNA) e a anomalia tropical sul (TSA).

A anomalia do TNA é calculada com base na climatologia do ciclo sazonal obtida a partir dos dados das bóias que estão localizadas na região definida pelo retângulo vermelho da Figura 4.29, desde o ano de 1982 até 2005.



Figura 4.29 – Imagem da superfície terrestre demarcada com o retângulo vermelho da posição das bóias que representam a medida de TSM do TNA.
Fonte: NASA (2013).

A série semanal é linearmente interpolada com a série diária para calcular o ciclo climatológico sazonal com resolução diária. Em seguida calcula-se a média mensal. Para cada mês da série (1982 a 2005) calcula-se a anomalia, subtraindo-se da média climatológica.

Tanto a anomalia TNA, como a TSA, são calculadas pelo mesmo método definido por Enfield et al. (1998), porém as localizações das bóias de medição da

temperatura de superfície do mar estão na porção sul do Atlântico Tropical, como pode-se observar na Figura 4.30.



Figura 4.30 – Imagem da superfície terrestre demarcada com o retângulo vermelho da posição das bóias que representam a medida de TSM do TSA.
Fonte: NASA (2013).

4.7.8. Cobertura de Nuvens Altas

A Cobertura de Nuvens Altas é uma variável de saída dos modelos climáticos atuais, cuja importância salienta-se no fato de apresentar a fração da região coberta por nuvens que atingem altitudes elevadas, como descrito a seguir.

As nuvens altas, normalmente, têm bases acima de 6000 metros e devido a sua altura são formadas principalmente de cristais de gelo e são chamadas de nuvens Cirrus.

As nuvens Cirrus são indicadoras da velocidade do vento em altos níveis e são formadas pelo cisalhamento do topo de nuvens de tempestades, e podem indicar aproximação de nuvens de tempestades de 12 a 24 horas (LARROZA, 2011)

Podem-se encontrar nessa variável, também, as nuvens Cumulonimbus (Cb), pois como descrito anteriormente são nuvens de grande desenvolvimento vertical, que podem atingir a tropopausa no topo de sua bigorna.

4.7.9. Precipitação Convectiva

A precipitação é um indicativo de tempestades, porém pode-se ter chuva sem tempestade. Então, utilizou-se a precipitação convectiva que pode ser um indicativo mais preciso de tempestade. Mesmo assim pode-se ter precipitação convectiva sem ter tempestades, portanto não é uma variável exclusiva indicadora de tempestades, mas da possibilidade de a mesma ocorrer.

A precipitação convectiva é apresentada no presente trabalho como a massa de água precipitada por unidade de área em um dia. E será usada posteriormente para comparar e classificar a taxa de precipitação de cada região em estudo.

5. METODOLOGIA DA PESQUISA E CARACTERÍSTICAS DAS CIDADES ESTUDADAS

Por se tratar de um assunto inédito, foram definidos os processos metodológicos mais adequados utilizados como suporte para realização da presente tese.

No Ítem 5.1, explana-se sobre as cidades equatoriais analisadas, que foram escolhidas por possuírem aeroportos administrados pelo ministério da aeronáutica e contendo informações de dias de tempestade (TD) mais confiáveis. Dessas cidades, foram excluídas as cidades que estavam fora da região equatorial (limitada a 6° Sul). Somente cinco cidades possuíam dados a partir de 1960 até a presente data sem períodos com falhas de TD. Na Figura 5.1 apresenta-se as localidades que estão na região equatorial do Brasil, escolhidas para a realização da presente tese.



Figura 5.1 – Mapa com as demarcações das cidades escolhidas.
Fonte: Google earth (2013).

Os dias de tempestade foram comparados com os dados de descargas atmosféricas do LIS (explicado no Item 5.2), para um determinado período, de modo a validar as informações de TD.

A simulação dos dias de tempestade foi feita utilizando-se variáveis extraídas ou calculadas a partir de dados de *downscaling*. Que é uma técnica de refinamento de escalas. Foi utilizado o *downscaling* do modelo global denominado HadCM3 do "Hadley Center" e o refinamento de escalas o modelo regional Eta-CPTEC do INPE. A técnica de *downscaling* é explicada no Ítem 5.3.

Cogitou-se a comparação de TD com os dados de reanálise da NOAA/NCEP/NCAR, porém além da grade da reanálise ser de 2,5° (aproximadamente 300 km), trata-se também de um modelo com diversas aproximações (KALNAY et al., 1996). Pode-se observar um exemplo comparativo entre os valores de reanálise e do *downscaling* da CAPE, na Figura 5.2, onde são mostrados os valores médios de CAPE para o ano de 1960, com a mesma resolução de grade entre os dois modelos. Pode-se observar que o *downscaling* reproduz melhor as variações regionais. Como um trovão pode ser ouvido a uma distância de 10 km, considera-se esse o tamanho ideal para a grade dos locais que são observados os dias de tempestade, logo, existe a necessidade de que os parâmetros meteorológicos que são comparados representem ao máximo as condições dos locais escolhidos.

O *downscaling* não possui dados entre 1991 e 2009.

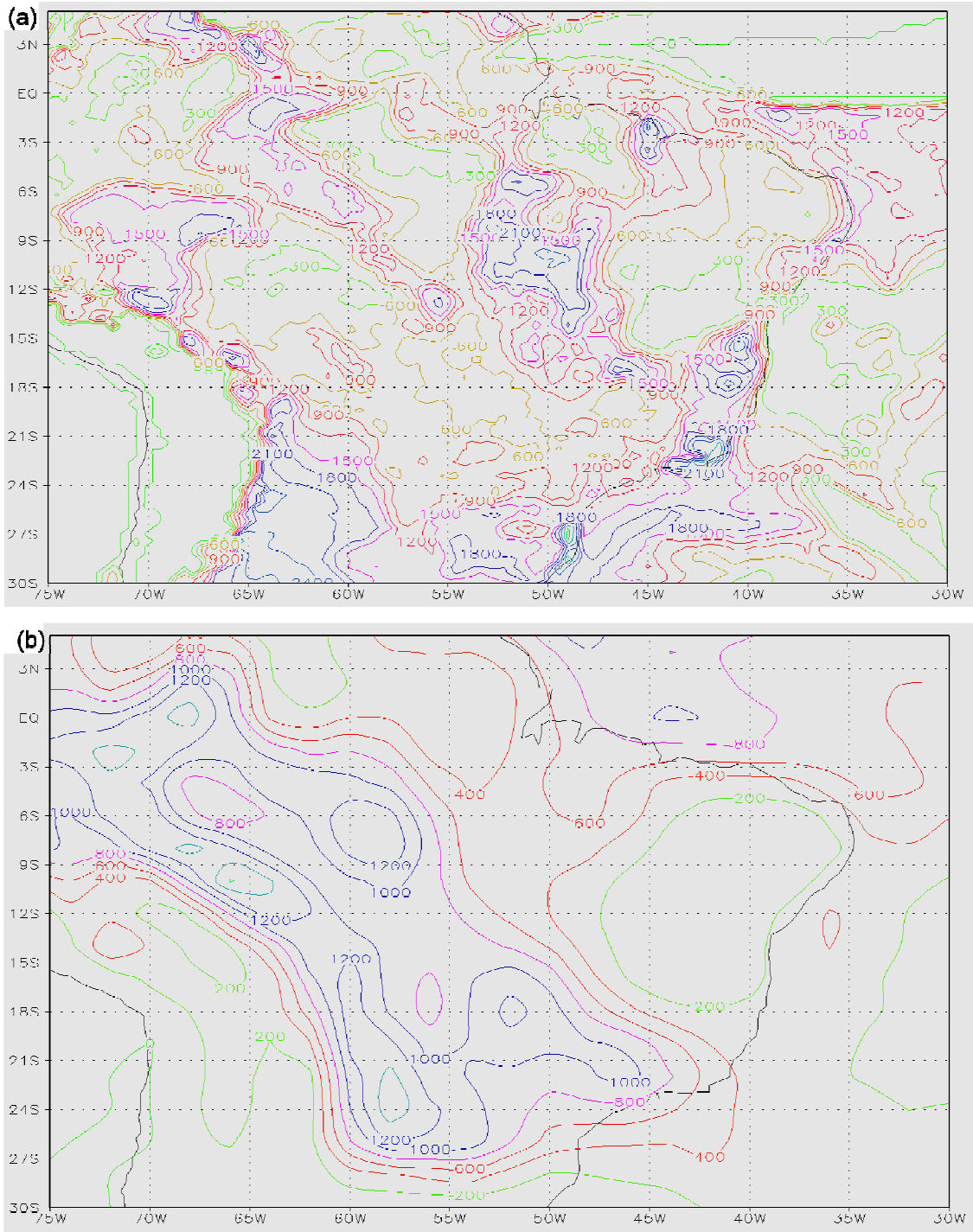


Figura 5.2 – Mapa com as isolinhas médias de CAPE em 1960 para: (a) *Downscaling* modelo LOW (b) Reanálise NOAA/NCEP/NCAR.

E por fim, no Ítem 5.4 explica-se a técnica de Regressão Linear Múltipla, que foi usada como ferramenta de comparação e simulação dos TD's com os parâmetros meteorológicos, tanto para se comparar com os valores atuais como para simular as tendências de TD's no futuro.

5.1. Localização e Características das Cidades Analisadas

5.1.1. Manaus

A cidade de Manaus, devido à sua localização e configuração urbana, possui características únicas; a cidade está localizada no meio de uma das maiores florestas tropicais do mundo; é cruzada pelo 2º maior rio do mundo, alguns afluentes e vários igarapés; e possui a maior população indígena do mundo. Aliás, a população da cidade de Manaus representa 50% da população de todo o estado, aproximadamente 2 milhões de habitantes (IBGE, 2010).

Manaus é a capital do Amazonas, o maior estado em território do Brasil, foi fundada em 1669, possui um relevo de planície, sob um clima tropical e é evidente que sua vegetação é a floresta amazônica.

Historicamente, Manaus foi considerada como a capital da borracha (1890-1910), quando recebeu vários serviços para melhorar a qualidade de vida da população local. Mais recentemente, em 1967, foi criada a Zona Franca de Manaus pelo governo federal, o que impulsionou o desenvolvimento econômico da cidade.

Climatologicamente, Manaus possui os dias mais frios (22,7 °C) no mês de julho. Os dias mais quentes atingem 32,9 °C em setembro. As chuvas se concentram de dezembro a maio com 18 a 21 dias de chuva por mês, com média acima de 200 mm de precipitação. Porém, mesmo no mês mais seco do

ano (agosto), são registrados em média 7 dias de chuva com 58 mm de precipitação (WMO, 2013).

Na Figura 5.3, observa-se a cidade de Manaus, com duas marcações principais. O aeroporto de Ponta Pelada, que está localizado a 3°09´ Sul e 59°59´ Oeste, a 84 metros acima do nível do mar, e o aeroporto Eduardo Gomes, que está localizado a 3°02´ Sul e 60°03´ Oeste, a 80 metros acima do nível do mar.



Figura 5.3 – Imagem da região metropolitana de Manaus, com marcação dos pontos de observações de TD.

Fonte: Google earth (2013).

Na Figura 5.4 e 5.5 observam-se as variações sazonais de CAPE, pressão atmosférica, temperatura máxima, precipitação convectiva, temperatura de ponto de orvalho e cobertura de nuvens altas. Esses dados foram retirados do *downscaling*, que será apresentado a seguir. O período de dados é de 1960 a 1990 e 2010 a 2012, usando o modelo LOW.

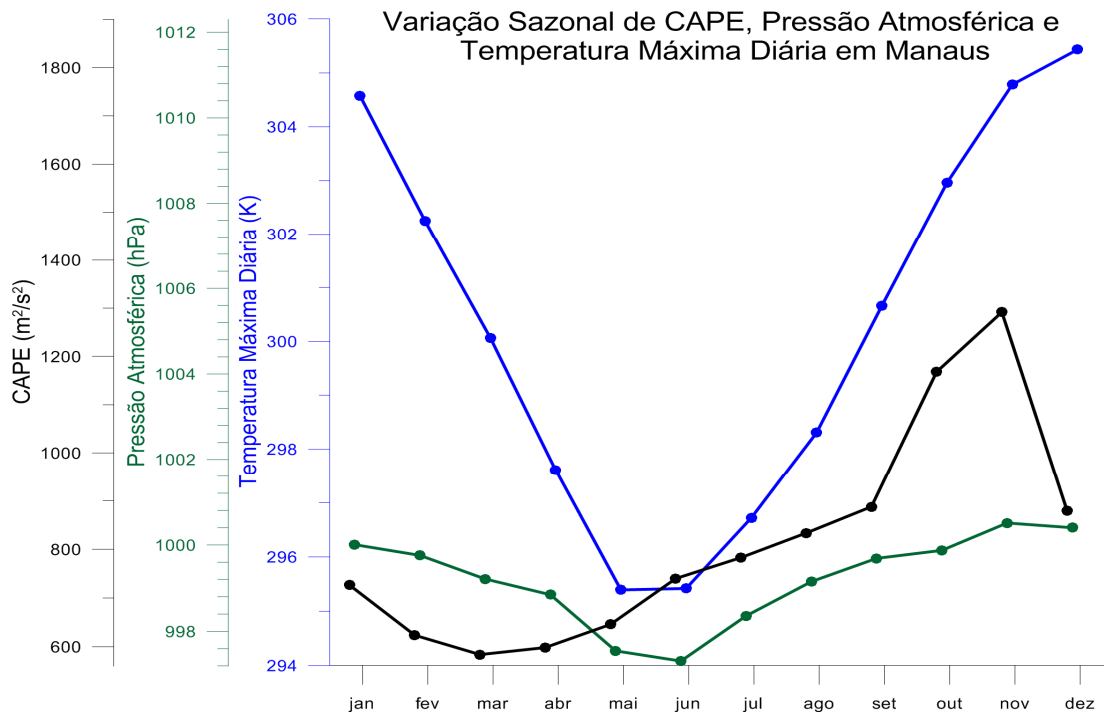


Figura 5.4 – Gráfico da variação sazonal de CAPE, pressão atmosférica e temperatura máxima diária em Manaus nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.

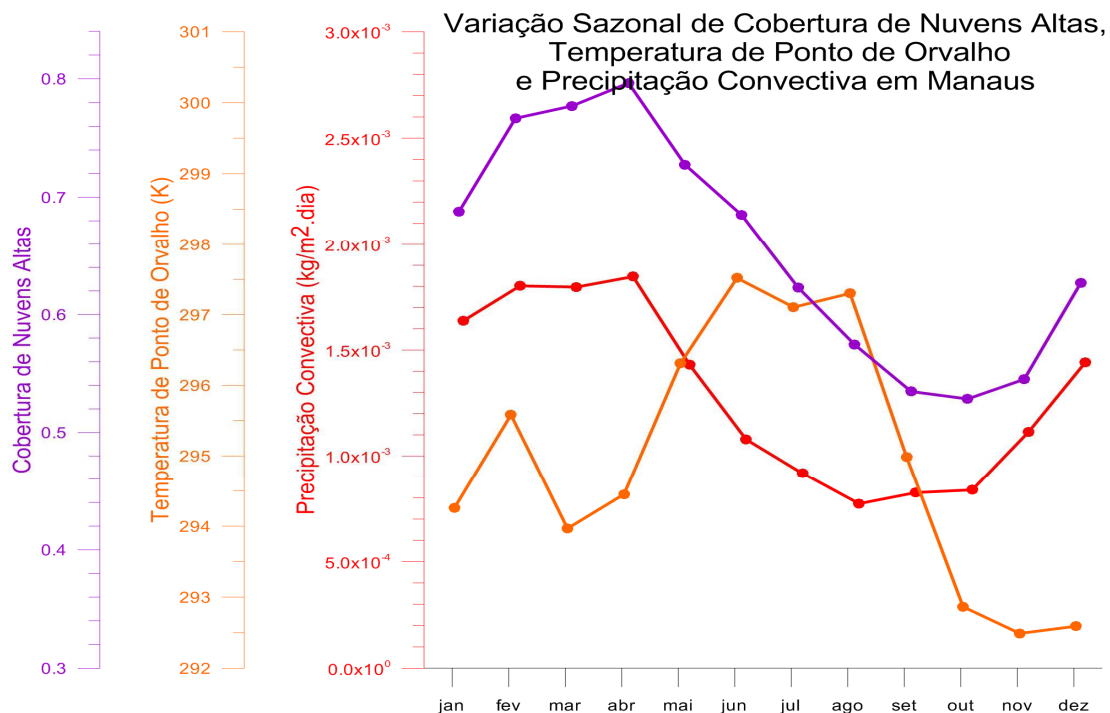


Figura 5.5 – Gráfico da variação sazonal da cobertura de nuvens altas, temperatura de ponto de orvalho e precipitação convectiva em Manaus nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.

Na Figura 5.4, pode-se observar o comportamento sazonal da CAPE que tem seu mínimo em março e ascende até o máximo em novembro. Então, a CAPE aumenta durante o outono, inverno até o final da primavera e decai no verão. Da mesma forma, a pressão atmosférica e a temperatura máxima têm um comportamento similar ascendendo durante o inverno e primavera e diminuindo no verão e outono.

Na Figura 5.5, observa-se que cobertura de nuvens altas e precipitação convectiva ascendem no verão e no outono e decrescem no inverno e na primavera, enquanto a temperatura de ponto de orvalho tem seu máximo no inverno e começo da primavera e mínimo no final da primavera e começo do verão.

5.1.2. Belém

Assim como Manaus, a cidade de Belém teve seu apogeu durante o ciclo da borracha, durante o qual a cidade recebeu diversos imigrantes estrangeiros e investimentos em estrutura e serviços. Atualmente conta com diversas indústrias, sendo o 2º maior parque industrial da Amazônia, pois conta com porto, que por sua localização, no norte do país, reduz a distância para os países desenvolvidos do hemisfério norte.

Belém é a capital do estado do Pará. É a segunda cidade mais populosa da Amazônia (1,4 milhões de habitantes) e a décima do Brasil, e está localizada na bacia do Guajará, que é o encontro da foz do rio Guamá com a foz do rio Acará. Seu clima é quente e úmido, e as chuvas são constantes (IBGE, 2010).

As temperaturas mínimas diárias em Belém são registradas em outubro, com média de 21,6 °C, e variam até 22,6 °C em maio. As temperaturas máximas diárias são registradas em novembro com 32,3 °C a 30,4 °C em março. As chuvas são constantes em Belém. De janeiro a maio a precipitação excede os 300mm de chuva no mês, com máximo em março, quando são registrados 28

dias de chuva em média, com 436,2 mm de precipitação. De junho a novembro pode ser considerado o período “seco”, quando a quantidade de dias de chuva varia de 15 (outubro e novembro) a 19 (junho), e a precipitação de 111,8 (novembro) a 152,1 mm (julho) (WMO, 2013).

Na Figura 5.6 observa-se a localização da estação de coleta de dados no aeroporto internacional Val-de-Cães, que está localizada a 1°23’ Sul e 48°29’ Oeste, a 16 metros acima do nível do mar.



Figura 5.6 – Imagem da região metropolitana de Belém, com marcação do ponto de ocorrência de medida de TD.
Fonte: Google earth (2013).

Nas Figuras 5.7 e 5.8 observam-se os gráficos de variação sazonal das variáveis: CAPE, pressão atmosférica, temperatura máxima, precipitação convectiva, temperatura de ponto de orvalho e cobertura de nuvens altas.

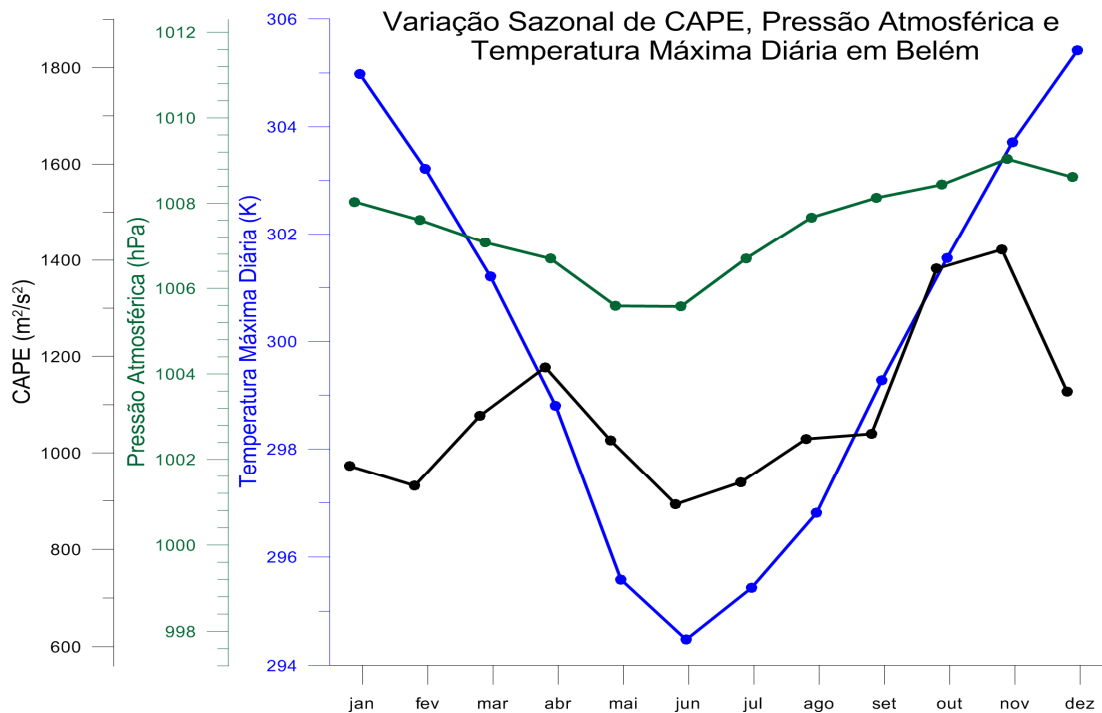


Figura 5.7 – Gráfico da variação sazonal de CAPE, pressão atmosférica e temperatura máxima diária em Belém nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.

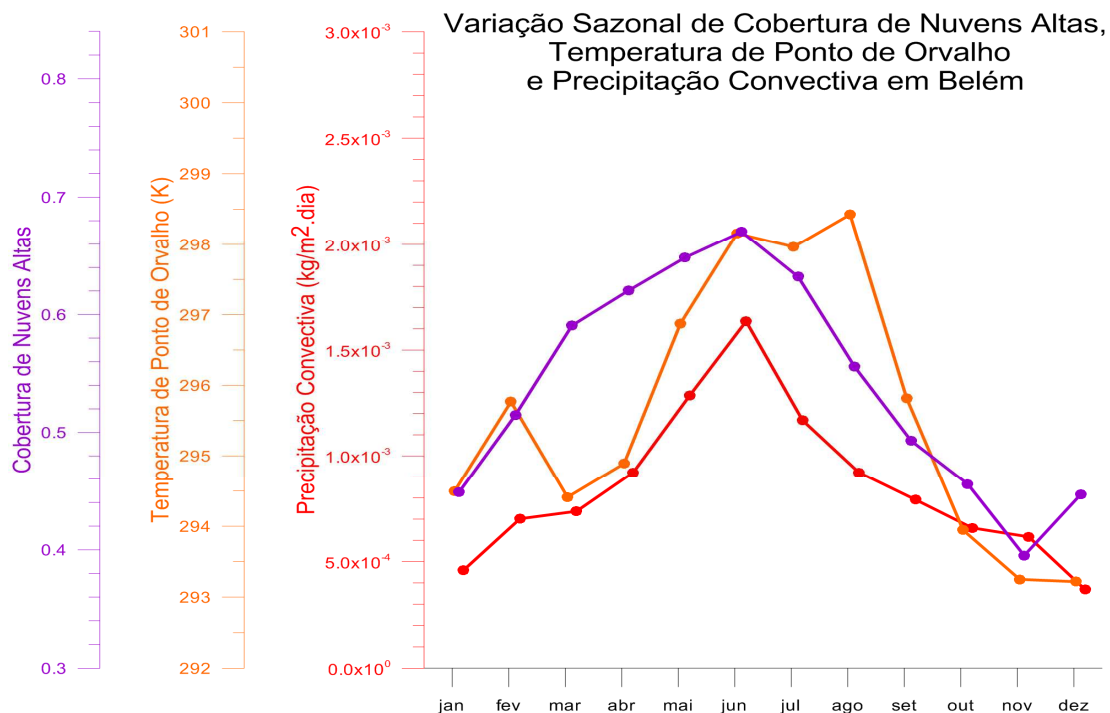


Figura 5.8 – Gráfico da variação sazonal da cobertura de nuvens altas, temperatura de ponto de orvalho e precipitação convectiva em Belém nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.

O comportamento sazonal da CAPE em Belém é bem diferenciado, com dois mínimos em fevereiro e junho e um pico em novembro. A pressão atmosférica tem seu mínimo em maio e junho e máximo em novembro. A temperatura máxima diária tem seu mínimo em junho, e máximo em dezembro. A variável cobertura de nuvens altas possui máximo em junho, assim como a precipitação convectiva. O mínimo da cobertura de nuvens altas está em novembro, enquanto que a precipitação convectiva tem seu mínimo em dezembro. A temperatura de ponto de orvalho tem máximo em agosto e mínimo em dezembro.

5.1.3. São Luís

São Luís é a única cidade brasileira fundada por franceses em 08 de setembro de 1612. É a capital do estado do Maranhão, possui uma posição geográfica privilegiada, e o porto de Itaqui, que é o segundo mais profundo do mundo. Possui um setor industrial desenvolvido por estar entre a região Norte e Nordeste brasileira. Sua população é de 1 milhão de habitantes (IBGE, 2010).

O clima de São Luís é tropical, semiúmido e quente. A temperatura mínima diária fica entre 22,3 °C (janeiro) e 24,0 °C (novembro), enquanto a máxima diária geralmente está entre 29,4 °C (fevereiro e março) e 31,4°C (novembro). A precipitação máxima é de 472,6 mm em abril e a precipitação mínima é de 10,5 mm em novembro (WMO, 2013).

A estação utilizada neste trabalho é a do aeroporto internacional Cunha Machado, localizado a 2°35' Sul e 44°14' Oeste, a 54 metros do nível do mar e está apresentado na Figura 5.9.

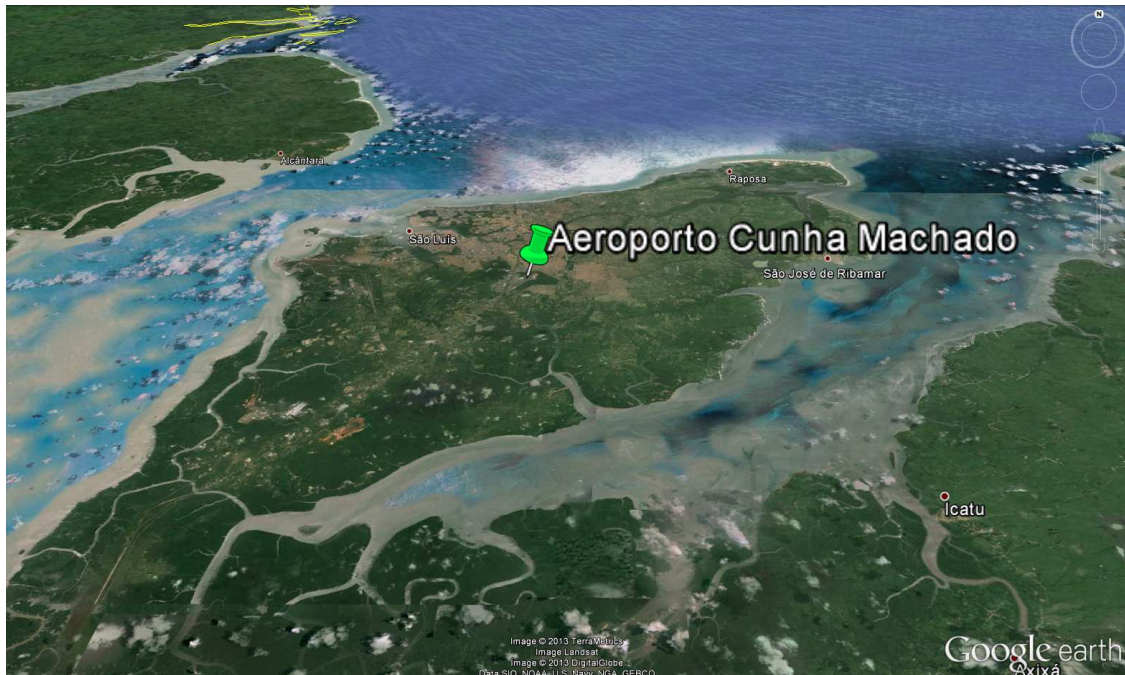


Figura 5.9 – Imagem da região metropolitana de São Luís, com marcação do ponto de ocorrência de medida de TD.
Fonte: Google earth (2013).

A seguir apresentam-se as variações sazonais da CAPE, pressão atmosférica, temperatura máxima, precipitação convectiva, temperatura de ponto de orvalho e cobertura de nuvens altas, nas Figuras 5.10 e 5.11. Observa-se que as variações sazonais da pressão atmosférica e da temperatura máxima diárias são semelhantes, como esperado, tendo em vista que a temperatura máxima diária representa a energia absorvida pela superfície do local, essa energia serve como combustível para os movimentos convectivos próximo ao solo. As variações sazonais dessas duas variáveis são opostas a precipitação convectiva e cobertura de nuvens altas, pois a precipitação reduz a temperatura, pois a energia da superfície é absorvida pelas gotas d'água resfriada. Vale ressaltar que o pico máximo de precipitação convectiva, cobertura de nuvens altas e temperatura de ponto de orvalho ocorrem em junho, enquanto que o pico mínimo da precipitação convectiva é em dezembro e da cobertura de nuvens altas é em novembro, assim como a temperatura de ponto de orvalho.

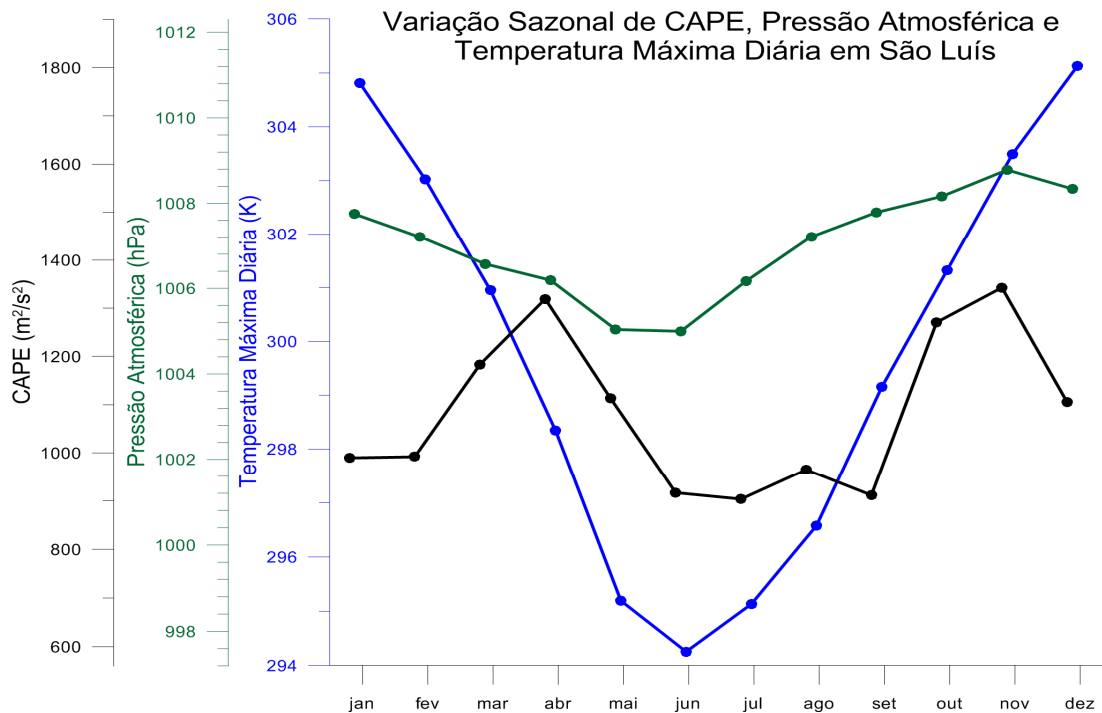


Figura 5.10 – Gráfico da variação sazonal de CAPE, pressão atmosférica e temperatura máxima diária em São Luís nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.

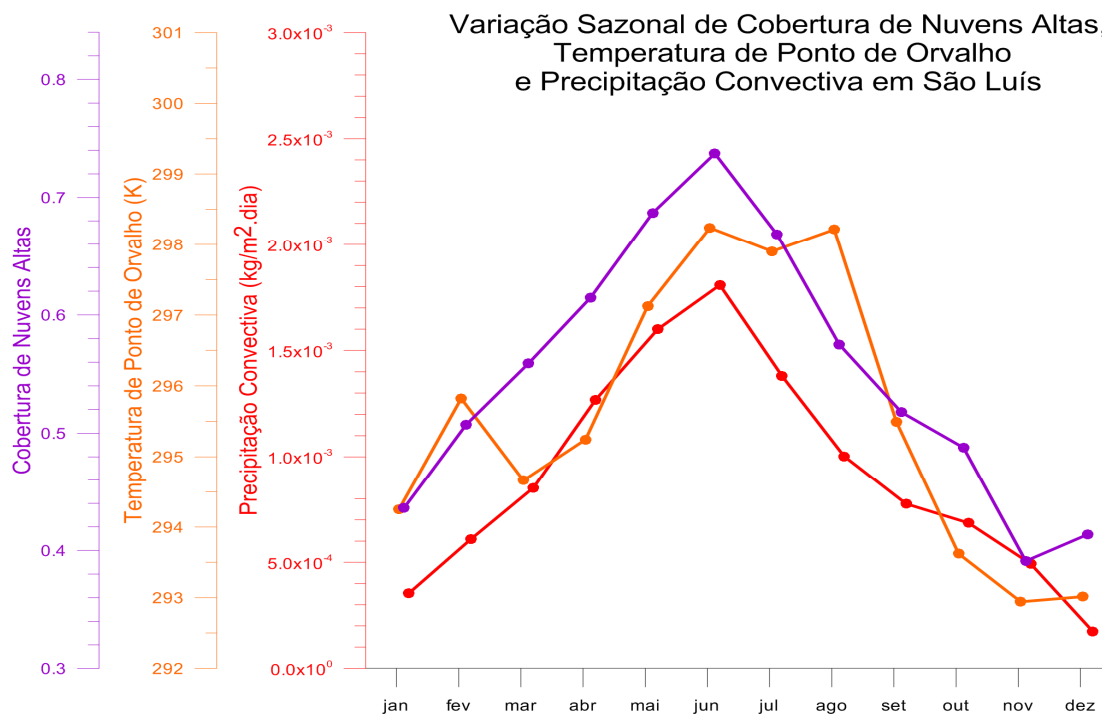


Figura 5.11 – Gráfico da variação sazonal de cobertura de nuvens altas, temperatura de ponto de orvalho e precipitação convectiva em São Luís nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.

5.1.4. Fortaleza

Fortaleza é a quinta cidade mais populosa do Brasil, com mais de 2,5 milhões de habitantes (IBGE, 2010). Esse fato deve-se as diversas migrações do interior do estado do Ceará para a capital por causa das secas. A cidade está em uma região semiárida, porém, por estar localizada entre duas serras, as chuvas são mais frequentes que no resto do estado. A vegetação é tipicamente litorânea com áreas de mangue e restinga.

As temperaturas variam pouco, sendo que as temperaturas mais elevadas e ocorrem entre novembro, dezembro e janeiro (30,7; 30,7; 30,5 °C) e as mais frias em julho (21,8 °C). As chuvas se concentram nos meses de fevereiro a maio (18, 23, 22, 22 dias de chuva por mês respectivamente), a maior média de pluviosidade ocorre em abril com 348,1 mm. O meses de seca são outubro e novembro (6 e 7 dias de chuva por mês), com 15,6 e 13,4 mm (WMO,2013).

A localização da estação de registro de dias de tempestades está situada no aeroporto internacional Pinto Martins, localizado a 3°47' Sul e 38°32' Oeste, a 25 metros do nível do mar, conforme marcado na Figura 5.12.

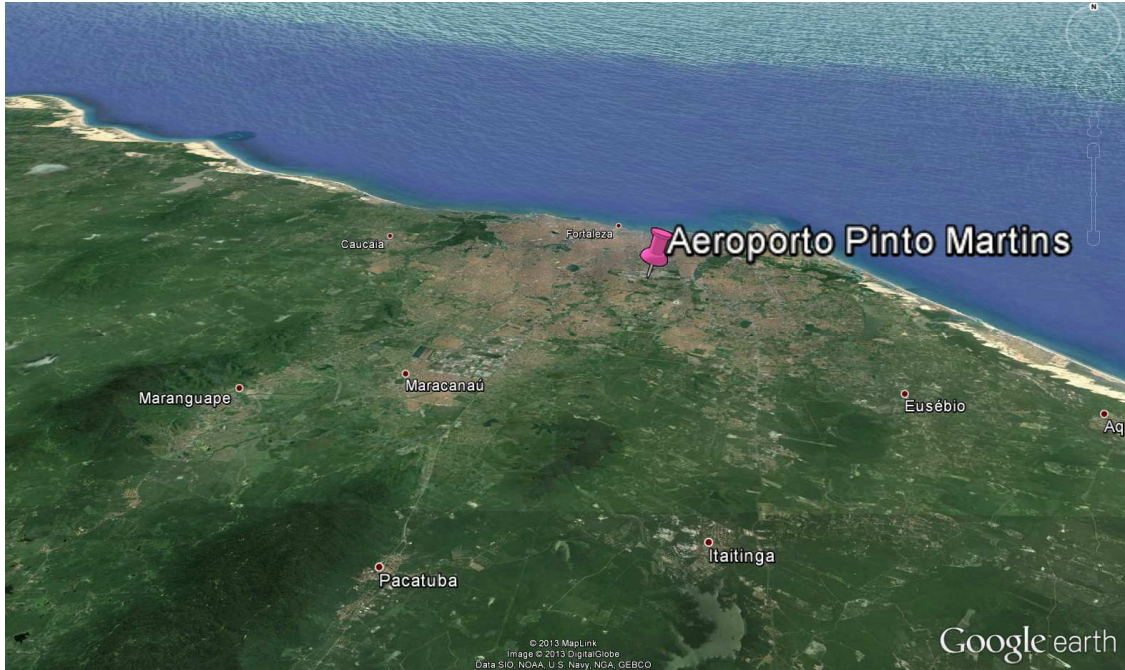


Figura 5.12 – Imagem da região metropolitana de Fortaleza, com marcação do ponto de ocorrência de medida de TD.
 Fonte: Google earth (2013).

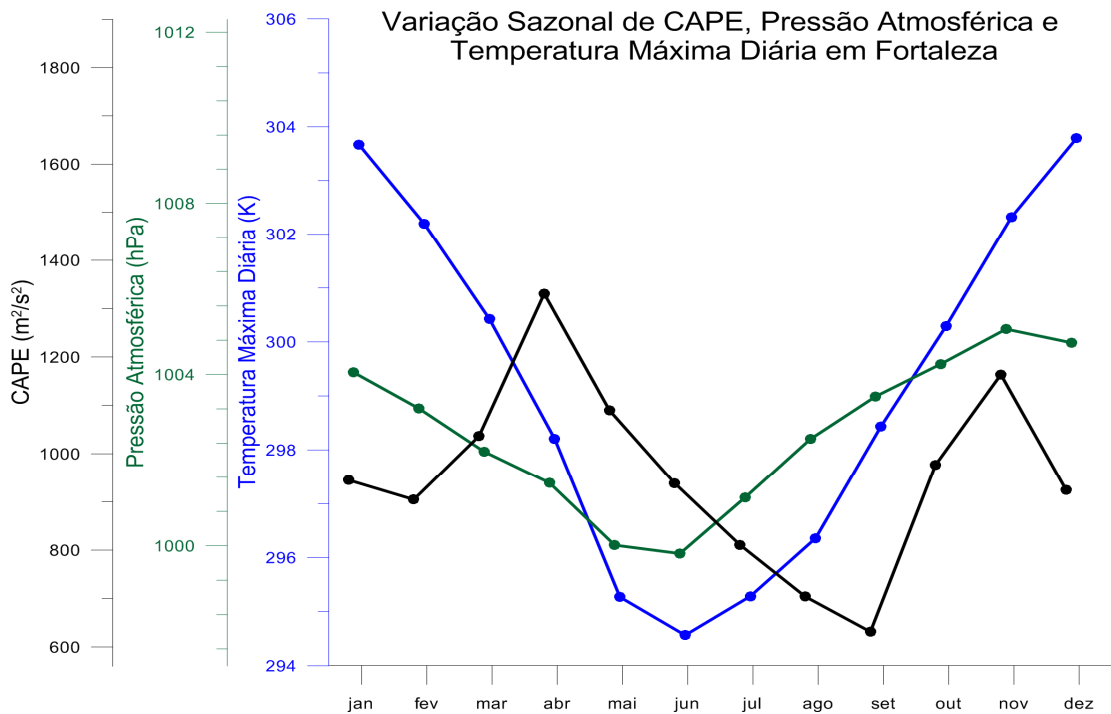


Figura 5.13 – Gráfico da variação sazonal de CAPE, pressão atmosférica e temperatura máxima diária em Fortaleza nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.

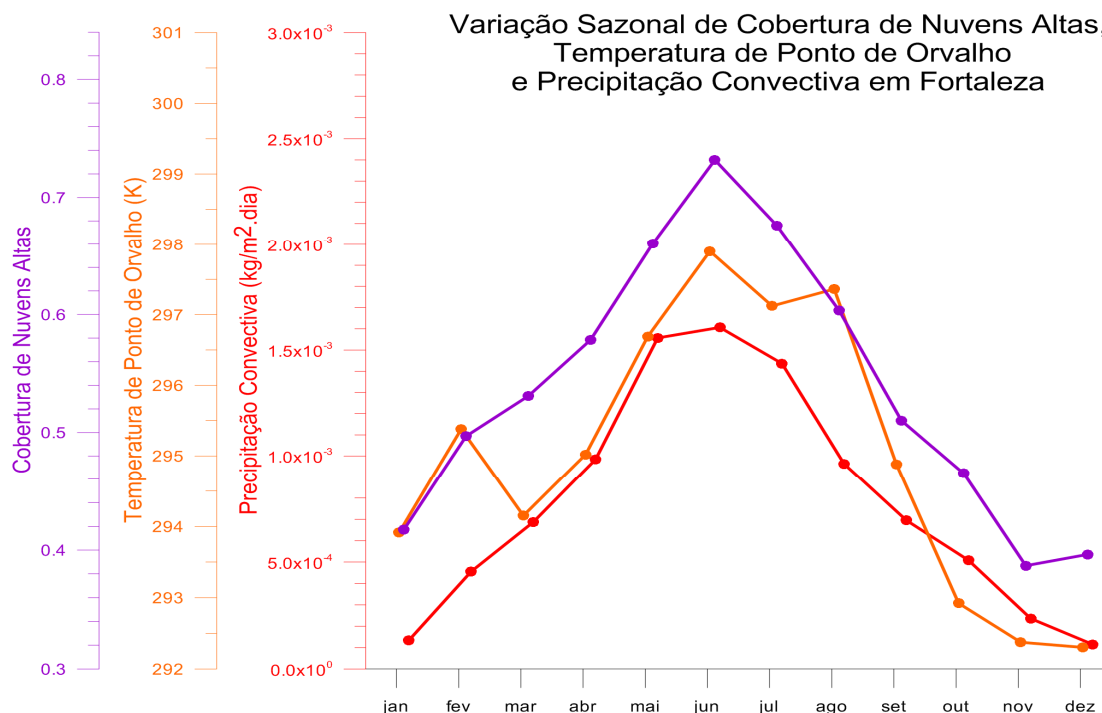


Figura 5.14 – Gráfico da variação sazonal de cobertura de nuvens altas, temperatura de ponto de orvalho e precipitação convectiva em Fortaleza nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.

As Figuras 5.13 e 5.14 apresentam as variações sazonais da CAPE, pressão atmosférica, temperatura máxima, precipitação convectiva, temperatura de ponto de orvalho e cobertura de nuvens altas.

Observa-se que as variações sazonais da pressão atmosférica e da temperatura máxima diárias são semelhantes e opostas à precipitação convectiva e cobertura de nuvens altas. Essas variações sazonais são esperadas e foram observadas em São Luís também, logo a explicação é semelhante.

Vale ressaltar que o pico máximo de precipitação convectiva, cobertura de nuvens altas e temperatura de ponto de orvalho são observados em junho, enquanto que o pico mínimo da precipitação convectiva é observado em dezembro e da cobertura de nuvens altas em novembro, assim como a temperatura de ponto de orvalho.

5.1.5. Natal

Natal foi fundada em 1599, é a segunda menor capital do Brasil em extensão territorial. Sua população em 2010 era de 800 mil habitantes (IBGE, 2010). É conhecida como a Capital Espacial do Brasil, pois em Natal foi criado o primeiro centro de lançamentos de foguetes, conhecido como Barreira do Inferno.

Historicamente, a cidade assumiu grande importância, pois durante a segunda grande guerra, na Operação Tocha, em 1942, os aviões dos Estados Unidos reabasteciam onde hoje é o aeroporto internacional Augusto Severo.

Climatologicamente, Natal registra temperaturas máximas diárias de 27,6 °C (julho) e 30,5 °C (fevereiro); temperaturas mínimas diárias de 20,6 °C (agosto) e 24,0 °C (janeiro). A precipitação é mínima, de 10 a 20 mm, nos meses de outubro, novembro e dezembro e máxima em abril, com 270 mm (WMO,2013).

O aeroporto internacional Augusto Severo, marcado na Figura 5.15, é o local de onde foram coletados os dados de dia de tempestade utilizado neste trabalho, localizado a 5°54' Sul e 35°10' Oeste, a 42 metros do nível do mar.



Figura 5.15 – Imagem da região metropolitana de Natal, com marcação do Aeroporto Internacional Augusto Severo, onde foi registrado o TD em Natal.
 Fonte: Google earth (2013).

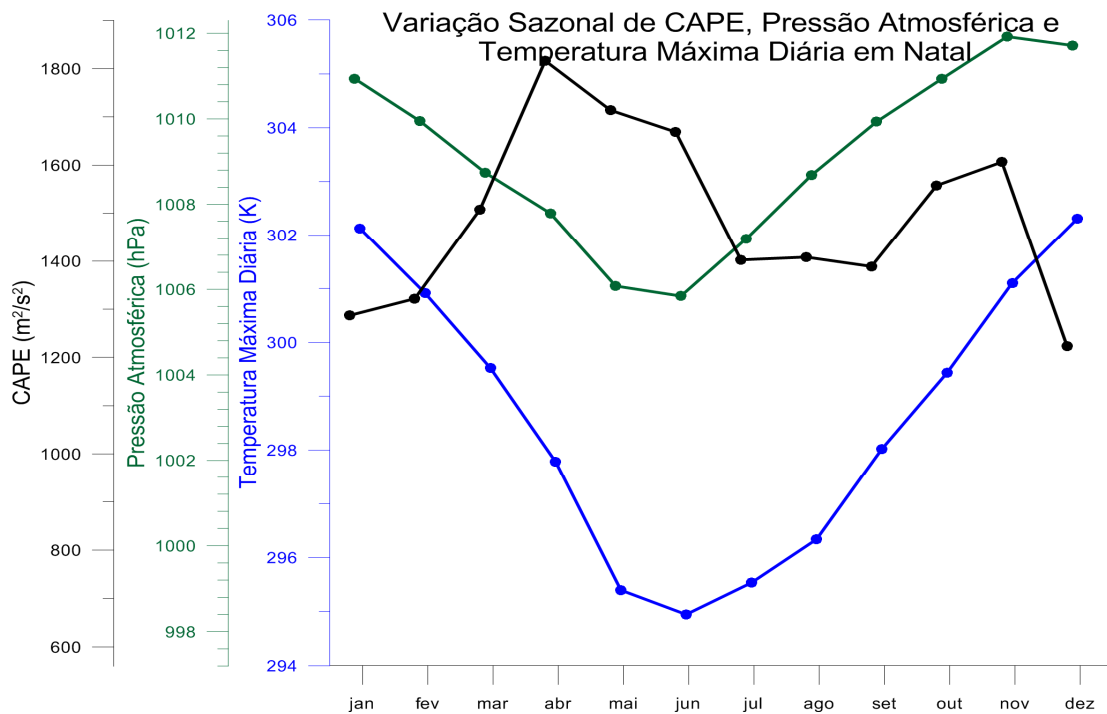


Figura 5.16 – Gráfico da variação sazonal de CAPE, pressão atmosférica e temperatura máxima diária em Natal nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.

Pela Figura 5.16 pode-se observar que a pressão atmosférica e a temperatura máxima diária têm comportamento bem parecido e similar à cidade de Fortaleza, com mínimo em junho e máximo da pressão atmosférica em novembro e temperatura máxima diária em dezembro.

A CAPE possui dois máximos em abril e novembro como na cidade de Fortaleza; porém, os mínimos estão em dezembro e janeiro, enquanto na cidade de Fortaleza estão em setembro e fevereiro.

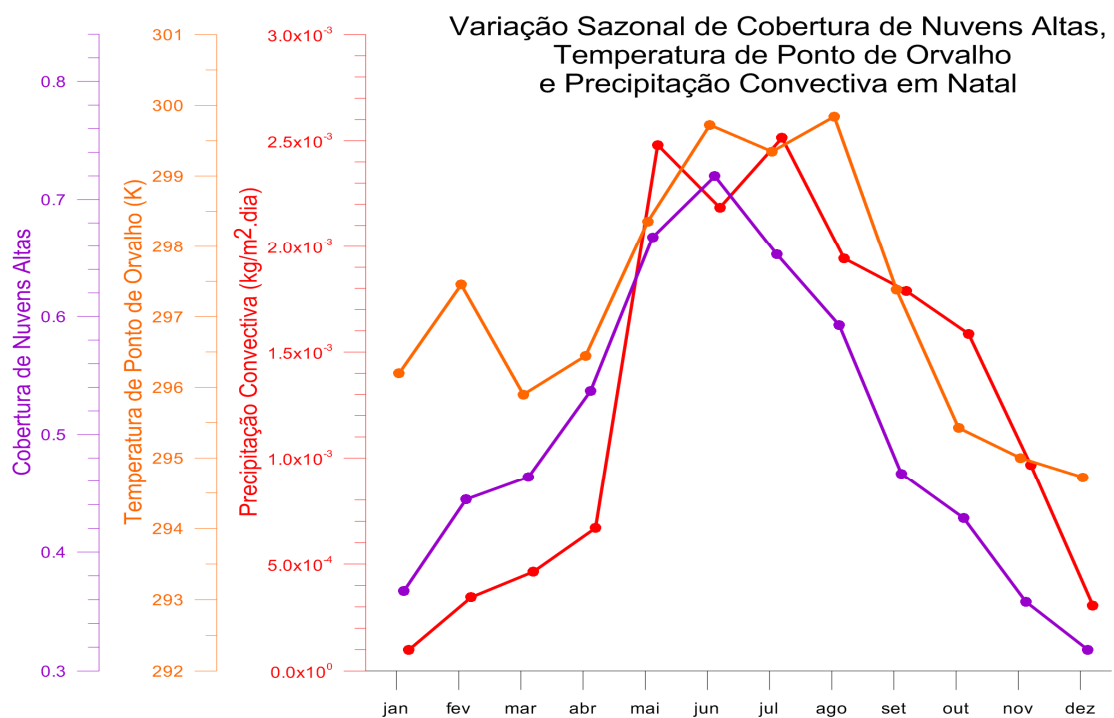


Figura 5.17 – Gráfico da variação sazonal de cobertura de nuvens altas, temperatura de ponto de orvalho e precipitação convectiva em Natal nos períodos de 1960-1990 e 2010-2012.

Na Figura 5.17 observa-se que a cobertura de nuvens altas possui um máximo em junho e mínimos em dezembro e janeiro.

A temperatura de ponto de orvalho e a precipitação convectiva possuem três meses de máximos; porém, a temperatura de ponto de orvalho começa em junho, enquanto a precipitação convectiva começa em maio.

5.2. Dados de Dias de Tempestade

As informações armazenadas pelas estações militares de cada uma das cinco cidades permitiram criar uma linha do tempo com a progressão de dias de tempestades (TD) para cada cidade, conforme mostrado na Figura 5.18.

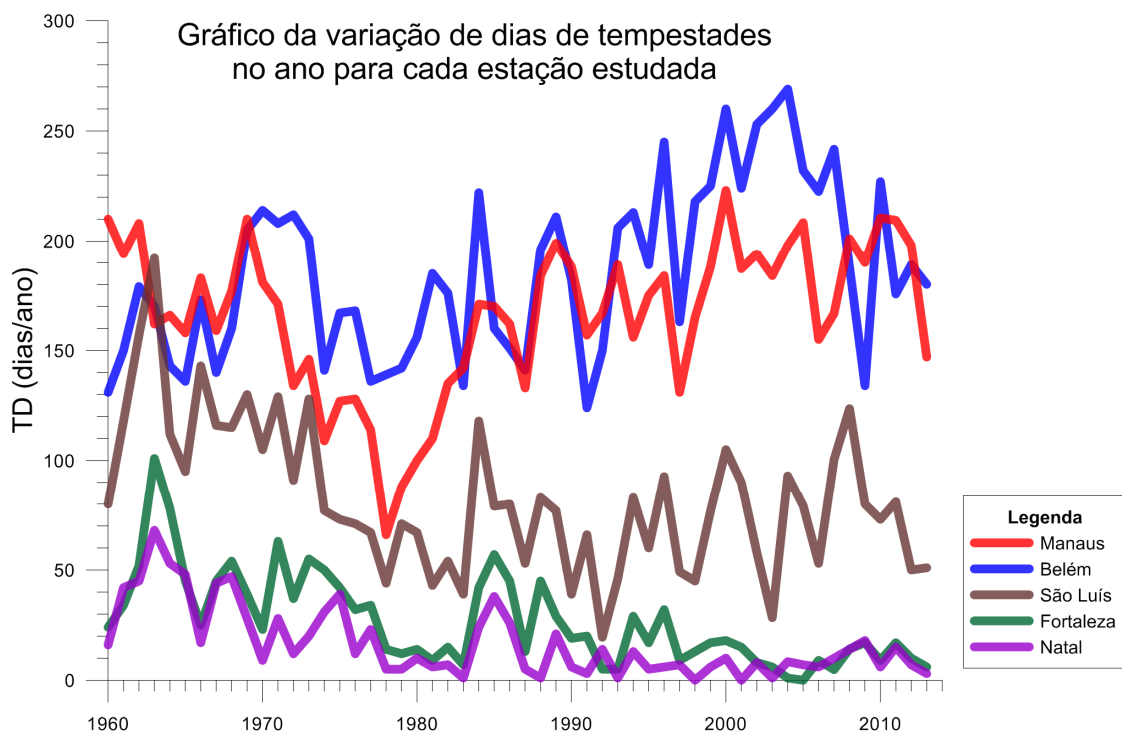


Figura 5.18 – Gráfico da variação anual dos dias de tempestades em Manaus, Belém, São Luís, Fortaleza e Natal, nos períodos de 1960-2013.

Inicialmente, comparou-se dados de TD com o mapa de densidade de descargas atmosféricas do Brasil, Figura 1.8. Os resultados mostram que Manaus e Belém possuem máximos de TD e raios, São Luís ocupa uma posição intermediária, e Fortaleza e Natal possuem os valores mínimos tanto de TD como de raios.

Outra técnica utilizada para verificar a validade das informações obtidas, foi comparar os dados de TD com os dados de densidade de descargas atmosféricas obtidos pelo LIS, descrito no Capítulo 1.

A Figura 5.19, apresenta a comparação dos dados recebidos pelo DCTA/ICEA, referentes a dias de tempestade, e os dados recebidos da NASA/GHCC, referentes à densidade de descargas atmosféricas. A partir desses dados obteve-se da Equação 4.1 ($N_g = aTD^b$) os valores $a=0,00006$ e $b=2,5$ para o período de aproximadamente 12 anos (de 01/1999 a 09/2011).

Comparação entre Densidade de Descargas e TD por ano (escalas em log)

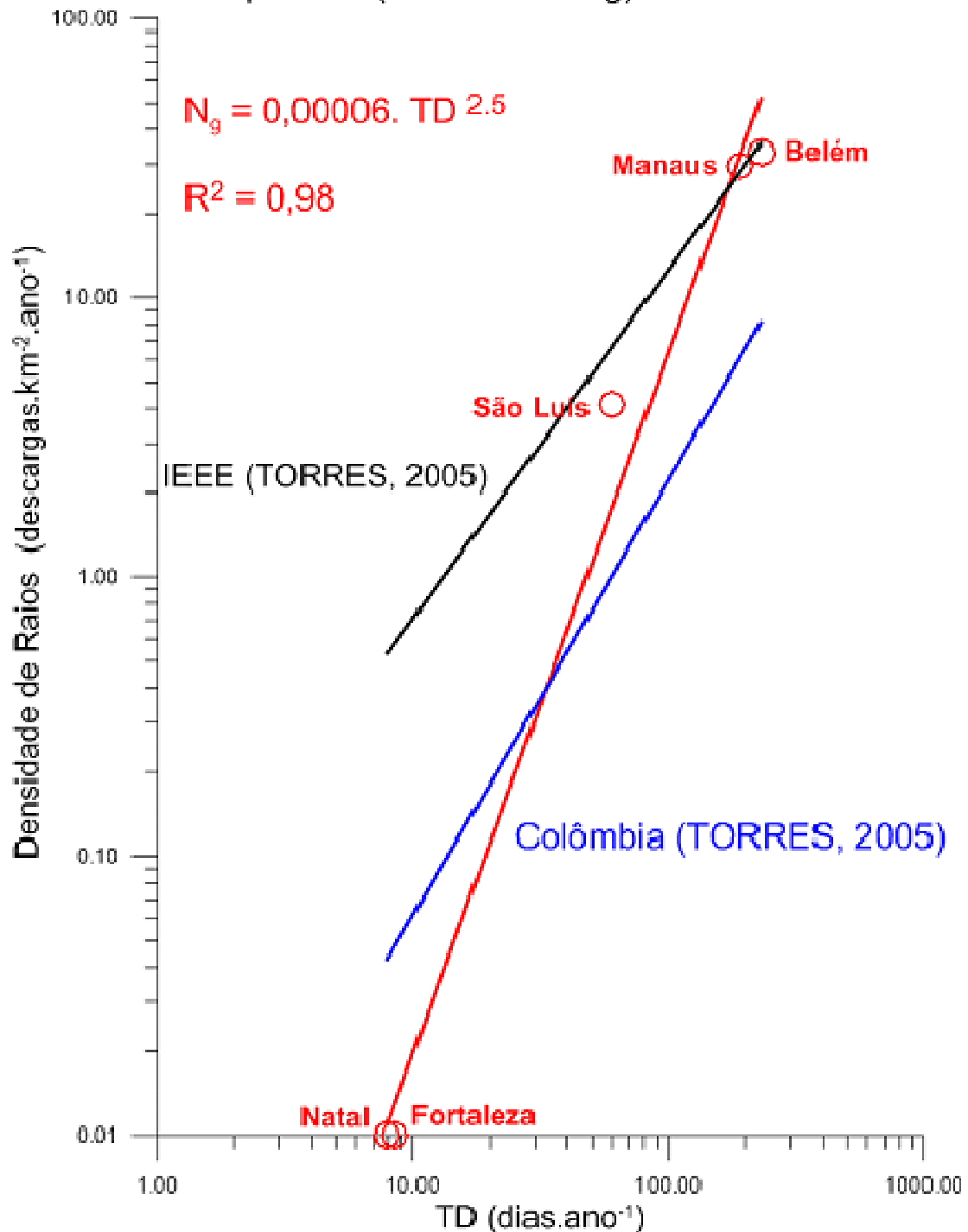


Figura 5.19 – Gráfico comparativo entre Densidade de descargas e TD. A linha preta representa a comparação sugerida pela IEEE, a linha vermelha representa o resultado da presente tese e a linha azul representa os dados obtidos na Colômbia.

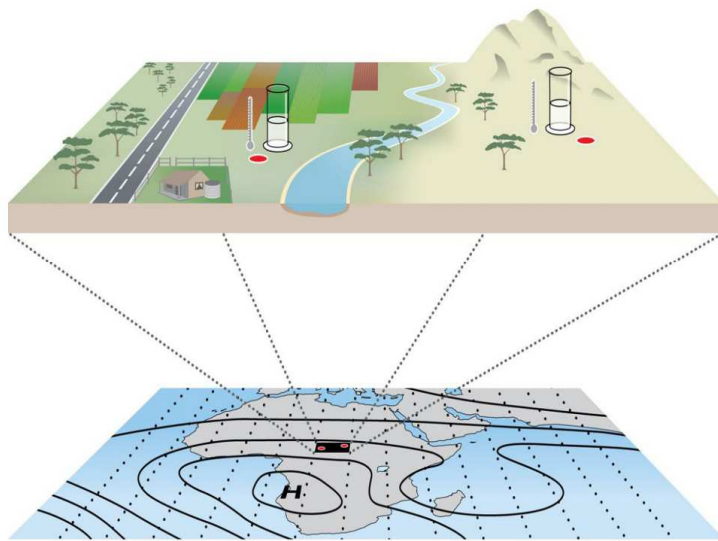
5.3. Downscaling

Modelos Climáticos Globais (GCM's) são as ferramentas mais importantes para o estudo da variabilidade de mudanças climáticas.

No entanto, os GCM's, que representam os modelos de circulação geral, apresentam baixa resolução espacial (entre 240 e 600 km) e período fixo de tempo (mensal), o que dificulta, chegando a inviabilizar, os estudos de impactos utilizando as escalas reduzidas (ZORITA; VON STORCH, 1999; SNELL et al., 2000; MENENDEZ et al., 2001; NICOLINI et al., 2002; MISRA et al., 2003; NOBRE; MALAGUTTI, 2004). Para resolver as limitações espaciais dos GCM's, foi criada uma técnica para o refinamento de escala das projeções dos GCM's, que é chamada de *downscaling*.

O *downscaling* pode seguir por diversas metodologias e deve conter informações locais, que podem incluir: áreas de topografia complexas, ilhas de calor, regiões costeiras, áreas de cobertura de solo, uso da terra, rios, nuvens, processos de turbulência, entre outros (MURPHY, 1997; WILBY et al., 2004; VRAC et al., 2007).

Na Figura 5.20, pode-se observar um exemplo da regionalização da grade dos GCM's feito pelo *downscaling* a partir de um modelo climático regional (RCM). Vale ressaltar que na parte superior (os dados de Local / Regional) temos representados duas estações meteorológicas, um tipo de vegetação, uma região agrícola, uma região de montanha, uma estrada e um rio. Esses dados serão adicionados a um modelo Global que contém as variações em larga escala.



Local / Regional : escala e as informações necessárias, localmente, para o estudo de mudanças climáticas apropriado.

Global : informações em escala sem refinamentos, porém com confiabilidade para grandes circulações, vindos dos GCMs

Figura 5.20 – Representação esquemática de um *downscaling*.
Fonte: Adaptado de Okia e Jones (2009).

Os métodos de *downscaling* podem ser de natureza temporal, espacial, ou ambos, sendo dois os tipos principais de abordagens:

- A primeira, chamada de *downscaling* dinâmico, inclui o desenvolvimento de modelos climáticos regionais (RCM), utilizando de condições iniciais e de contorno oriundas do GCM. Tais modelos têm a capacidade de representar fenômenos meteorológicos de escala global, com grades refinadas que permitem representar fenômenos locais. Um exemplo da comparação entre os resultados com GCM e RCM, de precipitação, é apresentado na Figura 5.21, para a região da Inglaterra, que apresenta os dados observados.

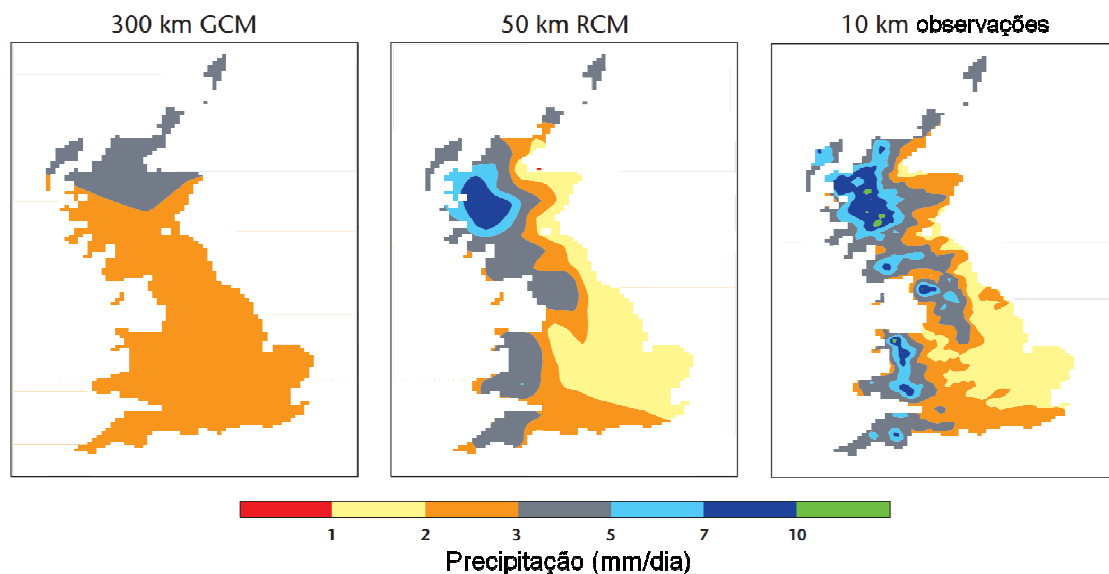


Figura 5.21 – Comparativo entre modelagem e observações de precipitação na Grã-bretanha no inverno.

Fonte: Adaptado de Jones et al. (2004).

- Na segunda abordagem são utilizados métodos estatísticos para estimar relações quantitativas entre preditores ligados a fatores de larga escala e variáveis de previsão. São também conhecidos como métodos de desagregação ou refinamento estatístico, e podem ser de natureza temporal (MENDES; MARENGO, 2009) ou espacial (RAMOS, 2000). Os modelos de regressão, estimam as relações quantitativas entre preditores oriundos do GCM e as variáveis de previsão locais, utilizando-se de modelos empíricos. Incluem uma variedade de métodos, como regressão linear múltipla, regressão não linear, regressão de componentes principais e rede neurais (FOWLER et al., 2007; MENDES et al., 2009). Alguns trabalhos dessa abordagem de downscaling no Brasil são resumidos na Tabela 5.1:

Tabela 5.1 – Relação de trabalhos de *downscaling* estatístico para o Brasil.

Região	Variáveis Prognósticas	Métodos	Referência	Principais Resultados
Estado do Ceará	Precipitação diária	Modelos de cadeias de Markov	Robertson et al. (2004)	As simulações são capazes de capturar relativamente bem mudanças interanuais de precipitação e ocorrência diária de chuva em seqüências de 10 dias em algumas estações individuais
Bacia do Piancó, Paraíba	Precipitação sazonal	Redes neurais e regressão linear múltipla	Ramos (2000)	O método de redes neurais apresentou desempenho superior ao de regressão linear. Ambos apresentaram boa performance para precipitação mensal e sazonal
Regiões Sudeste e Nordeste	Vento (10m)	Redes neurais	Gonçalves et al. (2010)	Resultados preliminares indicam um leve aumento da velocidade do vento de superfície no Sudeste e no Nordeste
Região Sudeste	Precipitação diária	Redes neurais e regressão linear múltipla	Valverde e Ferreira (2006)	O método de redes neurais mostrou tendência a prever chuvas de moderadas a intensas com maior precisão durante o verão na região
Bacia Amazônica	Precipitação diária	Redes neurais e modelo de auto-correlações	Mendes e Marengo (2009)	As redes neurais apresentaram um desempenho superior ao método de auto-correlação para o trabalho proposto
São Paulo	Precipitação diária	Redes neurais e regressão linear múltipla	Valverde et al. (2005)	O método de redes neurais apresentou desempenho superior ao de regressão linear. Porém a regressão linear apresentou um viés elevado para os dias sem ocorrência de chuva

Fonte: Chan e Nobre (2011).

Segundo Wilby et al. (2004), as vantagens e limitações dos principais métodos de *downscaling* estatístico são resumidas na Tabela 5.2:

Tabela 5.2 – Comparação entre as vantagens e limitações dos métodos de *downscaling* estatístico.

Método	Vantagens	Limitações
Métodos baseados na classificação de padrões de tempo (<i>weather typing</i>)	1- resultam em relações com interpretação física entre os preditores de larga escala e as variáveis climáticas de superfície 2- são versáteis, podendo ser aplicados para diferentes tipos de estudos 3- útil para análise de eventos extremos	1- requer a classificação dos padrões do tempo 2- esquemas baseados em padrões de circulação podem ser insensíveis a forçantes climáticas futuras 3- talvez não capturem variações de tempo dentro do diferentes padrões de classificação
Geradores de tempo (<i>weather generators</i>)	1- há produção de informação para análise de incertezas 2- permitem interpolação espacial de parâmetros do modelo 3- podem produzir informação em escala de horas	1- há ajustamento arbitrário de parâmetros para condições de clima futuro 2- diversas variáveis são modeladas separadamente, sem que suas interdependências, sejam consideradas
Métodos de análise de regressão	1- de aplicação relativamente fácil 2- podem utilizar todos os preditores disponíveis para posterior seleção dos mais importantes 3- são de fácil entendimento 4- grande disponibilidade de softwares para a análise	1- alguns modelos explicam apenas uma pequena fração da variabilidade observada 2- alguns desses métodos requerem relações lineares entre respostas e preditores e normalidade da variável resposta 3- de modo geral, não representam adequadamente eventos extremos

Fonte: Chan e Nobre (2011).

5.3.1. *Downscaling* no Brasil

Um dos focos da comunidade científica que trabalha com mudanças climáticas tem sido o aperfeiçoamento e aprimoramento dos modelos climáticos globais e regionais, para que esses representem os processos e fenômenos críticos e seus impactos sobre o Brasil.

No Brasil, destaca-se o aperfeiçoamento dos modelos atmosféricos regionais (RCM's), tais como o Eta, o BRAMS e o modelo global atmosférico e o acoplado oceano-atmosfera do CPTEC.

Para consolidação do Brasil no meio científico de modelos climáticos, foi criado o MBSCG (Modelo Brasileiro do Sistema Climático Global), coordenado pelo INPE, com participação de diversas entidades de pesquisa, tanto no Brasil como no exterior. O MBSCG é baseado no modelo acoplado oceano-atmosfera global do CPTEC/INPE, no qual estão sendo integrados componentes de química da atmosfera, aerossóis, vegetação, queimadas, hidrologia continental, gelo, biogeoquímica marinha e descarga fluvial nos oceanos. Por todos esses parâmetros, o MBSCG destaca-se por sua diversificada área de atuação, pois deverá abranger diversas escalas de tempo (CHOU; NOBRE, 2011).

A vantagem do emprego de modelos regionais climáticos para o estudo das mudanças climáticas para o Brasil está na possibilidade de detalhar os cenários climáticos fornecidos pelos modelos globais, pois apresentam baixa resolução espacial. Exemplos de trabalhos sobre o Brasil com a utilização de previsões de modelos regionais são: Chou et al. (2000); Nobre et al. (2001); Chou et al. (2002); Chou et al. (2005) e Fernandez et al. (2006). Esses pesquisadores mostraram o ganho proporcionada pela técnica de *downscaling* dinâmico na melhora da qualidade da previsão de precipitação do modelo global que foi utilizado como forçante lateral.

Da Rocha et al. (2009) utilizaram o modelo RegCM3 forçado com reanálises do NCEP-NCAR (KALNAY et al., 1996) como condições de contorno e temperatura de superfície do mar (TSM), para reproduzir o clima de verão (dezembro, janeiro, fevereiro – DJF) sobre boa parte do Brasil. Nestas simulações, o modelo mostrou ser capaz de reproduzir as principais características do verão brasileiro, como a ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul) e o ciclo diurno da precipitação. Porém, uma das principais falhas foi a modelagem da precipitação sobre o oceano Atlântico.

Valverde e Marengo (2010) avaliaram cinco modelos (MIROC, GFDL, GISS, CCCMA e HadCM3) e notaram que em geral os modelos tiveram dificuldade em configurar a ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul), que se estende da Amazônia até o Sudeste do Brasil. Todos os modelos subestimam a precipitação

sobre a Amazônia em proporções maiores ou menores. O modelo HadCM3 foi o que melhor simulou o padrão da banda da ZCAS; porém, o modelo superestimou a quantidade de chuvas sobre Goiás e a região Sudeste.

Pesquero et al. (2009) utilizaram o modelo Eta aninhado as condições de fronteira do HadCM3P, e verificaram a capacidade de reprodução da circulação de monção na América do Sul e a frequência da ZCAS, segundo o critério definido por Gan et al. (2004). Os resultados mostraram a importância dos fluxos de umidade vindos do Atlântico, como também a convergência dos fluxos de umidade em médios e baixos níveis. O balanço de umidade apresentou intensa precipitação durante o período de ZCAS.

A geração de cenários de mudanças climáticas em maior resolução sobre o Brasil e a América do Sul foi iniciada com o projeto CREAS (Regional Climate Change Scenarios for South America) (MARENGO; AMBRIZZI, 2006; AMBRIZZI et al., 2007). Neste projeto utilizaram-se três modelos regionais climáticos (RegCM3, HadRM3 e Eta-CCS), dois cenários de mudanças climáticas (A2 e B2) e o modelo global atmosférico do Hadley Center o HadAM3P. Os cenários gerados a partir dos três modelos regionais procuraram incluir alguma informação de incerteza de modelagem numérica nas projeções regionalizadas. A versão Eta-CCS utilizada foi desenvolvida por Pisnichenko e Tarasova (2009). Apesar de reproduzir os padrões de precipitação no continente, os valores de precipitação no verão estavam subestimados. Então, uma nova versão do modelo, chamada de Eta-CPTec, foi desenvolvida, paralelamente. Esta versão incluiu o aumento de CO₂ e a variação diária do estado da vegetação ao longo do ano, que são características importantes para estudo em integrações de mudanças climáticas.

5.3.2. Downscaling utilizado na tese

O modelo Eta-CPTEC foi utilizado para produzir a regionalização do cenário A1B fornecido pelo modelo HadCM3.

O cenário A1B faz parte dos cenários criados pelo IPCC (2001a,b), chamados de cenários SRES (*Special Report Emission Scenarios*), que representam uma possível visão do desenvolvimento futuro de gases do efeito estufa, com uma combinação coerente de forçantes controladoras como demografia, desenvolvimento sócio econômico e mudança na tecnologia, assim como suas interações. Uma das vertentes é chamada de cenário A1 que descreve um mundo futuro onde a globalização é dominante, o crescimento econômico é rápido e o crescimento populacional é pequeno, com redução significativa em diferenças regionais e de renda. Um mundo onde os indivíduos procuram riqueza pessoal em lugar de qualidade ambiental. O cenário A1B é uma derivação do cenário A1, com a peculiaridade de estabilização, isto é, onde não há nem aumento nem redução de consumo de combustíveis fósseis. O cenário B1 descreve um mundo onde a preocupação da humanidade está focada na utilização de tecnologias limpas e eficientes, e na solução de problemas globais com o aumento da igualdade social, econômica e ambiental. Comparativamente podemos esquematizar os cenários do IPCC, conforme esquema apresentado na Figura 5.22 (IPCC ,2001a,b).

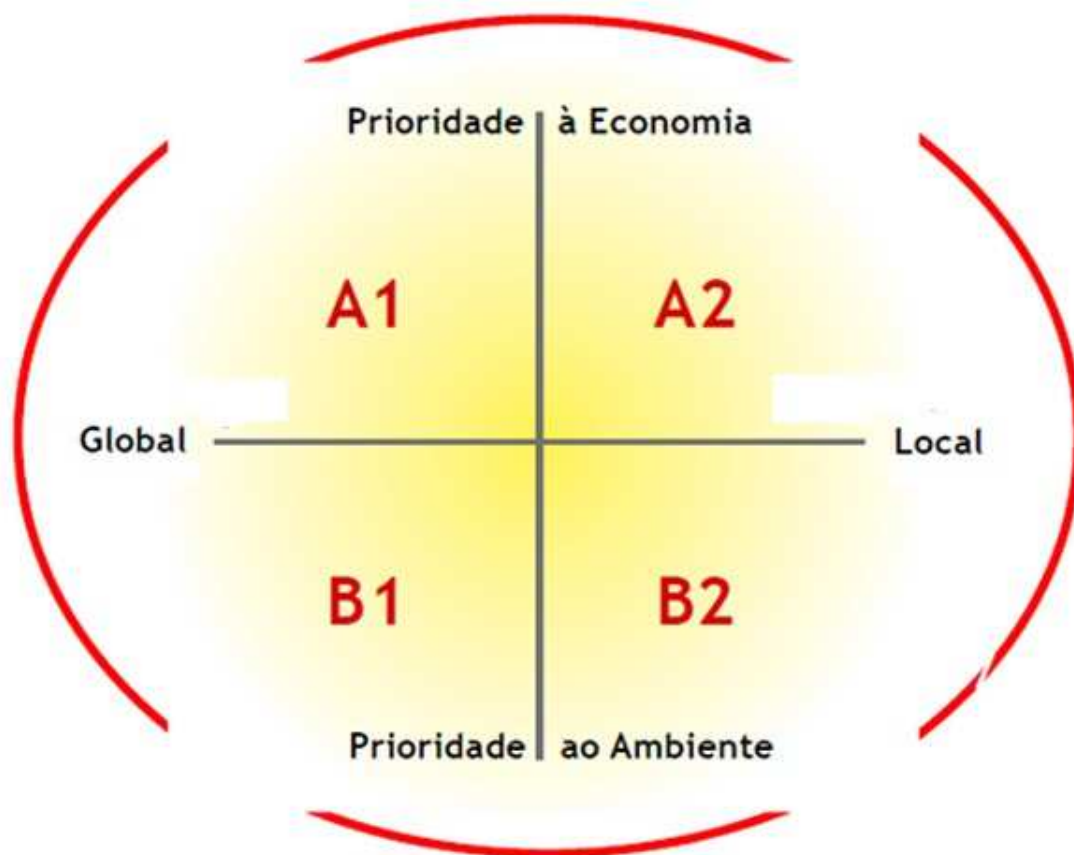


Figura 5.22 – Esquema que mostra as diferenças entre os cenários do IPCC.
 Fonte: Adaptado de IPCC (2001a).

No modelo Eta-CPTEC, o modelo global acoplado oceano-atmosfera possui quatro perturbações do modelo global. Neste projeto, foi incluída a incerteza das condições de contorno proveniente de dois membros do cenário A1B.

Alta sensibilidade a mudança da temperatura média global e baixa sensibilidade a mudança da temperatura média global.

O modelo regional foi integrado na resolução horizontal de 40 km, para o período de 1960 a 1990 (CHOU et al., 2011) e os cenários futuros em três períodos futuros de 30 anos, 2010-2040, 2040-2070, 2070-2100 (MARENGO et al., 2011). Para a presente tese utilizaram-se dados desse modelo, comparando dois cenários A1B (chamado HIGH) e cenário B1 (chamado LOW), nos períodos de 1960-1990 e 2071-2100.

As principais características do modelo ETA-CPTEC/INPE para a geração de cenários de mudanças climáticas são:

- Resolução espacial: Grade de 40 km e 38 níveis de altitude;
- Período de integração: 1960-1990, 2011-2040, 2041-2070, 2071-2100;
- Modelo de convecção Cumulus dados por Betts e Miller (1986) e Janjic (1994);
- Modelo de microfísica das nuvens dada por Zhao (1997);
- Modelo de esquema de radiação dada por Lacis e Hansen (1974) e por Fels e Schwarzkopf (1974);
- Modelo de esquema de superfície dada por Chen e Dudha (2001);
- Modelo de condições de contorno dada por Mesinger (1977);
- Modelo da camada limite planetária dada por Mellor Yamada 2.5 (1982).

Pode-se citar os seguintes trabalhos que utilizaram esse *downscaling*. Pesquero et al. (2009), Chou et al. (2011) e Marengo et al. (2011).

Nos trabalhos de Pesquero et al. (2009) e Chou et al. (2011), os resultados utilizando o modelo apresentaram subestimativa da precipitação sobre a Amazônia no período chuvoso, apesar de este erro ter menor amplitude que o erro dos modelos globais utilizados na condição de contorno lateral. Os resultados concordaram também na superestimativa da precipitação na região central do país e sobre regiões de montanhas, apesar de que a escassez de observações em regiões de montanha limita a confiabilidade da estimativa de erro.

Chou et al. (2011) mostraram que o espalhamento da precipitação e da temperatura entre os quatro cenários das simulações era menor que a raiz do erro quadrático médio das variáveis em relação às mesmas no período de 1960 a 1990. A comparação dos resultados com as do modelo global que forneceu as condições de contorno lateral, mostrou que o espalhamento e os erros eram da

mesma magnitude do HadCM3, o que indica que o conjunto de modelos regionais herda as mesmas características do conjunto do modelo global.

5.3.3. Incertezas no *Downscaling*

Os avanços alcançados nos últimos anos em modelagem e *downscaling* de projeções climáticas são inegáveis. Porém, as imperfeições e incertezas ainda existem. As incertezas ficam evidentes, no que concerne à possibilidade de previsão de um clima futuro sob cenários de aquecimento global pois as dificuldades em estimar as emissões dos gases de efeito estufa, ou de outros eventos, como erupções vulcânicas, não são parametrizadas.

Existem três principais tipos de incertezas:

- a) Inerentes às projeções de clima em relação aos cenários climáticos;
- b) À modelagem do clima (modelos);
- c) Às parametrizações dos processos que ocorrem em escala inferior a de grade dos modelos.

Embora os cenários de emissões sejam baseados em um conjunto de suposições coerentes e fisicamente consistentes sobre suas forçantes, tais como demografia, desenvolvimento socioeconômico e mudanças tecnológicas, não se pode afirmar sobre quais as decisões que a raça humana tomará em relação ao meio ambiente e ao planeta Terra.

Sobre as incertezas na modelagem do clima, Ambrizzi et al. (2007), apontam para os erros derivados do modelo global que são herdados pelo *downscaling*, e também para um erro de regionalização do modelo regional.

De outro lado, têm-se as incertezas de parametrização, que necessitam de melhorias, tais como um melhor tratamento de nuvens e constituintes atmosféricos.

Por fim, outros fatores contribuem para as incertezas, como sistemas não lineares, aspectos ainda randômicos, ou não bem compreendidos das forçantes naturais e antropogênicas, entre outros. A Figura 5.23 apresenta uma representação esquemática entre o mundo real e o mundo simulado por modelos numéricos.

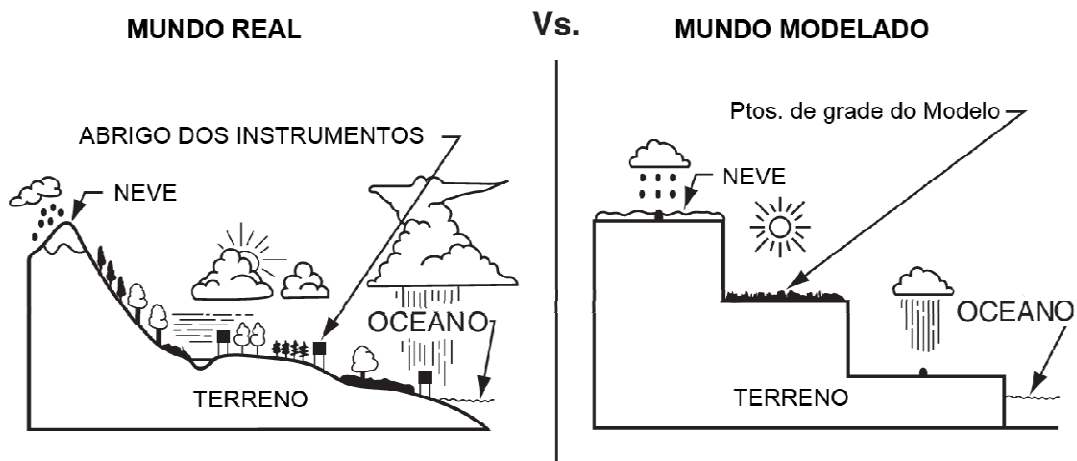


Figura 5.23 – Esquema que mostra as diferenças entre o mundo real e o mundo representado por simulações de modelos numéricos.

Fonte: Adaptado de Karl et al. (1989).

Pesquero et al. (2009) compararam o *downscaling* descrito anteriormente com os dados do CRU (Climatic Research Unit). A precipitação de grande escala e o contraste sazonal foi bem representado pelo modelo, com melhores resultados no inverno que no verão. Os autores sugerem que devido ao modelo regional ter uma topografia mais detalhada que o modelo global pode-se corrigir as quantidades de precipitação, próximo às áreas mais elevadas.

5.4. Regressão Linear Múltipla (RLM)

Uma análise de regressão processa as informações contidas em um conjunto de dados de forma a gerar um modelo que represente o relacionamento existente entre as variáveis de interesse de um processo (VERKEMO; AGUIAR, 1996). Uma análise de regressão múltipla envolve a utilização de mais de duas variáveis explicativas, que de forma linear representam, ou respondem à variável dependente chamada de explanatória. A regressão linear múltipla é baseada em mínimos quadrados, isto é, o modelo é adequado de forma que a soma dos quadrados das diferenças dos valores observados sejam mínimos em relação aos valores previstos. Apresenta-se a seguir uma breve explicação do procedimento utilizado (Glahn e Lowry, 1972). Representando o preditando por Y e os preditores por X_1, X_2, \dots, X_k , a regressão entre essas variáveis matematicamente é expressa pela Equação 5.1.

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_k X_k + \varepsilon \quad (5.1)$$

Onde, $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k$ são os coeficientes a serem determinados usando algum critério e ε representa o erro aleatório dado pela diferença entre o valor observado e o valor obtido pela Equação 5.2.

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_k X_k \quad (5.2)$$

Se n valores de Y, y_1, y_2, \dots, y_n , e de X, x_1, x_2, \dots, x_n estão disponíveis para o desenvolvimento do modelo, cada valor de Y será ajustado conforme a Equação 5.3.

$$\begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ y_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1k} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2k} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ x_{n1} & x_{n2} & \dots & x_{nk} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \beta_0 \\ \beta_1 \\ \beta_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \beta_k \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \varepsilon_n \end{bmatrix} \quad (5.3)$$

Uma notação mais compacta pode ser observada na Equação 5.4.

$$Y = X\beta + \varepsilon \quad (5.4)$$

Os coeficientes β s são determinados impondo a condição dos mínimos quadrados aos erros. Os estimadores de mínimos quadrados de $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k$ são denotados, respectivamente, por $b_0, b_1, b_2, \dots, b_k$. Desta forma, um valor particular previsto \hat{Y} da variável y é expresso pela Equação 5.5.

$$\hat{Y}_i = b_0 + b_1X_{i1} + b_2X_{i2} + \dots + b_kX_{ik} \quad (5.5)$$

O erro de previsão é expresso pela Equação 5.6.

$$\varepsilon_i = Y_i - \hat{Y}_i = Y_i - b_0 - b_1X_{i1} - b_2X_{i2} - \dots - b_kX_{ik} \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (5.6)$$

e a soma dos quadrados é dada pela Equação 5.7.

$$ESS = \sum \varepsilon_i^2 = \sum (y_i - b_0 - b_1x_{i1} - b_2x_{i2} - \dots)^2 \quad (5.7)$$

A Equação 5.8 apresenta imposições para as condições de minimização.

$$\begin{aligned} \frac{\partial ESS}{\partial b_0} &= 0 \\ \frac{\partial ESS}{\partial b_1} &= 0 \\ &\cdot \\ &\cdot \\ &\cdot \\ \frac{\partial ESS}{\partial b_k} &= 0 \end{aligned} \quad (5.8)$$

Levam a $b = (X^T X)^{-1} \cdot X^T y$, onde b é a matriz de $k \times 1$ cujos elementos são os estimadores de β 's. É importante notar que a matriz $(X^T X)^{-1}$ deve existir, ou seja, se as colunas da matriz X forem linearmente dependentes, $X^T X$ será singular e os coeficientes b 's não poderão ser calculados.

Em muitos estudos nos quais são empregados modelos de regressão linear múltipla surgem alguns problemas, sendo que os mais comuns estão

associados à multicolinearidade. Quando as variáveis explicativas X_i , denominadas neste estudo de variáveis preditoras, são linearmente correlacionadas e esta correlação é muito forte, dizemos que os dados apresentam multicolinearidade. A presença de multicolinearidade pode diminuir a precisão dos estimadores dos coeficientes de regressão e afetar de forma adversa a aplicabilidade do modelo ajustado aos dados. No entanto, é possível encontrar na literatura várias medidas corretivas para resolver o problema da multicolinearidade. Descrevem-se a seguir dois procedimentos de fácil uso para essa aplicação (VERKEMO; AGUIAR, 1996):

a) aumentar os dados com novas observações especialmente selecionadas para evitar as dependências verificadas entre as variáveis da massa de dados utilizados para ajustar o modelo de regressão;

b) eliminar do modelo as variáveis explicativas que estejam altamente correlacionadas com outras variáveis preditoras. Este procedimento apresenta a desvantagem de descartar a informação contida das variáveis que serão eliminadas.

A Regressão Linear Múltipla é comumente utilizada em climatologia, como em Graumlich (1987), Cleaveland e Stahle (1989), Michaelsen (1989), Cleaveland e Duvick (1992), Lean e Rind (2008, 2009), pois o modelo ajustado para o período de calibração pode ser usado para os períodos seguintes. No processo de ajuste ou estimação do modelo, os dados não utilizados servem para validar o processo.

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1. Física dos Dias de Tempestade (TD)

Foram feitas diversas comparações buscando o entendimento do comportamento das variações dos dias de tempestade (TD) nas cidades escolhidas para a realização desse trabalho. A primeira delas foi uma comparação, entre os valores de TD para as cidades, apresentada na Figura 6.1.

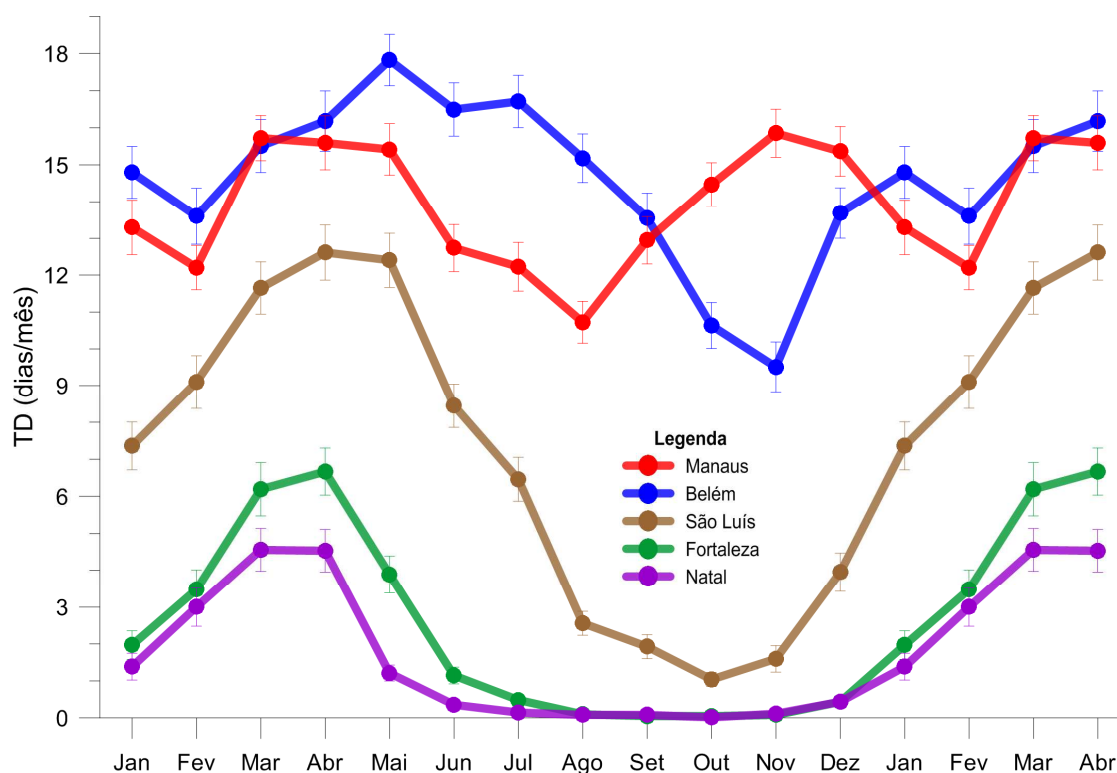


Figura 6.1 – Gráfico da Variação de Dias de Tempestades (TD) ao longo do ano com seus respectivos erros para as cidades de Manaus, Belém, São Luís, Fortaleza e Natal. Dados do DCTA/ICEA entre 1960 a 2013.

A Figura 6.1 apresenta uma variação sazonal acentuada nas cidades do nordeste brasileiro, sendo que os máximos são encontrados no outono (Março, Abril e Maio) e os mínimos na primavera (Setembro, Outubro e Novembro). Nos

verões (Dezembro, Janeiro e Fevereiro) as tendências são de crescimento e nos invernos (Junho, Julho e Agosto) a tendência é de redução.

Na Figura 6.2, procurou-se eliminar as influências de altas frequências para que possa-se observar as variações ao longo dos anos, para isso utilizou-se a técnica matemática de média corrida de 9 anos, que consiste em considerar o valor anual como as médias dos 4 anos anteriores e os 4 posteriores. Observa-se que as cidades de Natal, Fortaleza e São Luís, possuem uma tendência de redução de TD no período considerado. Manaus, apesar da anomalia ocorrida no ano de 1978, consegue-se identificar uma leve tendência de aumento. Belém, por sua vez, apresenta uma característica singular de aumento de TD ao longo do período. Outra informação, é que existe um decréscimo, no sentido oeste leste, dos valores de TD na região equatorial do Brasil. Sendo que os valores mínimos são encontrados em Natal, seguidos pelos valores de Fortaleza, que são cidades próximas e de condições geográficas semelhantes. São Luís ocupa uma posição intermediária, por estar mais a oeste da região nordeste brasileira.

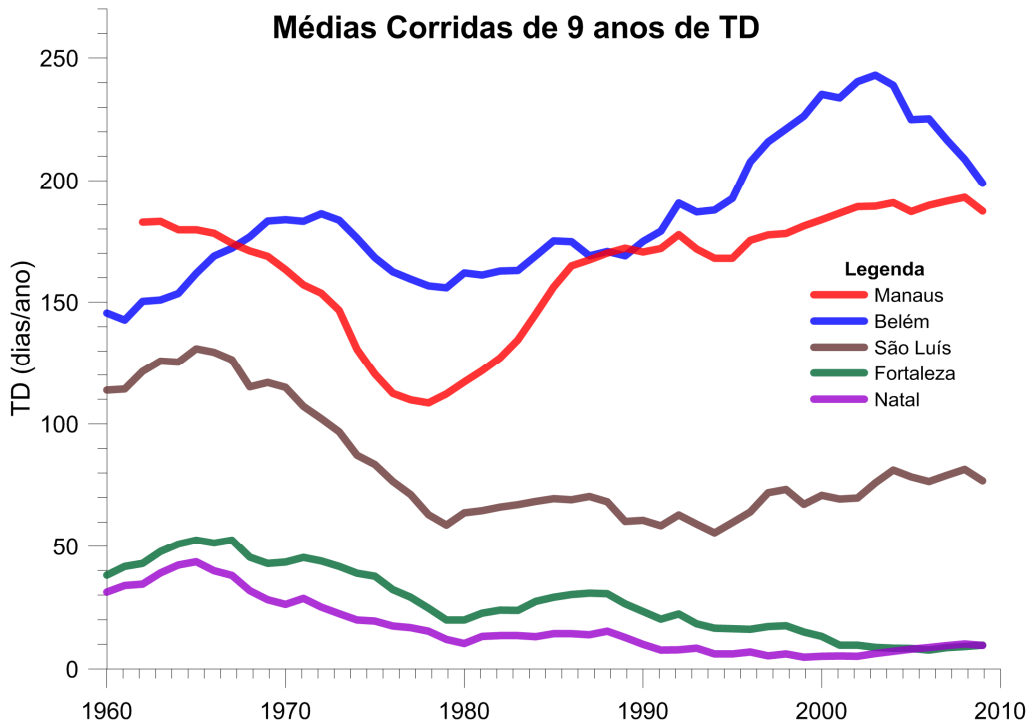


Figura 6.2 – Gráfico das Médias Corridas de 9 anos dos Dias de Tempestades (TD), a partir das séries mensais, para as cidades de Manaus, Belém, São Luís, Fortaleza e Natal.

A redução de TD nas cidades de Fortaleza e Natal foi investigada. Primeiramente, comparou-se com o mapa de densidade de raios da Figura 1.8, onde realmente pode-se observar que a redução de TD também ocorre nessa região.

O motivo dessa redução foi investigada a partir dos dados de reanálise do NCEP/NCAR (KALNAY et al., 1996), conforme pode-se observar na Figura 6.3, que mostra a comparação da Pressão do Topo das Nuvens em cada cidade.

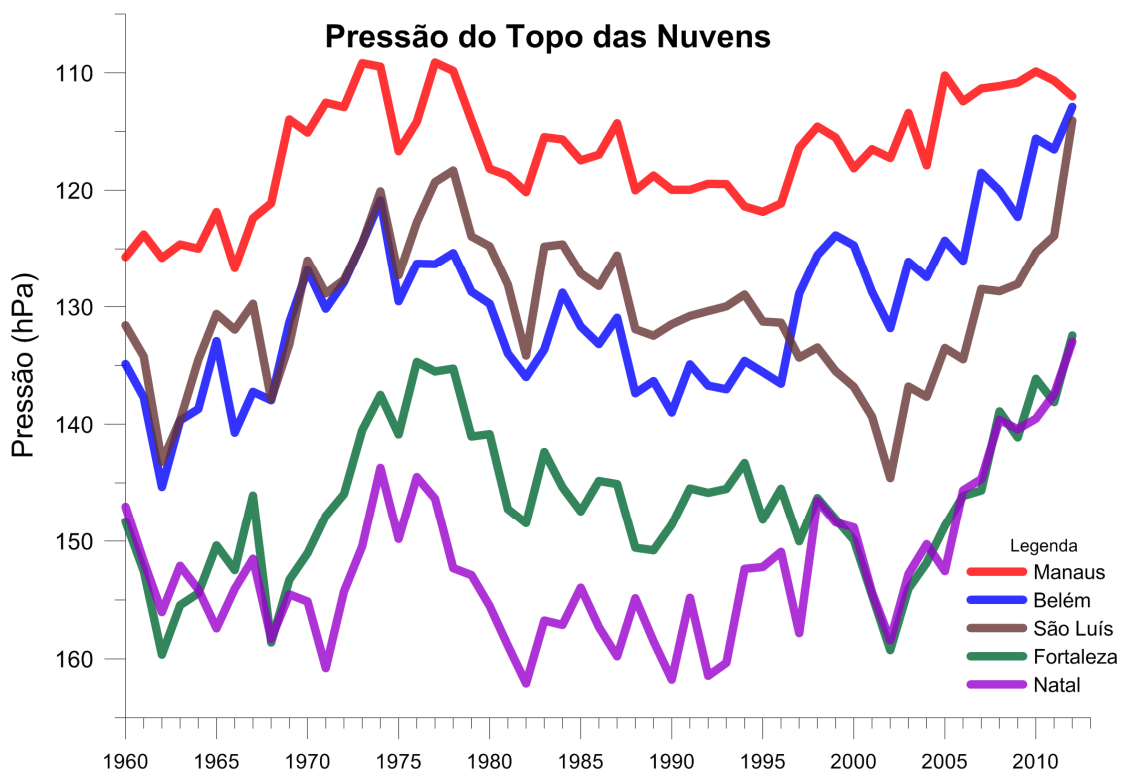


Figura 6.3 – Gráfico das Médias de Pressões do Topo das Nuvens Anual para as cidades de Manaus, Belém, São Luís, Fortaleza e Natal.

Observa-se que existe uma correlação entre a pressão do topo das nuvens e TD, pois a pressão do topo das nuvens está inversamente relacionada à eletrificação das nuvens de tempestades. Com o intuito de verificar essa conexão, correlacionou-se diretamente a pressão do topo das nuvens (médias anuais) com TD (dias de tempestade por ano), conforme pode-se observar na Figura 6.4. que não existe uma correlação ideal, o que leva a concluir que a

pressão do topo das nuvens sozinha não explica a variabilidade dos dias de tempestade.

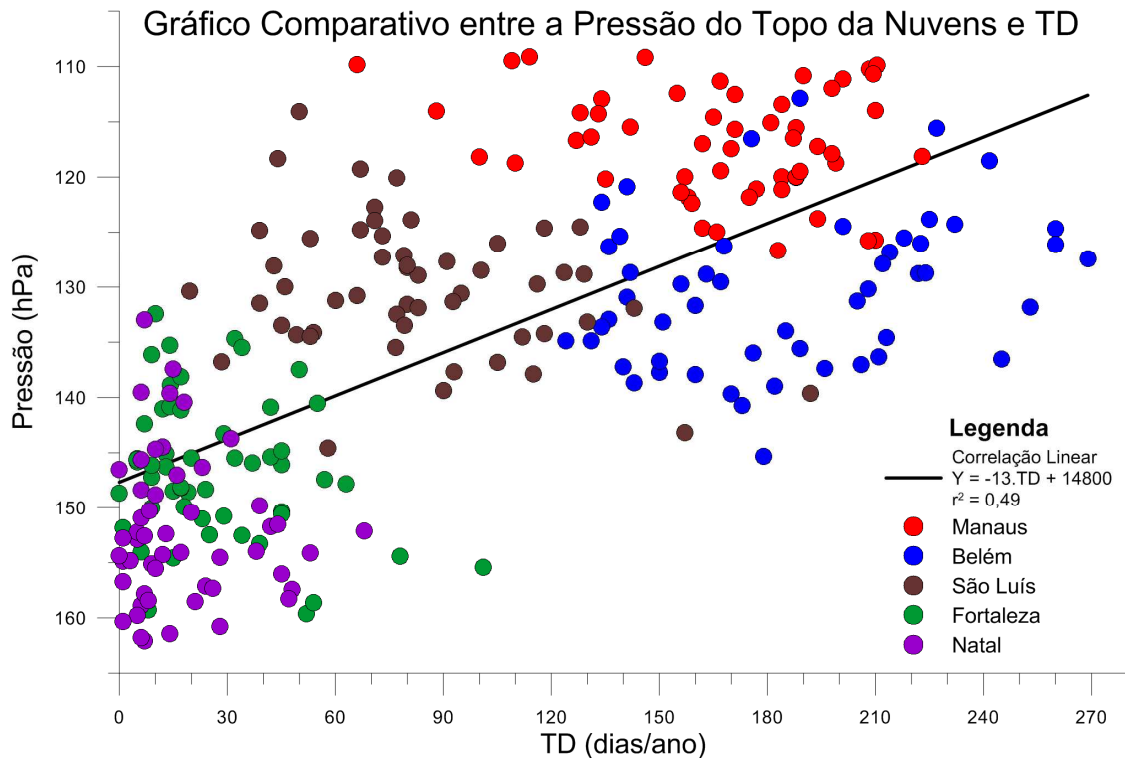


Figura 6.4 – Comparação entre a Pressão do Topo das Nuvens Anual e o TD anual para as cidades de Manaus, Belém, São Luís, Fortaleza e Natal e a correlação linear para todos os pontos do gráfico.

Também, comparou-se TD com CAPE, para as duas regiões brasileiras (norte e nordeste), conforme apresentado na Figura 6.5, na qual pode-se observar que para um certo grupo de TD (de 0 a 6 dias de tempestade por mês foi chamado de "muito fraco"; de 7 a 12 dias de tempestade por mês foi chamado de "fraco"; de 13 a 18 dias de tempestade por mês foi chamado de "moderado"; de 19 a 24 dias de tempestade por mês foi chamado de "intenso"; acima de 25 dias de tempestade por mês foi chamado de "muito intenso") obtém-se um valor menor de CAPE na região Nordeste e que na média a região Norte apresenta valores de CAPE maiores. Na média geral uma intensidade maior de CAPE relaciona-se diretamente a uma classificação mais intensa de TD. Observa-se que a CAPE também tem uma correlação com os dias tempestades,

conforme dito por Williams e Renno (1993) e Boorman et al. (2010), porém não consegue explicar com confiança as variações de dias de tempestades na região estudada.

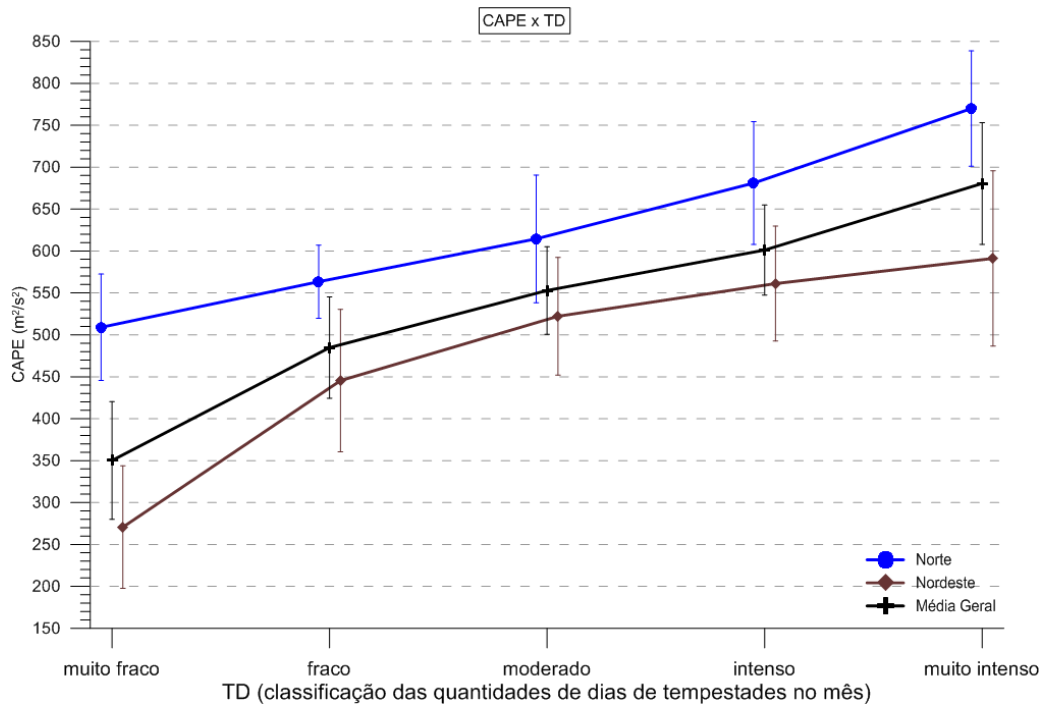


Figura 6.5 – Gráfico comparativo entre CAPE e a classificação de dias de tempestade TD, considerando 2 regiões: Norte (Manaus e Belém) e Nordeste (São Luís, Fortaleza e Natal), com seu respectivo erro e a Média Geral considerando as 5 cidades.

Assim, como foi feito para a CAPE, também, fez-se o gráfico comparativo com a Umidade Relativa, conforme mostrado na Figura 6.6, e cujos resultados mostram que TD está associado à umidade, como esperado. Na média geral, para as 5 cidades encontra-se maiores valores de umidade para maiores classes de TD. A explicação física para esse comportamento se baseia no fato que quanto maior for a umidade na superfície, maior será a quantidade de água que irá ser evaporada, auxiliando no processo de formação de nuvens convectivas.

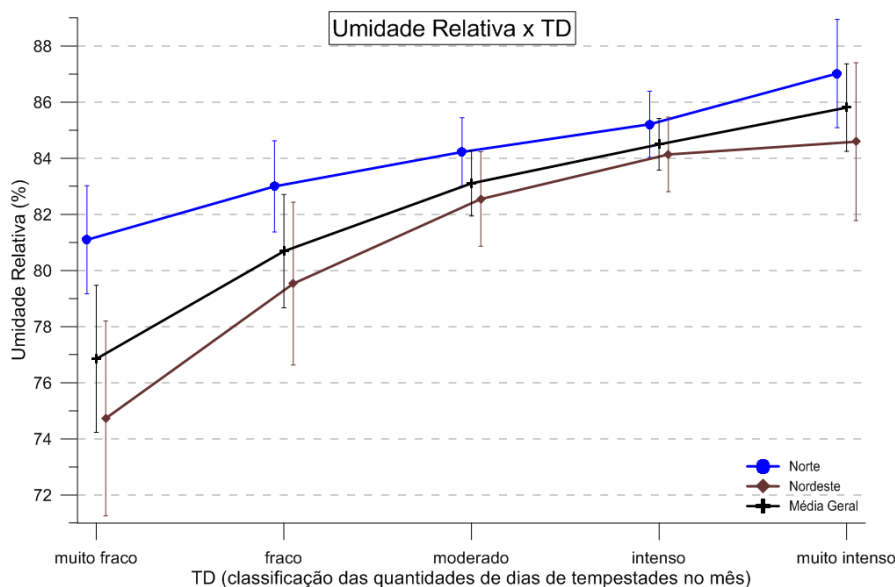


Figura 6.6 – Gráfico comparativo entre Umidade Relativa e a classificação de dias de tempestade TD, considerando 2 regiões: Norte (Manaus e Belém) e Nordeste (São Luís, Fortaleza e Natal), com seu respectivo erro e a Média Geral considerando as 5 cidades.

Baseado no valor mínimo de ROL (radiação de ondas longas) dentre as latitudes em uma mesma longitude da cidade em estudo (na direção norte da cidade, considerou-se a distância como positiva e na direção sul da cidade, considerou-se a distância como negativa); calculou-se a distância da ZCIT à cidade em cada intervalo de 6 horas de 1960 a 1990, as médias anuais da ZCIT para cada região são apresentadas na Figura 6.7. Observa-se que nas cidades da região Norte a ZCIT está localizada ao sul, enquanto que nas cidades do Nordeste brasileiro a localização da ZCIT é ao norte. Isto explica o motivo do TD da região Norte ser maior que o TD da região Nordeste. Pois no inverno do hemisfério sul a ZCIT está localizada preferencialmente no hemisfério norte, e portanto durante o período de outono e primavera a ZCIT deverá passar pelas cidade de Manaus e Belém. Esse cálculo da posição da ZCIT analisando os valores mínimos de ROL segue os procedimentos de Rosário et al. (2003), e de comunicação pessoal de Melo (2010), que é o procedimento utilizado pelo CPTEC (Boletim Climanálise do CPTEC/INPE).

Segundo a classificação meteorológica proposta por Reboita et al. (2010), na região definida pela presente tese, os autores definem que o principal sistema

meteorológico é a ZCIT, cuja migração na costa norte e nordeste brasileiro responderiam por grande parte das tempestades na região.

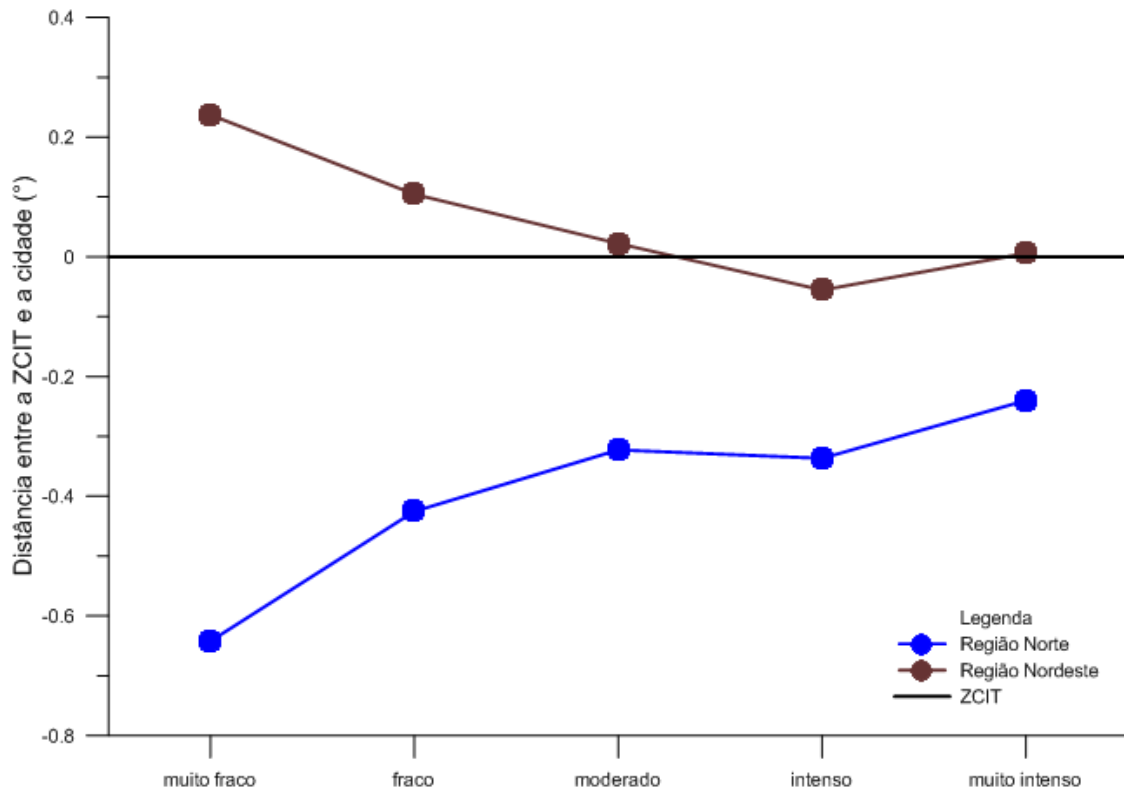


Figura 6.7 – Gráfico comparativo entre a média da posição da ZCIT às cidades e a classificação de TD, considerando 2 regiões: Norte (Manaus e Belém) e Nordeste (São Luís, Fortaleza e Natal).

Algumas hipóteses foram testadas, porém sem êxito significativo. A posição dos Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis na região Nordeste do Brasil (COUTINHO et al., 2010), foi testada. Outra hipótese levantada foi a de que as águas do Atlântico Tropical que banham as cidades de Natal e Fortaleza seriam mais frias que as que banham São Luís e Belém, contudo na análise dos dados não foi possível identificar esse padrão. A diferença de comportamento convectivo dentro das nuvens, pois observou-se um comportamento diferenciado na pressão do topo das nuvens da Figura 6.3, nas cidades em estudo. O tamanho e os tipos de núcleos de condensação também devem influenciar em TD. Contudo necessita-se de dados observacionais para se confirmar essas

hipóteses, logo, acredita-se que estudos futuros possam identificar e confirmar essas e outras novas hipóteses para esse fenômeno.

Em relação ao comportamento dos valores de TD nas duas cidades da região Norte do Brasil (Manaus e Belém), calcularam-se as derivadas de TD em função do tempo e encontrou-se uma correlação negativa entre as variações sazonais, considerando-se um mês de atraso para a série de Belém, como pode-se observar na Figura 6.8.

Cabe salientar que valores positivos indicam que ocorreu um aumento dos valores de TD em relação ao mês anterior e valores negativos indicam uma diminuição dos valores de TD em relação ao mês anterior.

Pode-se então concluir que com um *lag* de um mês têm-se condições opostas para essas duas cidades. Esse resultado é interessante, pois se trata de comparação entre uma cidade no interior da Amazônia, cortada pelo rio Amazonas (Manaus), e outra cidade litorânea na foz do mesmo rio. Sugerindo que processos de micro-clima, de relevo, entre outros, estejam influenciando contrariamente estas duas cidades.

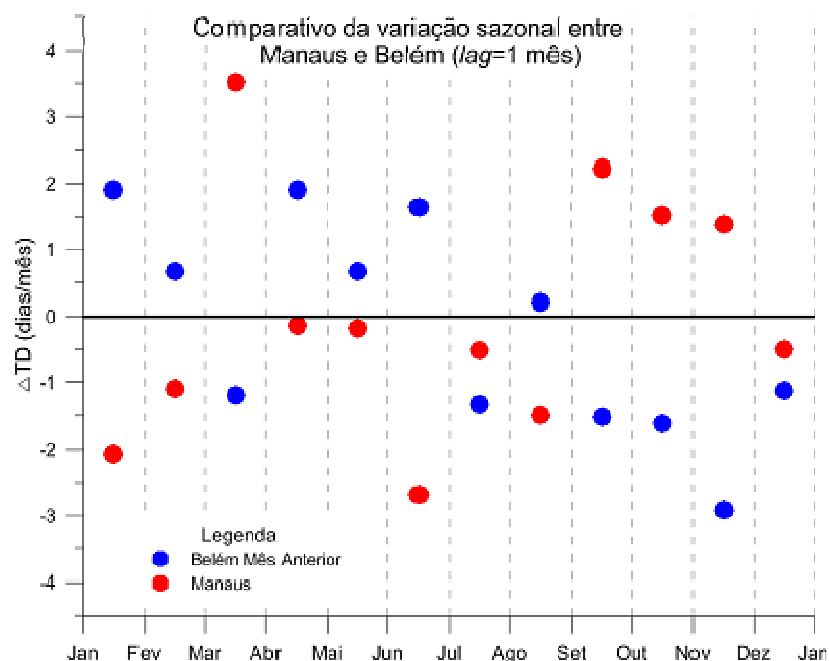


Figura 6.8 – Variação da derivada sazonal de TD para as cidades de Manaus, comparada com a derivada sazonal de TD em Belém do mês de referência anterior. Dados utilizados no período de 1960 a 2013.

Outra análise realizada foi a busca do grande declínio dos valores de TD's em Manaus em 1978. Consegue-se observar declínio nas outras cidades observadas, porém não com a mesma intensidade.

Inicialmente compararam-se os resultados com outra estação na mesma cidade, destacada na Figura 6.9.

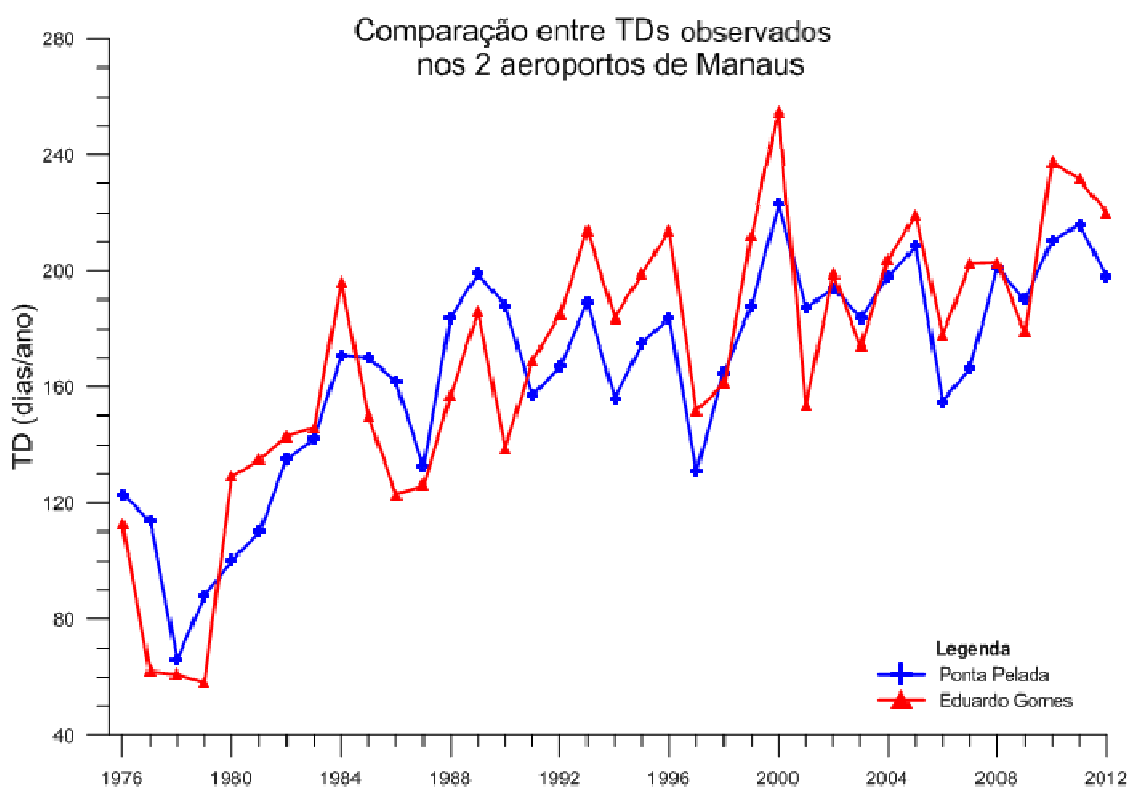


Figura 6.9 – Gráfico de Comparação entre TD observado nos dois aeroportos de Manaus.

Pela Figura 6.9 observa-se uma boa correlação entre as duas estações com a mesma singularidade em 1978. Assim buscou-se dentre os parâmetros disponíveis, tanto na reanálise do NCEP/NCAR, como nos parâmetros de saída do modelo alguma singularidade significativa para o ano de 1978, porém nenhuma variável respondeu.

Um estudo (SALES et al., 2011) mostra a relação entre os dias de tempestade em Belém e os fenômenos climáticos El Niño e La Niña (Anexo I).

6.2. Comparação entre TD e os Parâmetros escolhidos do modelo

Antes de realizar-se a regressão linear multivariável, comparou-se os parâmetros meteorológicos, definidos em 4.7, de cada cidade com seu respectivo TD, com o intuito de se buscar uma variável que se ajustasse, podendo ignorar as demais.

6.2.1. CAPE

Desta forma, comparou-se o TD anual de cada cidade com as duas variáveis de CAPE: a CAPE do modelo LOW e a CAPE do modelo HIGH, conforme mostrado na Tabela 6.1.

Tabela 6.1 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual de CAPE.

Cidade	CAPE			
	ANO			
	HIGH		LOW	
	r	p	r	p
Manaus	0.174	0.326	0.502	0.003
Belém	0.041	0.820	0.139	0.439
São Luís	0.245	0.163	0.292	0.100
Fortaleza	0.081	0.649	0.065	0.719
Natal	0.193	0.275	0.063	0.727

Os valores marcados em vermelho na Tabela 6.1 representam os coeficientes que, no presente trabalho, seriam aceitos. Para isso, foi estabelecido que o coeficiente de confiabilidade (p) deva ser menor que 0,01. Como pode-se notar, não existe nenhum grupo (High e Low) com essa confiabilidade. Concluindo-se então que a CAPE sozinha não explica nenhum grupo de dia de tempestades em nenhuma das cidades estudadas.

6.2.2. Pressão Atmosférica

Usando a mesma metodologia aplicada na variável CAPE, construiu-se a Tabela 6.2, mostrada a seguir:

Tabela 6.2 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual de pressão atmosférica.

Cidade	Pressão Atmosférica			
	ANO			
	HIGH		LOW	
	r	p	r	p
Manaus	0.009	0.960	0.102	0.572
Belém	0.116	0.515	0.040	0.823
São Luís	0.257	0.142	0.089	0.622
Fortaleza	0.146	0.410	0.285	0.108
Natal	0.119	0.502	0.268	0.131

Na Tabela 6.2 os coeficientes não seriam aceitos. Como pode-se observar o Dia de Tempestade (TD) analisado no período não se correlaciona significativamente com somente a pressão atmosférica.

6.2.3. Temperatura Máxima Diária

Utilizando a mesma metodologia dos itens anteriores montou-se a Tabela 6.3, com os dados de temperatura máxima diária.

Tabela 6.3 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual de temperatura máxima diária.

Cidade	Temperatura Máxima Diária			
	ANO			
	HIGH		LOW	
	r	p	r	p
Manaus	0.211	0.231	0.024	0.895
Belém	0.034	0.849	0.022	0.904
São Luís	0.150	0.398	0.185	0.302
Fortaleza	0.087	0.623	0.108	0.551
Natal	0.289	0.098	0.128	0.476

Pela Tabela 6.3 conclui-se que a temperatura máxima diária sozinha não consegue responder as variações de dias de tempestades para as cinco cidades estudadas.

6.2.4. Temperatura de Ponto de Orvalho

Utilizando a mesma metodologia dos itens anteriores, montou-se a Tabela 6.4, com os dados de temperatura de ponto de orvalho.

Tabela 6.4 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual de temperatura de ponto de orvalho.

Cidade	Temperatura de Ponto de Orvalho			
	ANO			
	HIGH		LOW	
	r	p	r	p
Manaus	0.055	0.757	0.397	0.022
Belém	0.066	0.710	0.038	0.836
São Luís	0.436	0.010	0.006	0.972
Fortaleza	0.219	0.213	0.065	0.720
Natal	0.150	0.398	0.225	0.208

A temperatura de ponto de orvalho sozinha respondeu significativamente apenas em São Luís para o cenário HIGH, não representando completamente as variações de TD.

6.2.5. Umidade Relativa

Utilizando a mesma metodologia dos itens anteriores montou-se a Tabela 6.5, com os dados de umidade relativa.

Tabela 6.5 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual de umidade relativa.

Cidade	Umidade Relativa			
	ANO			
	HIGH		LOW	
	r	p	r	p
Manaus	0.260	0.137	0.227	0.204
Belém	0.179	0.312	0.262	0.140
São Luís	0.257	0.143	0.056	0.759
Fortaleza	0.374	0.029	0.317	0.072
Natal	0.325	0.061	0.346	0.049

Observando a Tabela 6.5 conclui-se que a umidade relativa sozinha não consegue responder as variações de dias de tempestades anuais para as cinco cidades estudadas.

6.2.6. Cobertura de Nuvens Altas

Utilizando a mesma metodologia dos itens anteriores montou-se a Tabela 6.6, com os dados de cobertura de nuvens altas.

Tabela 6.6 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual de cobertura de nuvens altas.

Cidade	Cobertura de Nuvens Altas			
	ANO			
	HIGH		LOW	
	r	p	r	p
Manaus	0.376	0.029	0.348	0.047
Belém	0.056	0.753	0.202	0.259
São Luís	0.007	0.967	0.146	0.419
Fortaleza	0.156	0.380	0.321	0.069
Natal	0.193	0.274	0.206	0.249

Assim como a umidade relativa, a cobertura de nuvens altas não explica as variações de dias de tempestades anuais para as cinco cidades estudadas.

6.2.7. Precipitação Convectiva

Utilizando a mesma metodologia dos itens anteriores, montou-se a Tabela 6.7, com os dados de precipitação convectiva.

Tabela 6.7 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual de cobertura de nuvens altas.

Cidade	Precipitação Convectiva			
	ANO			
	HIGH		LOW	
	r	p	r	p
Manaus	0.068	0.701	0.167	0.353
Belém	0.054	0.761	0.349	0.047
São Luís	0.393	0.022	0.093	0.606
Fortaleza	0.325	0.061	0.279	0.116
Natal	0.421	0.013	0.205	0.252

A precipitação convectiva sozinha não consegue responder as variações de dias de tempestades anuais para as cinco cidades estudadas.

6.2.8. Distância da cidade à ZCIT

Utilizando a mesma metodologia dos itens anteriores, montou-se a Tabela 6.8, com os dados de ZCIT.

Tabela 6.8 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual de distância da cidade à ZCIT.

Cidade	Posição Relativa entre a ZCIT e a cidade			
	ANO			
	HIGH		LOW	
	r	p	r	p
Manaus	0.392	0.022	0.525	0.002
Belém	0.228	0.195	0.071	0.697
São Luís	0.421	0.013	0.022	0.903
Fortaleza	0.521	0.002	0.504	0.003
Natal	0.506	0.002	0.341	0.052

Observando a Tabela 6.8, nota-se que a distância da ZCIT à cidade de Fortaleza em escala anual passa pelos requisitos exigidos para explicar a variação anual de dias de tempestades. Também explica as variações de TD em Manaus no cenário LOW e em Natal HIGH. Esses resultados são muito significativos mostrando o quanto a posição relativa da ZCIT em relação à cidade é importante nos estudos de tempestades na região equatorial brasileira, porém somente a ZCIT não explica as variações em Belém e São Luís e no outro cenário de Manaus e Natal.

6.2.9. Anomalia de Temperatura de Superfície do Oceano Tropical Atlântico Norte (TNA)

Utilizando a mesma metodologia dos itens anteriores, montou-se a Tabela 6.9, com os dados calculados de Anomalia de Temperatura de Superfície do Oceano (TSM) Tropical Atlântico Norte.

Tabela 6.9 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual da TNA.

Cidade	Anomalia de TSM do Oceano Tropical Atlântico Norte			
	ANO			
	HIGH		LOW	
	r	p	r	p
Manaus	0.296	0.089	0.113	0.532
Belém	0.142	0.423	0.125	0.490
São Luís	0.413	0.015	0.176	0.329
Fortaleza	0.524	0.001	0.223	0.212
Natal	0.438	0.010	0.122	0.500

A anomalia de temperatura de superfície do oceano tropical atlântico norte só se classifica para Fortaleza e Natal no cenário HIGH, e portanto, não explica as variações de dias de tempestades anuais para as cinco cidades estudadas.

6.2.10. Anomalia de Temperatura de Superfície do Oceano Tropical Atlântico Sul (TSA)

Utilizando a mesma metodologia dos itens anteriores, montou-se a Tabela 6.10, com os dados calculados de Anomalia de Temperatura de Superfície do Oceano (TSM) Tropical Atlântico Sul.

Tabela 6.10 – Valores de correlação (r) e confiabilidade (p) entre TD e a média anual da TSA.

Cidade	Anomalia de TSM do Oceano Tropical Atlântico Sul			
	ANO			
	HIGH		LOW	
	r	p	r	p
Manaus	0.146	0.410	0.030	0.868
Belém	0.032	0.855	0.132	0.463
São Luís	0.455	0.007	0.251	0.158
Fortaleza	0.392	0.022	0.380	0.029
Natal	0.295	0.090	0.345	0.049

A TSA não conseguiu representar bem na variação de TD nas cidades observadas.

6.3. RLMV dos Parâmetros Meteorológicos e TD

Como demonstrado no item anterior, utilizando apenas uma variável não se consegue explicar as variações anuais dos dias de tempestade. Então decidiu-se utilizar a ferramenta matemática da regressão linear multivariável (RLMV) para correlacionar os parâmetros meteorológicos do modelo com a variação anual de Dias de Tempestade (TD). Porém, para se alinhar os pesos de cada parâmetro, anteriormente à aplicação da RLMV, aplicou-se o método de cálculo de dispersão, que consiste em ter um grupo com a média igual a zero e o desvio padrão igual a um. Assim, equalizam-se todas as variáveis, e o peso de cada variável é dado pelo seu respectivo coeficiente na equação.

Outra técnica utilizada foi a de agrupamento. Foram criados três grupos de cidades: Manaus, que foram usados os dois aeroportos da cidade; Belém e São Luís possuem características geográficas semelhantes, pois ambas são cidades litorâneas, com seu litoral voltado para o equador e em seu perímetro urbano são encontrados rios que desembocam no mar; Fortaleza e Natal cuja

meteorologia e comportamento do TD ao longo dos anos, como pode ser observados na Figura 5.17, são semelhantes.

Com esse agrupamento conseguiu-se obter melhores resultados para a regressão multivariável, que é apresentado na Tabela 6.11, e onde observam-se as correlações (r) e os índices de confiabilidade (p) das equações calculadas para cada cidade e cada cenário. Concluí-se que o grau de confiabilidade com esses agrupamentos aumentou significativamente. Desta forma todas as cidades em ambos os cenários são aceitas nos critérios estabelecidos no presente trabalho.

Tabela 6.11 – Valores de correlação e confiabilidade das equações calculadas em relação à TD entre as cidades e cenários.

MODELO	HIGH			LOW		
CIDADE	Manaus	Belém / São Luís	Fortaleza / Natal	Manaus	Belém / São Luís	Fortaleza / Natal
r	0.655	0.709	0.671	0.752	0.617	0.631
p	6.E-03	6.E-06	7.E-05	1.E-04	2.E-03	9.E-04

Na Tabela 6.12 apresentam-se os coeficientes da equação calculados na RLMV, para cada parâmetro, cidade e cenário.

Tabela 6.12 – Coeficientes calculados para as RLMV que utilizam os parâmetros do modelo para simular TD.

MODELO	HIGH			LOW		
CIDADE	Manaus	Belém / São Luís	Fortaleza / Natal	Manaus	Belém / São Luís	Fortaleza / Natal
CAPE	25.839	16.226	-9.568	-91.402	-10.133	-3.555
Pressão Atmosférica	-42.154	186.134	5.780	-150.098	172.385	-12.050
Temperatura Máxima Diária	5.914	38.071	6.523	-4.539	23.151	6.324
Temperatura de Ponto de Orvalho	-30.790	-110.999	-15.063	5.165	54.383	6.068
Umidade Relativa	68.125	70.041	-8.116	30.547	100.911	2.001
Cobertura de Nuvens Altas	-160.831	-114.372	-8.932	-134.227	-74.402	-28.494
Precipitação Convectiva	3.992	-26.410	-4.730	48.408	-66.066	-0.519
Zona de Convergência Intertropical	46.166	-20.827	12.658	-19.633	-36.913	10.180
Anomalia de TSM do Atlântico Tropical Norte	0.029	-14.904	-21.165	-52.530	-9.661	-12.147
Anomalia de TSM do Atlântico Tropical Sul	-55.727	-60.367	-8.105	25.049	-2.101	-12.838

Com base na Tabela 6.12, pode-se averiguar as conexões entre as variações dos parâmetros utilizados em relação à variação dos dias de tempestade nas localidades. Conclui-se que em Manaus as variáveis mais importantes são a Cobertura de Nuvens Altas, Pressão Atmosférica e CAPE; em Belém e São Luís foram a Pressão Atmosférica, Cobertura de Nuvens Altas e Umidade Relativa; em Fortaleza e Natal foram a Cobertura de Nuvens Altas, Anomalia de TSM do Atlântico e a Zona de Convergência Intertropical.

Para cada conjunto de cidades e para cada modelo pode-se observar uma peculiaridade. Destas, a mais interessante que requer uma análise pormenorizada e criteriosa é da Cobertura de Nuvens Altas, que destaca-se nas três regiões e nos dois modelos. Porém, sua influência é oposta ao que se esperava deste parâmetro, pois em todas as RLVM's seu coeficiente é negativo, representando que quanto mais nuvens altas surgirem por dia em um ano, menos dias de tempestade existirão. As explicações para esse fenômeno vêm do fato de que em uma regressão múltipla as variáveis são relacionadas entre si, isto é, as variações dos outros parâmetros forçam um TD a um patamar mais alto, enquanto a Cobertura de Nuvens Altas ajusta esse patamar para o nível mais próximo da variação desejada. Outra explicação encontrada está no fato de a Cobertura de Nuvens Altas conceitualmente estar relacionada com a presença de nuvens do tipo Cirrus muito mais do que a formação de nuvens cumulonimbos. Isto implica que quando se observa na região de estudo a formação de nuvens cirros isto indica, climatologicamente falando que as nuvens do tipo cirros inibem a formação de tempestade.

A variação do coeficiente de um parâmetro entre modelos também faz menção de nota. A Temperatura de Ponto de Orvalho para o modelo HIGH tem a função de reduzir os dias de tempestades em um ano, pois seus coeficientes são negativos, enquanto para o modelo LOW o mesmo parâmetro tem a função inversa, o de aumentar os dias de tempestades, pois tudo depende da variação

do parâmetro ao longo do ano, junto com os outros parâmetros em relação à variação dos dias de tempestades (TD).

Segundo os trabalhos de Moura e Shukla (1981) e de Souza e Nobre (1998), o dipolo do Atlântico tropical ($TSA > TNA$ = fase positiva e $TSA < TNA$ = fase negativa) durante sua fase positiva estaria associado a mais chuvas no nordeste brasileiro, enquanto que a fase negativa influenciaria nos períodos de seca. Extrapolando esse resultado, e considerando que mais chuvas estariam relacionadas a mais tempestades no nordeste brasileiro, consegue-se observar que para as cidades do nordeste brasileiro (Fortaleza e Natal) para o modelo HIGH, o efeito do dipolo é encontrado, pois o coeficiente do TSA é maior que o coeficiente do TNA. Porém para o modelo LOW, os coeficientes estão muito próximos, não permitindo nenhuma discussão a esse respeito. Com relação às cidades de Belém e São Luís, nada se pode afirmar, pois a presença da TNA logo ao norte destas cidades (Figura 4.29) aumentará a influência do TNA nessas cidades.

Computando todas as regressões (RLVM), constatou-se que os parâmetros mais importantes nas análises foram:

- a) Cobertura de Nuvens Altas
- b) Pressão Atmosférica
- c) Umidade Relativa
- d) Temperatura de Ponto de Orvalho

Nessa mesma ordem, seguidos por: Anomalia do Atlântico Tropical Sul, Anomalia do Atlântico Tropical Norte, Zona de Convergência Intertropical, CAPE, Precipitação Convectiva e, por último, a Temperatura Máxima Diária.

Esperava-se uma maior participação, ou melhor, um posicionamento superior dos parâmetros Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e CAPE. Porém, a ZCIT é muito difícil de ser localizada na região amazônica por haver um espalhamento da nebulosidade nessa região; isso aumenta sua imprecisão e diminui sua correlação com os dias de tempestades na região, tanto é verdade que na região nordeste brasileira (Fortaleza e Natal), onde a ZCIT é bem definida,

posiciona-se como a terceira em influência nos dias de tempestades. Por outro lado, a CAPE não alcançou relações significativas por algumas razões, como por exemplo, na região observarem-se valores muito altos de CAPE, com tempestades, que poderiam estar interferindo na média anual. Outro detalhe observado, é que após uma tempestade, o valor da CAPE reduz significativamente, implicando em uma redução da média.

6.4. Análise Climatológica Estendendo a RLMV para o futuro

Utilizando a mesma metodologia aplicada até esse ponto do trabalho, calcularam-se os parâmetros meteorológicos, utilizando-se o *downscaling*, conforme explicado no Item 5.3 e, utilizando-se desses dados e das RLMV apresentadas no item anterior, montou-se um gráfico para cada cidade, que serão apresentados e comentados a seguir.

6.4.1. Manaus

Considerou-se Manaus como uma cidade atípica, por haver diferenças que não foram encontradas em nenhuma outra cidade estudada. Por outro lado, a cidade de Manaus possuía outra peculiaridade: os dias de tempestade (TD) foram registrados em duas estações distintas, conforme já explicado no Item 5.1.1, o aeroporto de Ponta Pelada e o aeroporto Eduardo Gomes. Então decidiu-se agrupar esses dois pontos e criar um grupo chamado Manaus. A Figura 6.10 apresenta o gráfico de variação de TD, e a simulação gerada pelos cenários do modelo climático global.

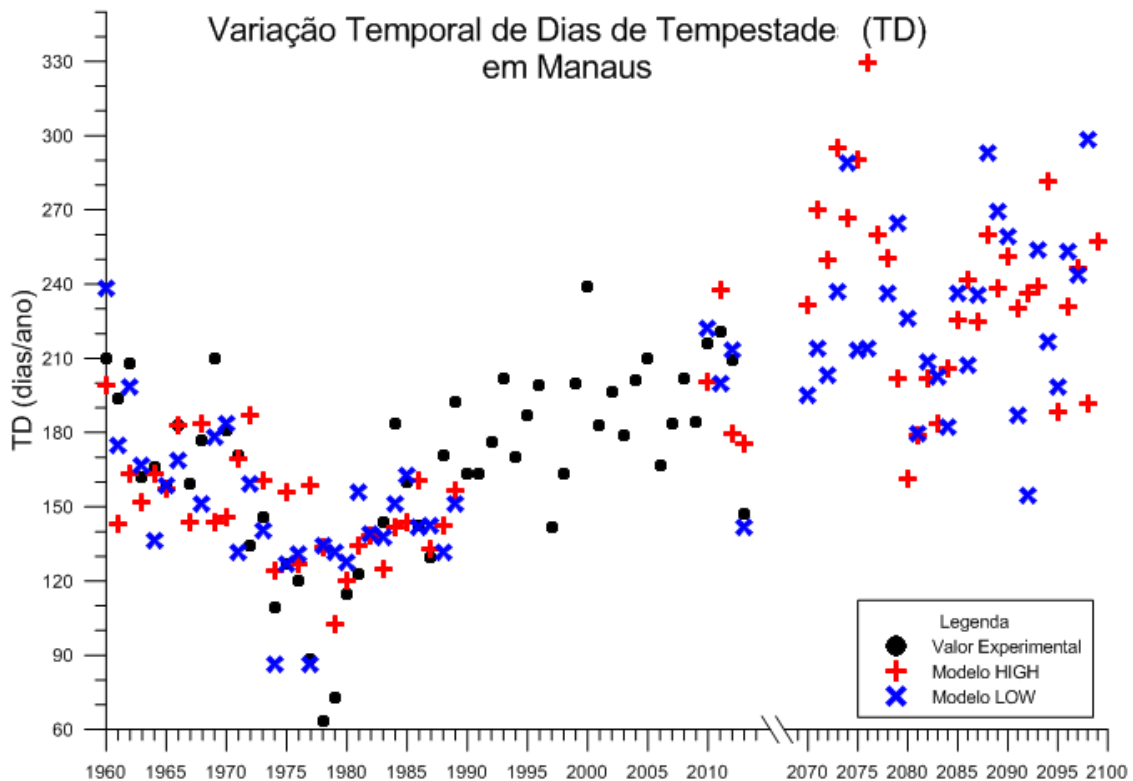


Figura 6.10 – Gráfico da variação temporal de Dias de Tempestade em Manaus.

6.4.2. Belém e São Luís

Na Figura 5.18 observa-se uma correlação entre as cidades de Belém e São Luís, assim como características geográficas, pois ambas são cidades litorâneas e em seu perímetro urbano são encontrados rios que desembocam no mar. Outro fator foi a boa simulação de RLMV (Tabela 6.11) para as duas cidades utilizando-se os parâmetros meteorológicos descritos anteriormente.

Utilizou-se, então, a mesma metodologia aplicada à cidade de Manaus, considerando que o valor de TD anual é obtido a partir da média do TD das duas cidades. Utilizou-se a RLMV apresentada na Tabela 6.12 para os parâmetros meteorológicos escolhidos com previsão para o período de 2070 a 2100, conforme mostrado na Figura 6.11.

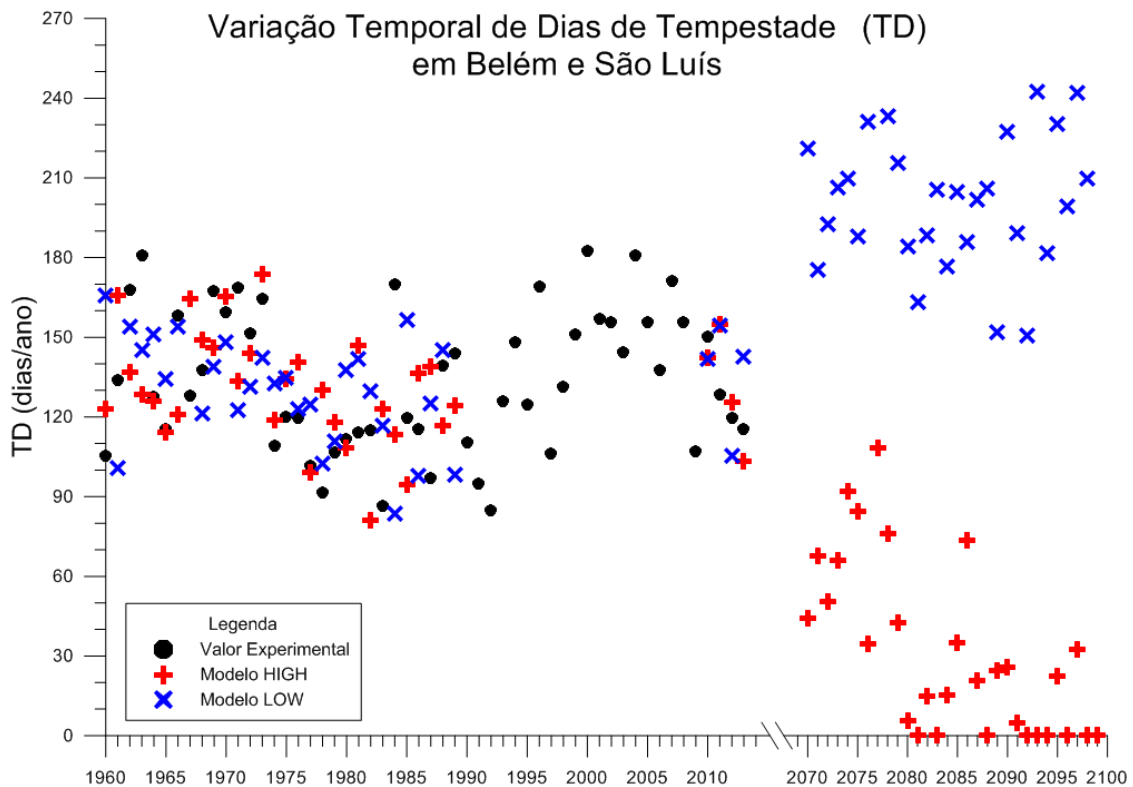


Figura 6.11 – Gráfico da variação temporal de Dias de Tempestade em Belém e São Luís.

Observa-se que o modelo HIGH indica uma forte redução de dias de tempestade, podendo levar em alguns anos a eliminação das tempestades. Enquanto o modelo LOW indica um aumento de TD. Estudou-se o motivo dessa mudança de tendência para o futuro, que está apresentado no Item 6.6.

6.4.3. Fortaleza e Natal

Da mesma forma, aplicou-se a mesma metodologia anterior as cidades de Fortaleza e Natal, por suas posições geográficas, condições meteorológicas e distribuição de dias de tempestade ao longo do período estudado, conforme mostrado na Figura 5.18. Usaram-se os coeficientes dos parâmetros para simular as variações de dias de tempestades para o período de 2070 a 2100, conforme apresentado na Figura 6.12.

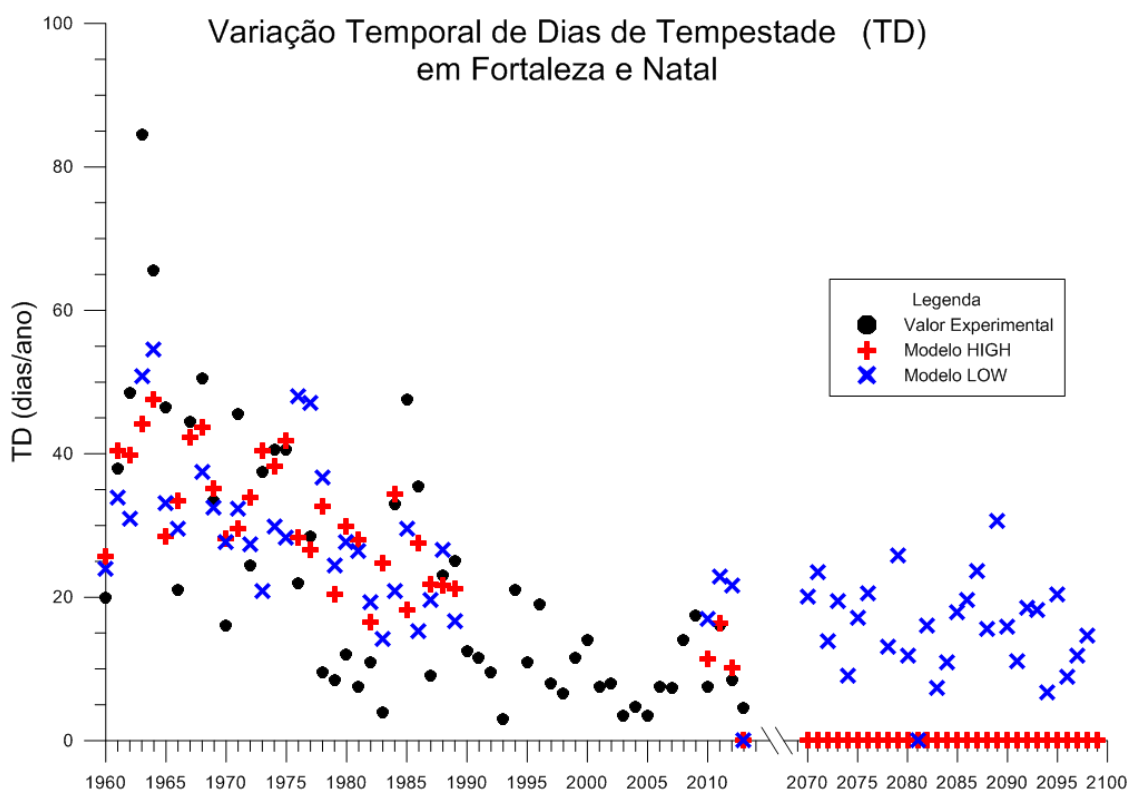


Figura 6.12 – Gráfico da variação temporal de Dias de Tempestade em Fortaleza e Natal.

Pela Figura 6.12, pode-se observar que o Modelo HIGH apresenta uma forte tendência a desaparecer a ocorrência de tempestade para o final do século XXI, o que, talvez, causaria uma desertificação da região. Enquanto o Modelo LOW mantém estável e próximo à média de ocorrências atuais.

6.5. Comparação entre Análise Climatológica realizada para o futuro e as projeções publicadas

Pinto Jr. (2009) apresentou a influência entre raios e o aquecimento global, mostrando que os raios podem contribuir para o aquecimento global por meio de produção de monóxido de nitrogênio (NO) e dióxido de nitrogênio (NO₂), e indiretamente pela produção de monóxido de carbono (CO) e dióxido de carbono (CO₂), produzidos em queimadas geradas a partir de raios. Também os processos termodinâmicos e a microfísica não linear da formação de tempestades devem ser alterados pelas mudanças climáticas globais. Desta forma, realizou-se comparação entre a análise climatológica e as projeções dos modelos publicados. Reduziram-se os valores anuais de TD para um valor pontual. E, pode-se condensar as informações do Item 3 do Capítulo 6 no gráfico da Figura 6.13, apresentada a seguir.

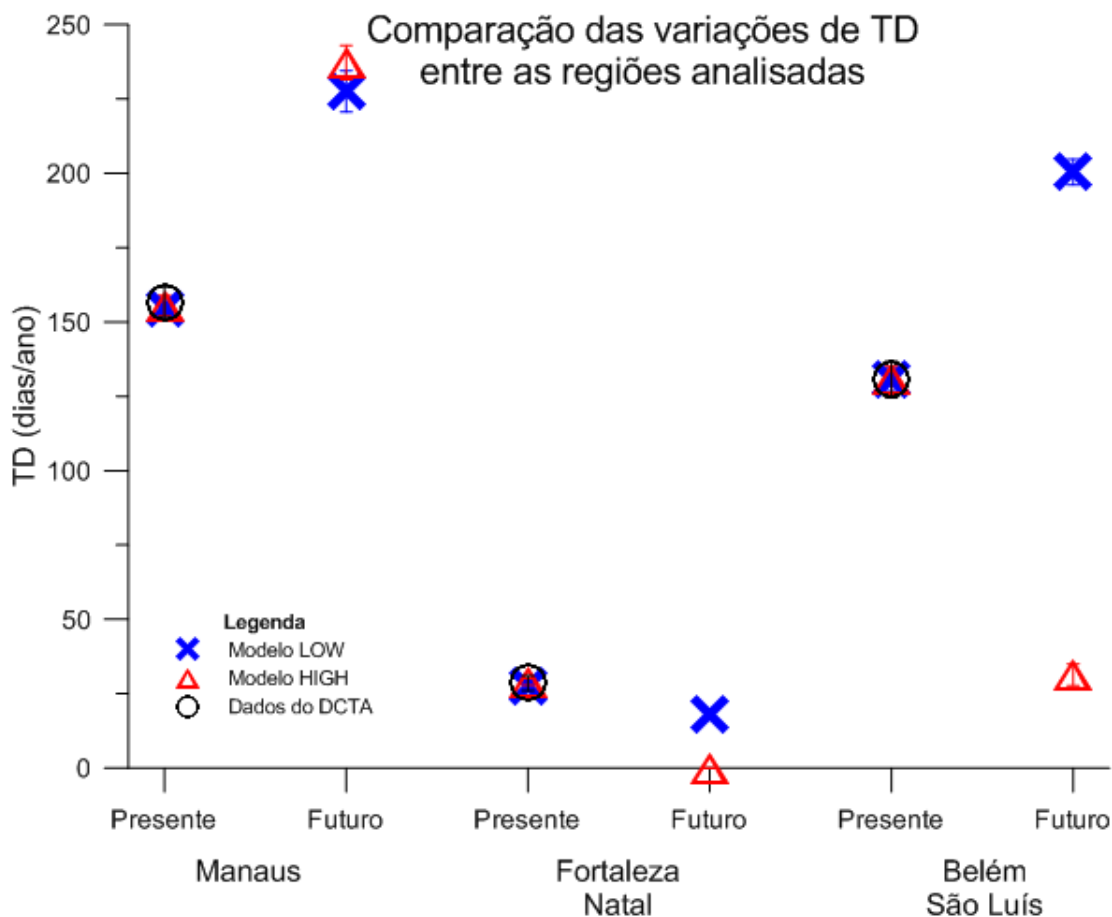


Figura 6.13 – Gráfico compactado de Dias de Tempestade entre os valores presente e futuro da análise realizada para as regiões em estudo.

Em primeira análise, pode-se observar a concordância entre os valores modelados e os valores observados (dados de TD do DTCA/ICEA). Em uma segunda análise, observa-se que em Manaus os modelos indicam um aumento no número de dias de tempestade no futuro (51% para modelo HIGH e 45% para o modelo LOW). Em Fortaleza e Natal os modelos indicam uma redução dos dias de tempestades (-100% para o modelo HIGH e -37% para o modelo LOW). E em Belém e São Luís os modelos divergem, sendo que o modelo HIGH indica uma diminuição (-75%) e o modelo LOW um aumento (53%), nos levando a crer que, como Belém e São Luís estão em uma região intermediária entre Manaus e Fortaleza / Natal, o modelo LOW tende a uma resposta similar aos resultados de Manaus, enquanto o modelo HIGH tende a uma resposta de Fortaleza / Natal.

Para comparação utilizou-se primeiramente as projeções utilizadas por Marengo (2007), nas quais o autor utilizou-se da média de 5 AOGCM's (Modelos de circulação global com oceano e atmosfera acoplados) do IPCC para extrair as variações de precipitação e temperatura, como pode-se observar nas Figuras 6.14 e 6.15.

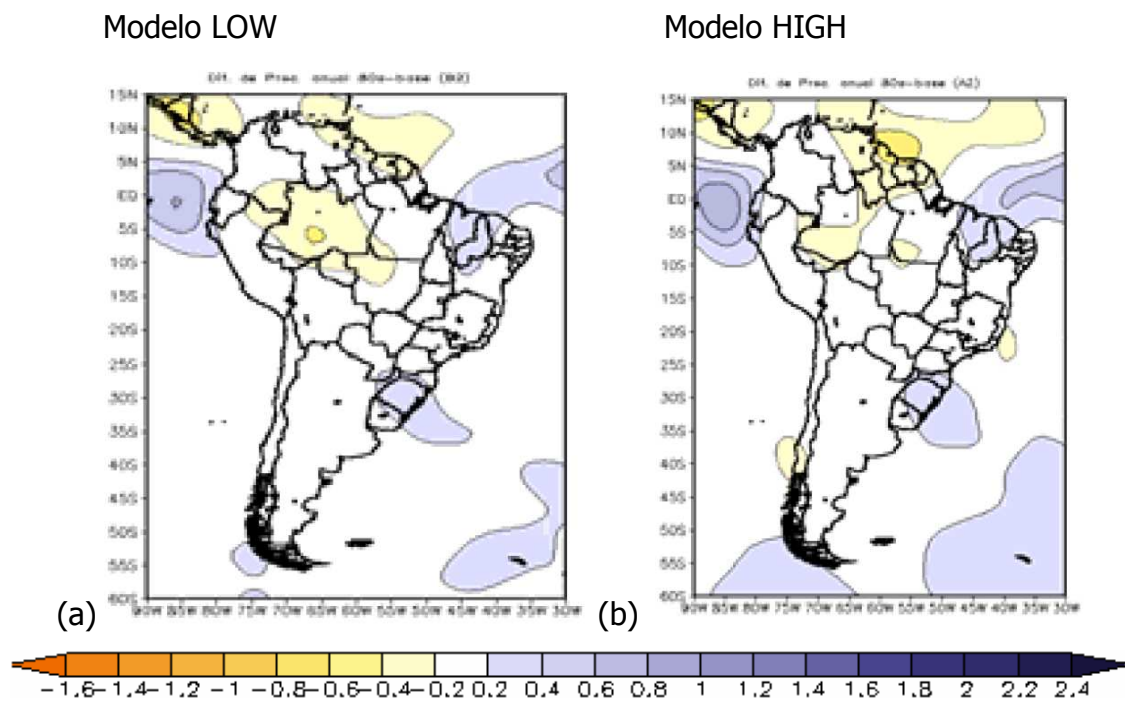


Figura 6.14 – Média anual dos cinco AOGCM's para anomalias de precipitação dos cenários (a) B2 e (b) A2, do período 2071-2100. Unidades em mm/dia.

Fonte: Marengo (2007).

Modelo LOW

Modelo HIGH

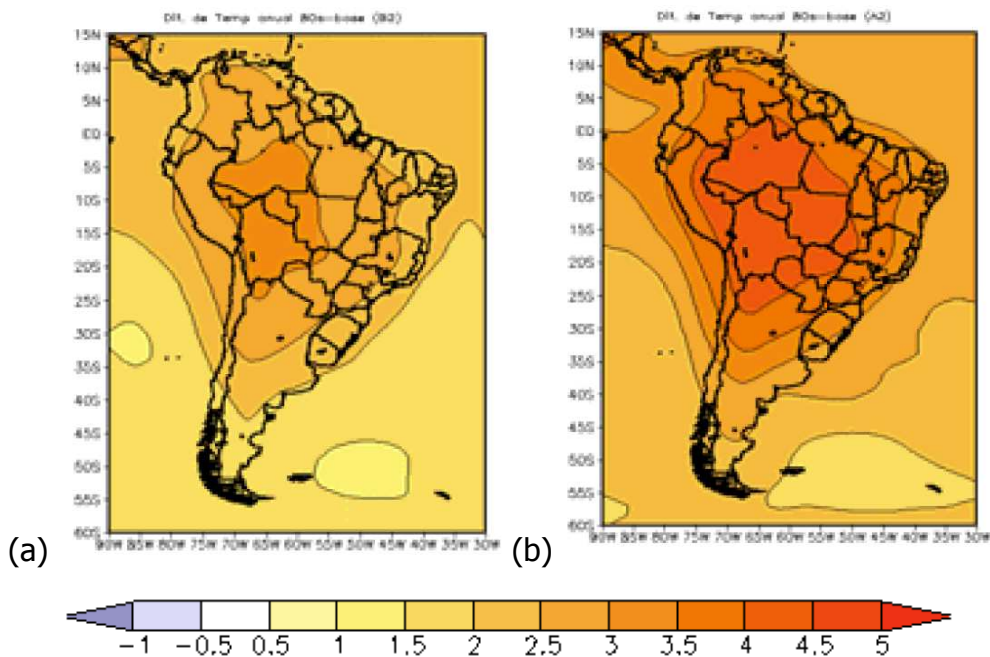


Figura 6.15 – Média anual dos cinco AOGCM's para anomalias de temperatura do ar dos cenários (a) B2 e (b) A2, do período 2071-2100. Unidades em °C.

Fonte: Marengo (2007).

A região de Manaus apresenta uma diminuição de precipitação e um aumento da temperatura do ar, porém a regressão apresenta um aumento do número de TD, indicando que apesar de apresentar uma diminuição da quantidade de chuva precipitada, o aumento da temperatura do ar poderá aumentar o TD, aumentando a energia convectiva ao longo de todo o ano.

Para as cidades de São Luís e Belém, observa-se uma variação de precipitação entre as cidades. Enquanto São Luís apresenta um aumento na precipitação, entre 0,2 a 0,6 mm/dia, Belém não apresenta uma variação de precipitação. Os modelos não apresentam variações entre as cidades para precipitação, mas as temperaturas possuem uma divergência entre os modelos que poderia ser um indício de diferença entre TD dos modelos para essas cidades.

Em Fortaleza e Natal observa-se uma diminuição de TD; porém, uma pequena variação de precipitação e aumento da temperatura. Contudo, comparando os cenários LOW e HIGH, nota-se uma maior diminuição na variação de precipitação no HIGH, que poderia estar relacionada à maior temperatura do modelo HIGH.

Marengo et al. (2007) apresentam resultados a partir da média de três *downscaling* do mesmo modelo global, que permitem a comparação com as variações de TD, conforme é apresentado nas Figuras 6.16, 6.17, 6.18 e 6.19.

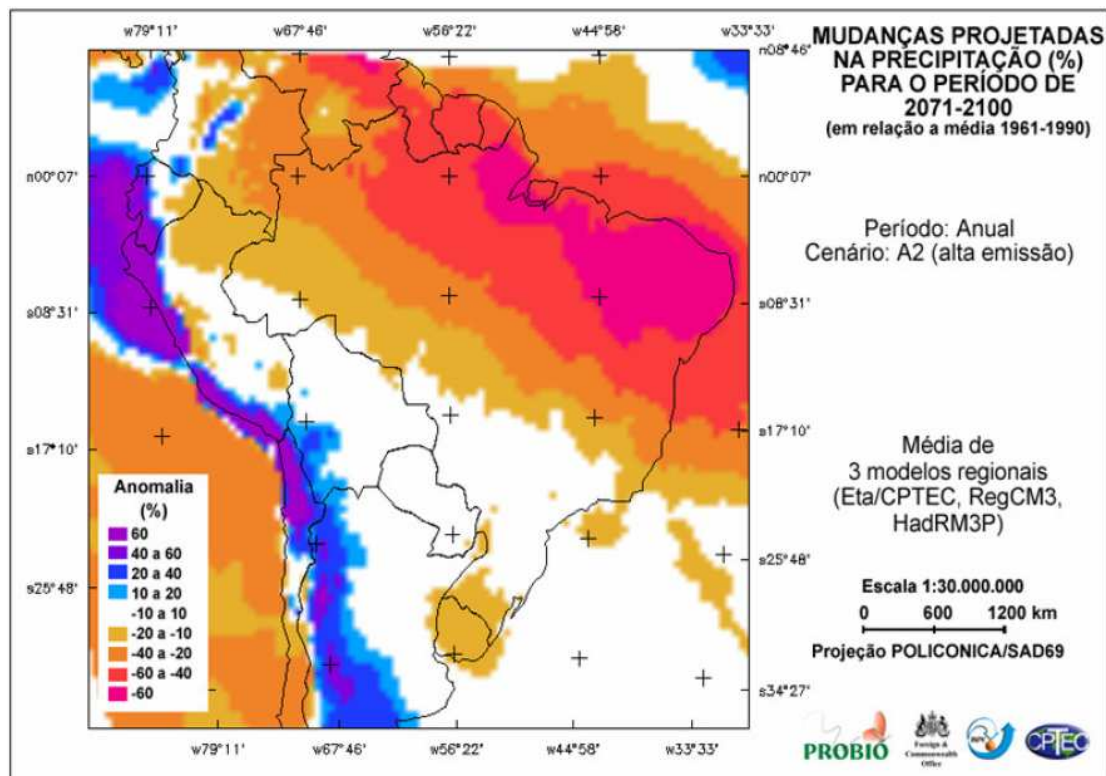


Figura 6.16 – Projeção de variação da precipitação média do período de 2071-2100 em relação à média do período de 1961-1990 para o Brasil em um cenário de alta emissão de CO₂.

Fonte: Marengo et al. (2007).

Observa-se uma redução entre 40 a 60% da precipitação em Manaus e São Luís, e de 60% nas outras cidades observadas para o cenário de alta emissão em 2070-2100, em relação ao período de 1960-1990. São consideradas

reduções extremas, que pode-se observar nas variações de TD em Natal e Fortaleza e em São Luís e Belém. Porém em Manaus o modelo mostra um aumento de TD que só podem ser explicado pelas variações dos outros parâmetros meteorológicos, principalmente a posição da ZCIT.

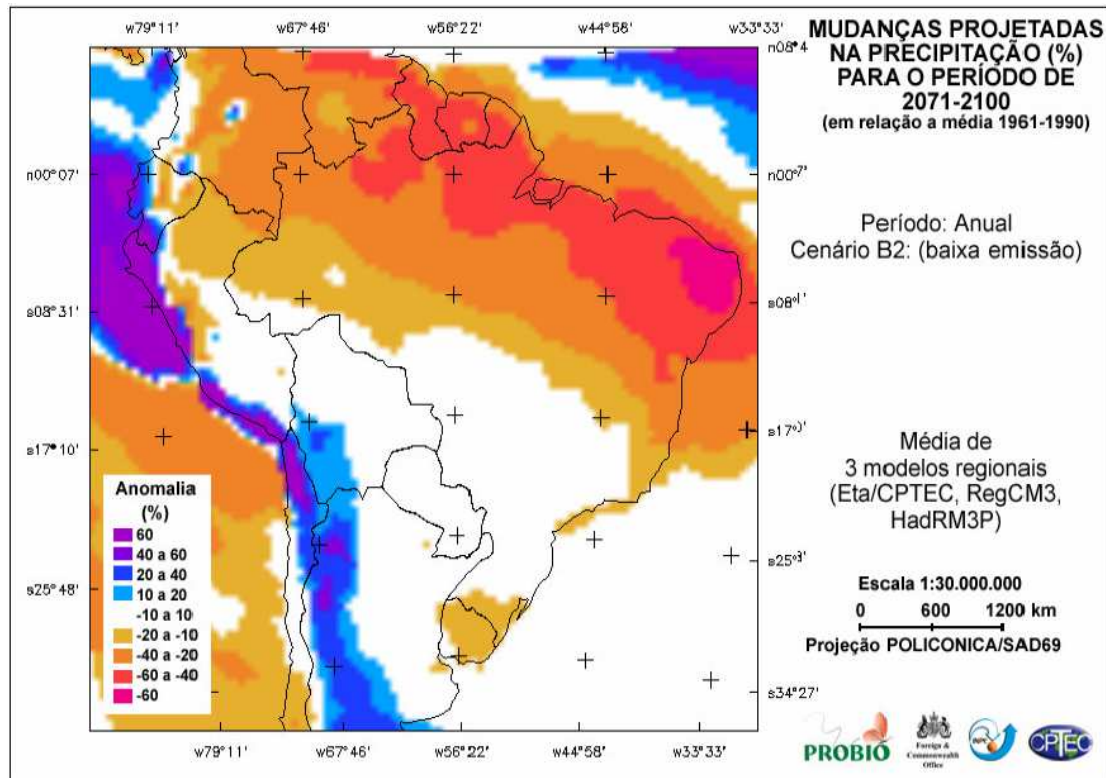


Figura 6.17 – Projeção de variação da precipitação média do período de 2071-2100 em relação à média do período de 1961-1990 para o Brasil em um cenário de baixa emissão de CO₂.

Fonte: Marengo et al. (2007).

Em um cenário de variações menores de precipitação, observa-se na análise climatológica que as projeções de TD também são menores, principalmente em Fortaleza e Natal. Porém em Manaus observa-se que a projeção do modelo LOW, no futuro, está mais próxima que a do modelo HIGH. Essa variação de precipitação entre os dois modelos não é suficientemente acentuada para explicar a diferença entre as projeções dos modelos para as cidades de Belém e São Luís, que será explicada no Item 6.6.

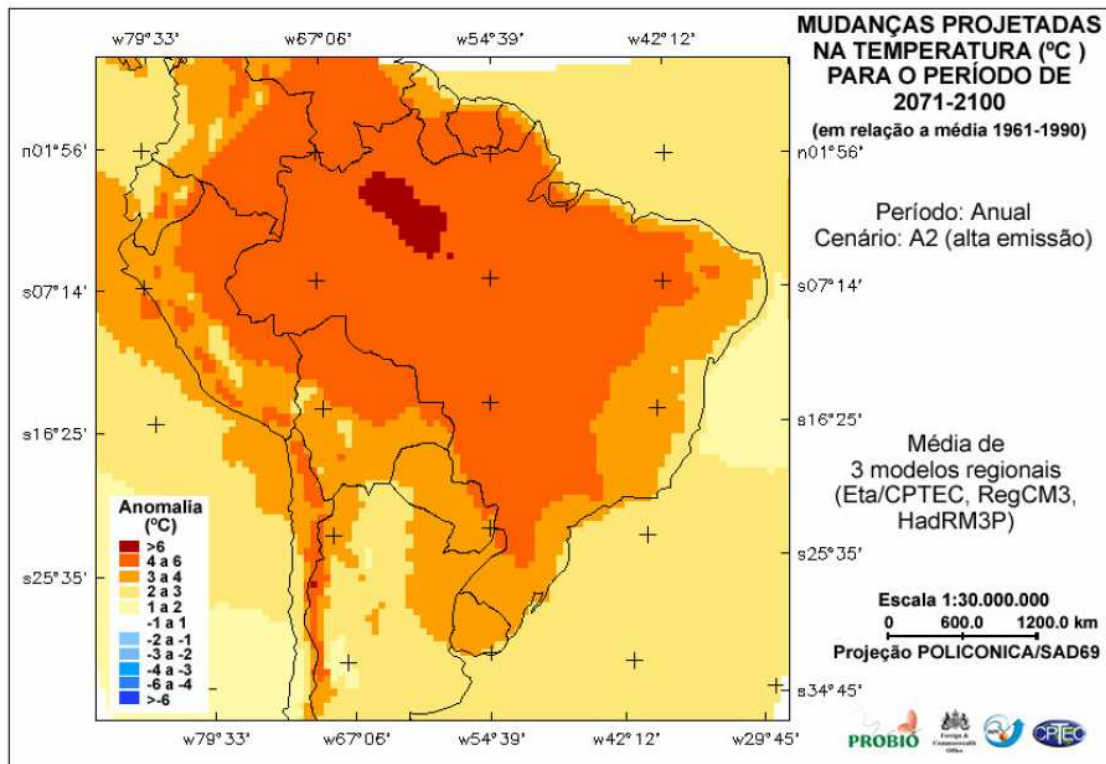


Figura 6.18 – Projeção de variação da temperatura média do período de 2071-2100 em relação à média do período de 1961-1990 para o Brasil em um cenário de alta emissão de CO₂.

Fonte: Marengo et al. (2007).

Na Figura 6.18 pode-se observar o aumento da temperatura de superfície em todo o território brasileiro. Porém, nas cidades de Natal e Fortaleza o aumento é menor (entre 2 e 3 °C), em Belém e São Luís o aumento é intermediário (entre 3 e 4 °C) e em Manaus o aumento está na faixa dos 4 a 6 °C para o modelo HIGH. Comparando com a análise climatológica observa-se uma redução de TD em Fortaleza e Natal assim como em Belém e São Luís, porém ocorre um aumento em Manaus. Sugerindo que o aumento de calor elimina as tempestades em Fortaleza e Natal e aumenta a distribuição das tempestades ao longo do ano em Manaus.

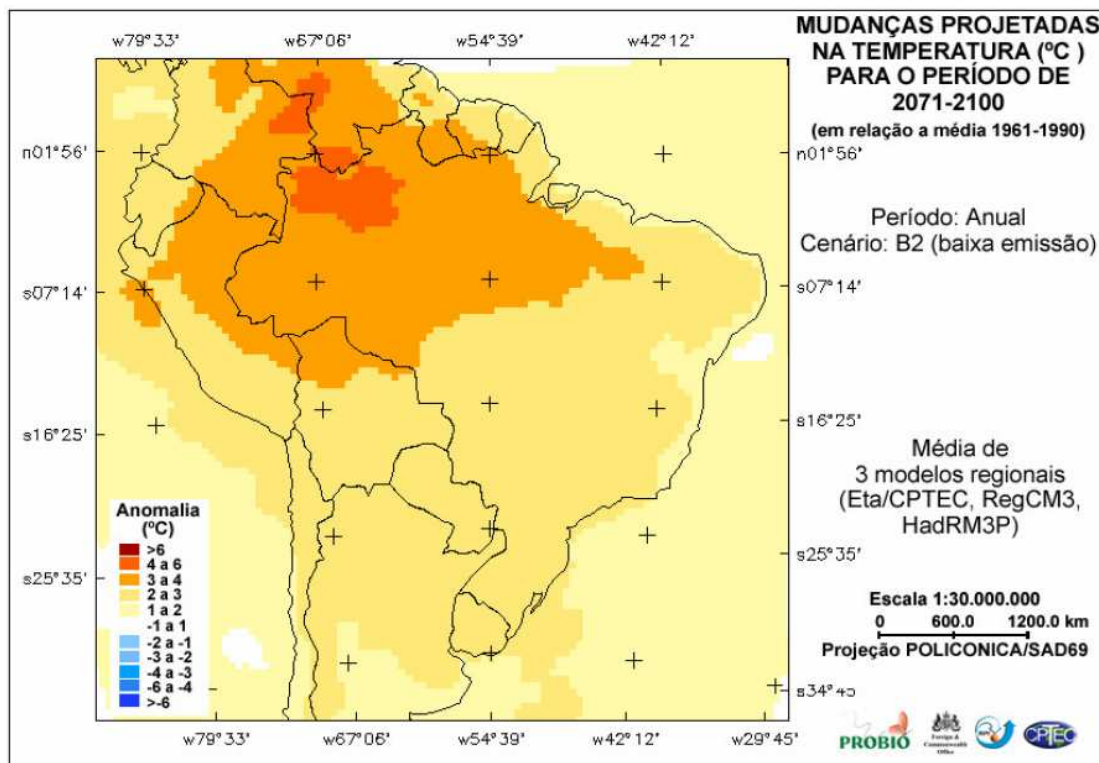


Figura 6.19 – Projeção de variação da temperatura média do período de 2071-2100 em relação à média do período de 1961-1990 para o Brasil em um cenário de baixa emissão de CO₂.

Fonte: Marengo et al. (2007).

Analisando a Figura 6.19, observa-se que as variações de temperatura em Manaus, no modelo LOW, são as mesmas variações de temperatura em Belém e São Luís para o modelo HIGH, porém as variações de TD são diferentes.

6.6. Análise das variações de Dias de Tempestades em Belém e São Luís

Por se tratar de uma brusca variação entre o número de TD entre os modelos HIGH e LOW para as cidades de Belém e São Luís, optou-se por analisar o modelo de regressão linear múltipla com o intuito de se observar qual/quais parâmetros seriam responsáveis por esse comportamento anômalo.

Desta forma montou-se a Tabela 6.13 com as variações médias dos parâmetros utilizados em relação à média de 1960 a 1990.

Tabela 6.13 – Variações dos parâmetros meteorológicos entre 1960-1990 e 2010-2013 em relação às variações entre 2070-2100, nos modelos HIGH e LOW para as cidades de Belém e São Luís.

MODELO	HIGH	LOW
CIDADE	Belém / São Luís	Belém / São Luís
CAPE	22.0%	-2.6%
Pressão Atmosférica	0.0%	0.3%
Temperatura Máxima Diária	18.0%	8.4%
Temperatura de Ponto de Orvalho	12.3%	3.5%
Umidade Relativa	-8.1%	-2.4%
Cobertura de Nuvens Altas	-49.0%	-30.3%
Precipitação Convectiva	-17.7%	-16.4%
Zona de Convergência Intertropical	-104.6%	43.6%
Anomalia de TSM do Atlântico Tropical Norte	557.7%	214.8%
Anomalia de TSM do Atlântico Tropical Sul	218.1%	80.1%

Encontra-se a maior variação na Zona de Convergência Intertropical, que no modelo HIGH estará mais longe e no modelo LOW estará mais próximo em relação à posição média do presente.

Secundariamente, observa-se também alteração na variação da CAPE, porém de menor intensidade. Em relação às anomalias de TSM do Atlântico tropical, o aquecimento de TSM do Atlântico tropical no modelo HIGH é bem superior ao modelo LOW, o que também influenciaria nas alterações da modelagem dos dias de tempestade.

7. CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS FUTURAS

Com base no trabalho apresentado pode-se concluir que:

- Existe coerência nos dados de TD quando comparados com a densidade de descargas atmosféricas observadas pelo satélite LIS;
- Existe uma tendência de aumento dos dados de TD no período de 1960 a 2013, se excluir-se a significativa redução dos dias de tempestades na cidade de Manaus no final da década de 70. Em Belém a tendência é de aumento de TD. Enquanto para as cidades do Nordeste a tendência é de redução de TD;
- Sazonalmente, os dados de TD nas cidades da região Nordeste possuem um aumento do número de TD no verão, com pico no final do verão e começo do outono; enquanto observa-se uma redução de TD no inverno com o mínimo meio da primavera. Na região Norte, Belém apresenta um ciclo sazonal parecido com o da região nordeste, com seu máximo no começo do inverno e o mínimo no final da primavera. Manaus não possui um ciclo bem definido;
- Nas localidades estudadas, a variação anual de TD respondeu às variações da Pressão do Topo das Nuvens, CAPE, Umidade Relativa e a distância da ZCIT à cidade;
- Não foi encontrado nenhum parâmetro meteorológico que sozinho consiga explicar as variações de TD nas cidades estudadas no período de 1960 a 1990, que tenha um coeficiente de confiabilidade (p) menor que 0,01;
- TD na região Norte é bem maior que da região Nordeste, este fato se explica pela menor altura do topo das nuvens, menor CAPE e menor umidade relativas nas cidades do Nordeste comparadas às cidades do Norte;

- Com o agrupamento das 5 cidades em 3 regiões, e a utilização de Regressão Linear Multivariável (RLMV) para operar os dez parâmetros meteorológicos com significado físico na formação de tempestades, conseguiu-se simular satisfatoriamente os dias de tempestades por ano das cidades no período de 1960 a 1990 para os dois cenários do *downscaling* disponibilizado pelo INPE/CPTEC, o primeiro chamado de HIGH que representa o cenário A1B do IPCC e o segundo chamado LOW que representa o cenário B1 do IPCC. Os resultados ultrapassaram as condições estabelecidas de $p < 0,01$ e $r > 0,5$;
- Com a extrapolação da RLMV para o período de 2070–2100, prevê-se que ocorrerá aumento de TD anual em Manaus para os dois cenários, sendo que no Modelo HIGH o aumento é maior que no Modelo LOW. Esse resultado diverge com as previsões de precipitações. Em Fortaleza – Natal ocorrerá diminuição do TD anual, sendo que o Modelo HIGH prevê a completa inexistência de tempestades durante o período de 30 anos. Esse resultado é compatível com as previsões de precipitações. Em Belém - São Luís ocorrerá à diminuição de TD anual para o Modelo HIGH (que é compatível com as previsões de precipitação) e um aumento para o Modelo LOW (que diverge com as previsões de precipitação). Essa grande variação em Belém - São Luís foi causada pela grande diferença do parâmetro ZCIT entre os dois cenários;
- Conclui-se que podem existir três possíveis causas na divergência dos resultados de TD com as previsões de precipitações:
 1. Haverá no futuro menos tempestades, com a mesma intensidade, porém mais dispersas ao longo do ano;
 2. Um maior ou igual número de tempestades ocorrerá, porém serão mais fracas (com índices pluviométricos menores), e mais dispersas ao longo do ano;

3. A existência de incertezas nos modelos climáticos devido a efeitos não considerados, tais como: efeito do vapor de água com gás de efeito estufa, o efeito de aerossóis como núcleos de condensação e de congelamento, o efeito dos aerossóis como refletor da radiação solar, o efeito da cobertura das nuvens , entre outros.

Por se tratar de um trabalho inédito acredita-se que vários outros deverão se seguir para complementá-lo e expandi-lo, dentre eles destaca-se:

- Utilização de outros métodos de comparação entre os parâmetros meteorológicos e TD, no lugar de Regressão Linear Multivariável;
- Expansão da metodologia utilizada para mais cidades brasileiras;
- Buscar outros modelos climáticos e utilizando-se da mesma metodologia para se comparar os resultados;
- Encontrar uma explicação científica para a anomalia encontrada em Manaus em 1978;
- Buscar identificar a existência do "*lag*", encontrado entre as variações sazonais de Belém e Manaus, e encontrar uma explicação científica para o ocorrido;
- Verificar novos parâmetros que possam ser calculados a partir dos parâmetros de saída do *downscaling*.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHRENS, C.D. **Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere**. Belmont, EUA: Brooks/Cole, 2007. 528 p.
- ALMEIDA, A.C.; et al. Cloud-to ground lightning observations over the eastern Amazon Region. **Atmospheric Research**, n.117, p.86-90, 2012.
- ALMEIDA, A.C.; et al. Lightning characteristics associated to severe rainfall events, around Belém-PA-Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON LIGHTNING PROTECTION, 9., 2007, Foz do Iguaçu. **Proceedings...** São Paulo: SIPDA/USP, 2007.
- ALVES, J.M.B.; REPELLI, C.A. As chuvas na Bacia Amazônica e a temperatura dos oceanos adjacentes. In: CBMet, 8, e, Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorologia, 2, 1994, Belo Horizonte, **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1994, v.2, p.114-118.
- AMBRIZZI, T., ROCHA, R., MARENGO, J.A., PISNITCHENKO, I., ALVES, L.M., **Cenários regionalizados de clima no Brasil para o Século XX I: Projeções de clima usando três modelos regionais. Relatório 3.** Brasília: MINISTERIO DO MEIO AMBIENTE - MMA, SECRETARIA DE BIODIVERSIDADE E FLORESTAS – SBF, DIRETORIA DE CONSERVACAO DA BIODIVERSIDADE – DCBio Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade - Subprojeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XX I. Fevereiro de 2007.
- ANDERSON, R.B.; ERIKSSON, A.J.; KRÖNINGER, H.; MEAL, D.V.; SMITH, M.A. LIGHTNING AND THUNDERSTORM PARAMETERS. **I.E.E. Conf. Publ.**, n.236, 1984.
- ANTHES, R.A. **Meteorology**. 7. ed. Prentice Hall, 1996. 214p. ISBN-10: 0132310449.

AVILA, E.A.; PEREYRA, R.G. Charge transfer during Crysta-Graupel Collisions for two different cloud droplet size distributions. **Geophysical Research Letters**. v.27, i.23, p.3837-3840, 2000.

BETTS, A.K.; MILLER, M.T. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column test GATE wave, BOMEX, and Arctic air-mass data. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v.112, p.693-703, 1986.

BETZ, H.D.; SHUMANN, U.; LAROCHE, P. **Lightning: principles, instruments and applications**. Germany: Springer, 2009. 641 p. ISBN: 978-1-4020-9078-3.

BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes**. Oxford: University Press, 1993. 594 p. v. 2.

BOORMAN, P.; JENKINS, G.; MURPHY, J.; BURGESS, K. Future changes in lightning from the UKCP09 ensemble of regional climate model projections. Exeter: UK Climate Projections, 2010. UKCP09 technical note
BROOKS, H. E.; DOSWELL, C. A. Some aspects of the international climatology of tornadoes by damage classification. **Atmos. Res.**, v. 56, p. 191-201, 2001.

BROOKS, H. E. Severe thunderstorm climatology: what we can know. In: CONFERENCE ON SEVERE LOCAL STORMS, 20., 2000. Orlando. **Preprints...** Orlando, Florida: American Meteorological Society, 2000. p.126-129.

BROOKS, H.; CRAVEN, J. P. A database of proximity soundings for significant severe thunderstorms, 1957-1993. In: CONFERENCE ON SEVERE LOCAL STORMS, 2002, **Preprints...** San Antonio, Texas, American Meteorological Society, 2002. p. 639-642.

BROOKS, I.M.; SAUNDERS, C.P.R. An experimental investigation of the inductive mechanism of thunderstorm electrification. **Journal of Geophysical Research**, v.99, (d5), p.10627-10632, 1994.

BYERS, H.R.; BRAHAM, R.R., **The thunderstorm**. Wahington, D.C.: U.S.Government Printing Office, 1949, 287p.

EMERSIC, C. **Investigations into thunderstorm electrification processes**. PhD Thesis, The University of Manchester, UK, 2006.

CARMO, A.M.C. **Os storm tracks no Hemisfério Sul**. 2002. 125P. (INPE-11585-TDI/962). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002. Disponível em:<http://urlib.ne/sid.inpe.br/jeferson/2005/01.25.16.05>. Acesso em 16 maio 2014.

CAVALCANTE, I.F.; FERREIRA, N.J.; DIAS, M.A.F.S. **Tempo e clima no Brasil**, Oficina de Textos, São Paulo, 2009. 430p. ISBN 9788586238925.

CHALMERS, J.A. **Atmospheric electricity**. Oxford: Pergamon Press, , 1963. 515p.

CHANGNON JR., S.A.; HSU, C.F. **Temporal distribuions of global thunder days**. Illinois: State Water Survey division, 1984. SWS Contract Report, n.337.

CHANGNON, S.A.; SONKA, S.; HOFING, S. Assessing climate information use in agribusiness. Part 1: Actual and potential use and impediments to use. **Journal of Climate**, p.757-765, 1988.

CHANGNON, S.A. The past and future of climate-related services in the United States. **Journal of Service Climatology**, v.1, n.1, p.1-7, 2007.

CHEN, S.M.; FAN, L.M. Lightning data observed with lightning location system inGuang-Dong Province. China, **IEEE Transactions on Power Delivery**, v.18, n.3, p. 1148-1153, 2004.

CHOU, S.C.; MARENGO, J.A.; LYRA, A.; SUEIRO, G.; PESQUERO, J.; ALVES, L.M.; KAY, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D.; GOMES, J.L.; BUSTAMANTE, J.; TAVARES, P. Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs. **Climate Dynamics**. v. 38, n. 3, p. 635-653, 2011. DOI 10.1007/s00382-011-1002-8.

CHOU, S. C.; BUSTAMANTE, J.; GOMES, J. L. Evaluation of Eta model seasonal precipitation forecasts over South America. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 12, p. 537-555, 2005.

CHOU, S.C.; NOBRE,P. Avaliação de modelos globais e regionais climáticos. In: **Painel Brasileiro De Mudanças Climáticas (PBMC-GT1)**, 2011. v.1.

CHOU, S. C.; NUNES, A. M. B.; CAVALCANTI, I. F. A. Extended range forecasts over South America using the regional Eta Model. **J. Geophys. Res.**, v.105, n. D8, 10 147-10 160, 2000.

CHOU, S. C.; TANAJURA, C. A. S.; XUE, Y.; NOBRE, C. A. Simulations with the Coupled Eta/SSiB Model over South America. **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. D20, art. 8088, 2002. doi:10.1029/2000JD000270

CHRISTIAN, H.J.; BLAKESLEE, R.J.; GOODMAN S.J. The Detection of Lightning from Geostationary Orbit. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, p.13,329-13,337, 1989.

CLEAVELAND, M.D.; DUVICK, D.N. Iowa climate reconstructed from tree rings. **Water Resources Research**, v.28, n.10, p.2607-2615, 1992.

CLEAVELAND, M.K.; STAHL, D.W. Tree ring analysis of surplus and deficit runoff in the White River, Arkansas. **Water Resources Research**, v.25, n.6, p.1391-1401, 1989.

COUTINHO, M.D.L.; GAN, M.A.; RAO, V.B. MÉTODO OBJETIVO DE IDENTIFICAÇÃO DOS VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS NA REGIÃO TROPICAL SUL: VALIDAÇÃO. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.3, p.311-323, 2010.

COTTON, W.R.; ANTHES, R.A. **Storm and cloud dynamics**. San Diego, USA: Academic Press, 1989. ISBN 0 12 192530 7. 883p. International Geophysics Series, v.44.

DA ROCHA, R.P.; MORALES, C.A.; CUADRA, S.V.; AMBRIZZI T. Precipitation diurnal cycle and summer climatology Assessment over South America: an evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. **J Geophys Res**, v.114:D10108. , 2009. doi: 10.1029/2008JD010212.

DEPASSE, P. Lightning acoustic signature. **J. Geophys. Res.**, v.99:5, p.933-940, 1994.

DIENDORF, G. Lightning properties derived from lightning location systems and tower measurements. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ELECTROMAGNETIC INTERFERENCE AND COMPATIBILITY (INCEMIC), 9, Bangalore, Feb, 2006. **Proceedings...** Bangalore, India, 2006.

DOSWELL, C. A.; BROOKS, H. E.; KAY, M. P. Climatological estimates of daily local nontornadic severe thunderstorm probability for the United States. **Wea. Forecasting**, v.20, p.577-595, 2005.

DOTZEK, N.; GRISSER, J.; BROOKS H. E. Statistical modeling of tornado intensity distributions. **Atmos. Res.**, v. 67-68, p. 163-187, 2003.

EMERSIC, C. **Investigation into thunderstorm electrification processes**. Ph.D., Physics and Astronomy, Manchester UK, University of Manchester, 2006.

ENFIELD, D.B.; NUÑES, A.M.M.; MAYER, D.A.; SERRANO, L.C. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? **Journal of Geophysical Research**, v.104, i.C4, p.7841-7848, 1998.

ESTIENNE, P.; GODARD, A. **Climatologie**. Paris: Armand Colin, 1970.

FARIAS, W.R.G.; CORREIA, M.F. DESCARGAS ATMOSFÉRICAS E INTERRUPÇÕES DE ENERGIA ELÉTRICA NA ÁREA DA CHESF: RELAÇÃO COM VARIÁVEIS ATMOSFÉRICAS EM ANOS DE EL NIÑO E LA NIÑA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n3, p.270-281, 2008.

FELS, S. B.; SCHWARZTKOPF, M.D. The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. **J. Atmos. Sci.**, v.32, p.1475–1488, 1975.

FERNANDEZ, J.P.R.; FRANCHITO, S.H.; RAO, V.B. Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models Part I Mean climatology. **Theor. Appl. Climatol.**, v.86, p.243-256, 2006.

FERREIRA, A.G. **Meteorologia prática**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010. ISBN:858623852X.

FERREIRA, M.C.A. Análise de dados de descargas atmosféricas obtidas por satélites. In: SEMINÁRIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DO INPE (SICINPE), 2009, São José dos Campos. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p.35. CD-ROM. (INPE-16421-PRE/10999).

FEUERSTEIN, B.; DOTZEK, N.; GRIESER, J. Assessing a tornado climatology from global tornado intensity distributions. **J. Climate**, v.18, p.585-596. 2005.

FOWLER, H. J.; BLENKINSOP, A.S.; TEBALDI, C. Linking climate change modeling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modeling. **Int. J. Climatol.**, v.27, p. 1547-1578, DOI: 10.1002/joc.1556, 2007.

GAN, M.A.; KOUSKY, V.E.; ROPELEWSKI, C.F. The South America Circulation and Its Relationship over Rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v.17, p. 47-66. 2004.

GARCIA, O. **Atlas of highly reflective clouds for the global tropics: 1971-1983.** Boulder, Colorado: U.S. Dept. of Commerce, NOAA, Environmental Research Lab., 1985. 365p.

GLAHN, H. R.; LOWRY D. L. The use of Model Output Statistics (MOS) in Objective the tornado nature's ultimate windstorm Weather Forecasting. **Journal Applied Meteorology**, v. 11, n. 8, p. 1203 – 1211, Dec. 1972.

GONCALVES, A. R.; PES, M. P.; PEREIRA, E. B.; MARTINS, F. R.; CRUZ SEGUNDO, E. I.; LYRA, A. A. Statistical downscaling of Eta-HadCM3 climate model for near surface wind assessment in Brazil. **Eos Trans. AGU**, v. 91, n26, 2010. Meet. Am. Suppl., Abstract GC21A-05, 2010.

GRAUMLICH, L. J. Precipitation variation in the Pacific Northwest (1675-1975) as reconstructed from tree rings. **Annals of the Association of American Geographers**, v.77, n.1, p.19-79, 1987.

GRAZULIS, T. P. **Significant tornadoes, 1680-1991.** Vermont: Environmental Films, p.1326, 1993. ISBN 101879362031.

GRAZULIS, T.P., **The tornado: nature's ultimate windstorm.** Norman: University of Oklahoma Press, p.324, 2003. ISBN 0-8061-3538-7.

HASTENRATH, S.; GREISCHAR, L. Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Geophys. Res.**, v.98, n.D3, p. 5093-5102, 1993.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in north-east Brazil. **Quart. J. R. Meteor. Soc.**, v.110, p.411-425, 1977.

HASTENRATH, S. On modes of tropical circulation and climate anomalies. **Journal Atmos. Sci.**, v.35, p.2222-2231, 1978.

HASTENRATH, S. Variations in low-latitude circulation and extreme climatic events in the tropical Americas. **Journal Atmos. Sci.**, v.23, p. 202-215, 1976.

HOLTON, J.R. **An introduction to dynamic meteorology**. 4. ed. San Diego: Elsevier Academic Press, 2004, 535 p.. ISBN: 10 0123540151.

HOUZE, R. A. **Cloud dynamics**. Oxford: Academic Press, 1993, 573 p.. ISBN: 978-0-12-374266-7.

IBGE Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Atlas do censo 2010**. Brasília, 2010.

ILLINGWORTH, A.; CARANTI, J. Ice conductivity restraints on the inductive theory of thunderstorm electrification. **Journal of Geophysical Research**, v.90, n. D4, p. 6033-6039, 1985.

YANITOV, I.M.; SHIFRIN, K .S. Present state of research on atmospheric electricity. **Soviet Physics Uspekhi**, v.5, n.2, p.593-642, 1962.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHENGE (IPCC). **Climate change 2001: the scientific basis-contribution of working group 1 to the IPCC third assessment report**. Cambridge Univ. Press. 2001a.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability-Contribution of Working Group 2 to the IPCC Third Assessment Report**. Cambridge Univ. Press. 2001b.

IRIBARNE, J.V.; CHO, H.R. **Atmospheric physics**. Dordrecht: D. Reidel Publishing Company, p.214, 1980. ISBN: 978-94-009-8954-2.

JANJIC, Z. I. The step-mountain Eta/CPTEC coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Mon. Wea. Rev.**, v.122, p.927–945, 1994.

JAYARATNE, E.R. **Laboratory studies of thunderstorm electrification**. 1981. Ph. D. – University of Manchester, Manchester, UK, 1981.

JAYARATNE, E.R.; SAUNDERS, C.P.R.; HALLETT, J. Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, n.109, p.609-630, 1983.

JAYARATNE, R. Thunderstorm electrification mechanisms. In: COORAY, 5. (ed.). **The lightning flash**. London: The Institution of Electrical Engineers, 2003. p.17-40.

JONES, R.; NOGUER, M.; HASSELL, D.; HUDSON, D.; WILSON, S.; JENKINS, G.; MITCHELL, J. **Generating high resolution climate change scenarios using precis**. Exeter, UK: Met. Office Hadley Center, 2004. 40 p.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K.C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 437-471, 1996.

KARL, T.R.; WANG, W.C.; SCHLESINGER, M.E.; KNIGHT, R.W.; PORTMAN, D. A Method of relating general circulation model simulated climate to the observed local climate. Part I: Seasonal Statistics. **Journal of Climate**, v.3, p.1053-1079, 1989.

KOLOKOLOV, V.P.; PAVLOVA, G.P. Relations between some thunderstorm parameters. In: **Trudy GGO, n. 277**, studies in atmospheric electricity. Leningrad, USSR: Gidrometeoizdat, 1972. (English translation, Jerusalem, 1974, p.33-35).

KREHBIEL, P.R. The electrical structure of thunderstorms. In: National Research Council. **The earth's electrical environment**. Washington, D.C.: National Academy Press, 1986. 279 p. ISBN 0-309-036880-1.

KULESHOV, Y.; JAYARATNE, E.R. Estimates of lightning ground flash density in Australia and its relationship to thunder-days, **Aust. Meteorol. Mag.**, v.53, p.189-196, 2004.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **J. Atmos. Sci.**, v.31, p.118-131, 1974.

LARROZA, E.G. **Caracterização das nuvens cirrus na região metropolitana de São Paulo (RMSP) com a técnica de LIDAR de retroespalhamento elástico**. 2011. Tese (Doutorado em Tecnologia Nuclear - Materiais) - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/85/85134/tde-19122011-153154/>>. Acesso em: 25/07/2013.

LEAN, J.L.; RIND, D.H. How natural and anthropogenic influences alter global and regional surface temperatures: 1889 to 2006. **Geophysical Research Letters**, v.35, p.18701-18706, 2008.

LEAN, J.L.; RIND, D.H. How will Earth's surface temperature change in future decades? **Geophysical Research Letters**, v.36, p.15708-15712, 2009.

MACGORMAN, D.R.; Rust, W.D. **The electrical nature of storms**. New York: Oxford University Press, 1998, p.432, ISBN 0195073371..

MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T. Use of regional climate models in impacts assessments and adaptations studies from continental to regional and local scales. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 8. (ICSHMO), 2006, Foz do Iguaçu. **Proceedings...** 2006. p. 291-296. CD-ROM; On-line. (INPE-13894-PRE/9075). Disponível em: <http://urlib.net/cptec.inpe.br/adm_conf/2005/10.31.13.01>. Acesso em: 15/07/2013.

MARENGO, J.A.; et al. Caracterização do clima no século XX e cenários climáticos no Brasil e na América do Sul para o século XXI derivados dos modelos de clima do IPCC, **Relatório no.1:** Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI, Ministério do Meio Ambiente / Secretaria de Biodiversidade e Florestas / Diretoria de Conservação da Biodiversidade, CPTEC/INPE, São Paulo, Brasil, p.230, 2007.

MARENGO, J.A. Mudanças Climáticas Globais e seus Efeitos sobre a Biodiversidade: Caracterização do Clima Atual e Definição das Alterações Climáticas para o Território Brasileiro ao Longo do Século XXI, **Série Biodiversidade**, 26, Brasília: Ministério do Meio-Ambiente / Secretaria de Biodiversidade e Florestas, p.212, 2007. ISBN 85-7738-038-6

MARENGO, J; S C CHOU; G KAY; L M ALVES; J F PESQUERO; W R SOARES; D C SANTOS, B.S.; A LYRA, M. S.; G SUEIRO; R BETTS; D CHAGAS, M. S.; J GOMES; J BUSTAMANTE; P TAVARES. Development of regional future climate

change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: Climatology and regional analyses for the Amazon, Sao Francisco and the Parana River Basins. **Climate Dynamics**, v. 38, n. 9-10, p. 1829-1848, 2012.
doi: <[10.1007/s00382-011-1155-5](https://doi.org/10.1007/s00382-011-1155-5)>.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Rev. Geophys. Space Phys.**, v.20, p.851–875, 1982.

MENDES, D.; MARENGO, J. Temporal downscaling: a comparison between artificial neural network and autocorrelation techniques over the Amazon Basin in present and future climate change scenarios. **Theoretical and Applied Climatology**. p.121-134, 2009.

MENDES, D.; MARENGO, J.; MESQUITA, M. Meteorological downscaling methods with artificial neural network models. **Atmospheric Sciences Newsletter**, v.3, p.3-4, 2009.

MENDES, D; MARENGO, J A. Temporal downscaling: a comparison between artificial neural network and autocorrelation techniques over the Amazon Basin in present and future climate change scenarios. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 100, n. 3-4, p. 121-134, 2009.

MENDONÇA R.; OLIVEIRA, D.I.M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos. 2009. p.208. ISBN 9788586238543.

MENENDEZ, C. G.; A. C. SAULO, Z. X. Li. Simulation of South American wintertime climate with a nesting system. **Climate Dynamics**, v.17, p.219-231, 2001.

MESINGER, F.; JANGIC, Z.I.; NICKOVIC, S.; GARILOV, D.; DEAVEN, D.G. The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of Alpine lee

cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment. **Mon. Wea. Rev.**, v.116, p.1493–1518, 1988.

MICHAELSEN, J. Long-period fluctuations in El Nino amplitude and frequency reconstructed from tree-rings. **Geophysical Monograph**, v.55, p.69-74, 1989.

MISRA, V.; DIRMEYER, P. A.; KIRTMAN, B. P.; JUANG, H.-M. H.; KANAMITSU, M. Regional simulation of interannual variability over South America. **Journal Geophysical Research**, v. 107, n. D20, doi:10.1029/2001JD900216, 2002.

MOURA, A.D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Boston, v.38, p.2653-2675, 1981.

MURPHY, J. An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate. **Journal of Climate**, v. 12, n. 8, p. 2256-2284, 1999.

NAMIAS, J. Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil. **Tellus**, v.24, p.336-342. 1972.

NASCIMENTO, E.L. **Previsão de tempestades convectivas severas: teoria e aplicações básicas**. Curitiba: Instituto Tecnológico SIMEPAR, 2006. p.40.

NECHET, D. Variabilidade Diurna de trovoadas em Belém-PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 6., 1990, Salvador. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1990, p. 393-396.

NECHET, D. Variabilidade Diurna de Precipitação e de trovoadas em Manaus-AM, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 7., 1992, São Paulo. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1992. v.1, p.243-247.

NECHET, D. Dias de Trovoadas na Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8., Belo Horizonte. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1994. v.1, p.180-183.

NECHET, D. Variabilidade Diurna de Precipitação e de Trovoadas em São Luís-MA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9., 1996, Campos do Jordão. **Anais...** Rio de Janeiro: SbMet, 1996. v. 1, p. 172-176.

NICOLINI, M.; SALIO, P.; KATZFEY, J. J.; MCGREGOR, J. L.; SAULO, A. C. January and July regional climate simulation over South American. **J. Geophys. Res.**, v.107, n.D22, p.4637, 2002.

NOBRE, P.; MALAGUTTI, M. Uma avaliação do modelo de circulação geral do CPTEC para estudos de modelagem acoplada oceano-atmosfera. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2004. CD-ROM. (INPE-12075-PRE/7421).

NOBRE, P.; MOURA, A. D.; SUN, L. Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Northeast Brazil with ECHAM3 and NCEP's Regional Spectral Models at IRI, **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v.82, n.12, p.2787-2796, 2001.

NOBRE, P. **On the Genesis of anomalous SST and rainfall patterns over the tropical Atlantic Basin.** 1993. PhD (Physics) – University of Maryland at College Park, 1993.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America, **J. Climate**, v.9, p.2464-2479, 1996.

MOUFOUMA-OKIA, W.M.; JONES, R. **Downscaling ability of the HadRM3P modelo ver North America.** Met Office. Crown copyright. 2009. 20 p.

OLIVEIRA, L. L.; VIANELLO, R. L.; FERREIRA, N. J. **Meteorologia fundamental**. Erechin: EdiFAPES, 2001. 432 p. ISBN 85-88565-37-4. (INPE-9882-RPE/743).

PESQUERO, J. F. **Balço de umidade na região do sistema de monção da América do Sul em cenários climáticos futuros (2071-2100) utilizando o modelo ETA: um estudo de modelagem**. 2009. 204 p. (INPE-16602-TDI/1588). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/35T9LEL>>. Acesso em: 01/12/2013.

PESQUERO, J.; CHOU, S.C.; NOBRE, C.A.; MARENGO, J.A.; Climate downscaling over South America for 1961-1970 using the Eta Model. **Theor Appl Climatol**. doi:10.1007/s00704-009-0123-z. 2009.

PINTO, I.R.C.A. **Estudos sobre campos elétricos e condutividade associados a nuvens eletrificadas na região da América do Sul**. 1987. 129p. Tese (Doutorado em Ciência Espacial). INPE, São José dos Campos, SP: INPE, 1988. p.129. (INPE-4487-TDL/325).

PINTO JR., O. **Lightning in the tropics** – from a source of fire to a monitoring system of climatic changes. New York: Nova Science Publisher Inc, 2009. p.109. ISBN 1607417642.

PINTO JR., O.; PINTO, I.R.C.A. **Tempestades e relâmpagos no Brasil**. São José dos Campos, SP: INPE, 2000. p.196. ISBN 85-901719-1-4.

PINTO JR., O.; PINTO, I.R.C.A. On the sensitivity of cloud-to-ground lightning activity to surface air temperature changes at different timescales in São Paulo, Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v.113, D20123, doi:10.1029/2008JD009841, 2008.

PINTO JR., O.; NACCARATO, K.P.; CAMPINHO, C. A new methodology to estimate cloud-to-ground lightning flash density in Brazil to support performance analyses of

electrical system. In: GROUND'2008. 3 LPE, 2008, Florianópolis. **Proceedings...** 2008. v.1, p.33-38. ISBN 19832184.

PISNICHENKO I.A.; TARASOVA T.A. The climate version of the Eta regional forecast model. II. Evaluation of the Eta CCS model performance against reanalysis data and surface observations. **Atmospheric and Oceanic Physics**, 2009.

PRENTICE, S.A. Frequency of lightning discharges. In: GOLDE, R.H. (ed.). **Lightning, vol. 1, physics of lightning**, New York: Academic Press, 1977. p. 465-495.

RAKOV, V.A.; UMAN, M.A. **Lightning: physics and effects**. Cambridge: University press, 2005. ISBN 0521583276, 2005. 687p.

RAMOS, A.M. **Desagregação espacial da precipitação simulada por modelos atmosféricos no Nordeste do Brasil**. 2000. 106p. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Recursos Hídricos). Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, PB, 2000.

REBOITA, M.S.; GAN, M.A.; ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T. REGIMES DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL: UMA REVISÃO BIBLIOGRÁFICA, **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, p.185-204, 2010.

REYNOLDS, S.E.; BROOK, M. Correlation of the initial electric field and the radar echo in thunderstorms. **Journal of Meteorology**, v.13, i.4, p.376-380, 1956.

ROBERTSON, A. W.; KIRSHNER, S; SMYTH, P. Downscaling of daily rainfall occurrence over Northeast Brazil using a Hidden Markov Model. **Journal of Climate**, v.17, p.4407-4424, 2004.

ROSÁRIO, N.; NOBRE, P.; MELO, A.B.C. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico: um estudo comparativo entre simulações do MGCA CPTEC/COLA,

obeserções e reanálises do NCEP, **Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, INPE/CPTEC, Set. 2003. (INPE-10658-PRE/6120).

RUST, W.D.; MARSHALL, T.C. On abandoning the thunderstorm tripole-charge paradigm. **Journal of Geophysical Research**. v. 101, p. 23499-23504, 1996.

SAUNDERS, C. Charge separation mechanisms in clouds. **Space Science Reviews**, v. 137, p.335-353, 2008. DOI: 10.1007/s11214-008-9345-0.

SHINDO, T.; YOKOYAMA, S., Lightning occurrence data observed with lightning location system in Japan: 1992-1995. **IEEE Transactions on Power Delivery**, v.13, p.1468-1474, 1998.

SILVA, M.A.V. **Meteorologia e climatologia**. Brasília: Instituto Nacional de Meteorologia. 515 p., 2000.

SNELL, S.; GOPAL S.; KAUFMANN R. Spatial interpolation of surface air temperature using artificial neural networks: evaluating their use for downscaling GCMs. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 886 – 895, March 2000.

SORIANO, L.V.R.; DE PABLO, F.; DIEZ, E.L.G. Meteorological and geo-orographical relationships with lightning activity in Castilla-Leon Spain, **Meteorol. Appl.**, n.8, p.169-175, 2001.

SOUZA, E.B.; NOBRE, P.UMA REVISÃO SOBRE O PADRÃO DE DIPOLO NO ATLÂNTICO TROPICAL. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.13, p.31-44, 1998.

SOUZA, E.B. **Um estudo observacional sobre o Padrão de Dipolo de anomalias de temperatura de superfície do mar no Oceano Atlântico Tropical**. 1997. 138p. (INPE-6392-TDI/608). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1997.

STANDLER, R.B.; WINN, W.P. Effects of coroneae on electric field beneath thunderstorm. **Q. J. R. Meteorol. Soc.** v.105, p.285-302, 1979.

STOLZENBURG, M.; RUST, W. D.; MARSHALL, T. C. Electrical structure in thunderstorm convective regions - 2. Isolated storms. **Journal of Geophysical Research- Atmospheres**, v. 103, n.D12, p. 14079-14096, June 1998.

TARBUCK, E.J.; LUTGENS. F.K. **Earth**: an introduction to physical geology. New York: Peason Press, 2006. 912p. ISBN 0321814061.

TORRES, H.S. Parâmetros del rayo para norma colombiana. **Primeira Jornada Técnica IEEE del oriente colombiano**- UIS, Bucaramanga, Colômbia, 2005.

UVO, C.R.B.; NOBRE, C.A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte I: A Posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. **Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v.4, n.7, p.34-40, 1989.

VALVERDE, M. C.; MARENGO, J. Mudanças na Circulação Atmosférica sobre a America do Sul para cenários futuros de clima projetados pelos modelos globais do IPCC AR4. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, p.125-145, 2010.

VALVERDE, M.C.; FERREIRA, N. J.; VELHO, H.J. Artificial neural network technique for rainfall forecasting applied to the São Paulo region. **Journal of Hydrology** (Amsterdam), v. 30, n.1-4, p. 146-162, 2005.

VALVERDE, M.C.; FERREIRA, N. J. Linear and nonlinear statistical downscaling for rainfall forecasting over Southeastern Brazil. **Weather and Forecasting**, v.21, n.6, p.969-989, 2006.

VERBOUT, S. M.; BROOKS, H. E.; LESLIE, L. M.; SCHULTZ, D. M. Comparing daily U.S. tornado reports over the period 1954-2003. **Wea. Forecasting**, 2006.

VERKEMO, M. C.; AGUIAR, S. **Análise de regressão**: como entender o relacionamento entre as variáveis de um processo. Belo Horizonte: Editora Azul, Computação Gráfica Ltda, 1996.

VONNEGUT, B. Possible mechanism for the formation of thunderstorm electricity. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.34, p.378-381, 1953.

VRAC, M; STEIN, M. L.; HAY h OE, K.; LIANG, x-Z. A general method for validating statistical downscaling methods under future climate change. **Geophysical Research Letters**, v. 34, 2007. doi:10.1029/2007GL030295.

WAGNER, R.G. Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic, **J. Climate**, v.9, p.2010-2019, 1996.

WALISER, D.E.; GAUTIER, C. A Satellite-derived climatology of the ITCZ, **Journal of Climate**, v.6, p. 2162-2174, 1993.

WALLACE, J.M.; HOBBS, P.V. **Atmospheric science**, University of Washington, Elsevier, 2006.

WILBY, R. L. **Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods**. Available on line at: http://www.ipcc-data.org/guidelines/dgm_no2_v1_09_2004.pdf.

WILLIAMS, E.R. The electrification of thunderstorms, **Scientific American**, v.259, n.5, p.48-65, 1988.

WILLIAMS, E.; RENNO, N. An Analysis of the Conditional Instability of the Tropical Atmosphere. **Monthly Weather Review**, v.121, p.21-36, 1993.

WILLIAMS, E.R.; STANFILL, S. The physical origin of the land-ocean contrast in lightning activity. **Comptes Rendus Physique**. v.3, n.10, p.1277-1292, 2002.

WILLIAMS, E.R.; MUSHTAK, V.C., BOCCIPPIO, D.J. Anotehr look at the dependence of lightning flash rate on the temperature of boundary layer air in the present climate. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY, 2003, Versailles. **Proccedings...** Versailles, França, 2003.

WILLIAMS, E.R. Lightning and climate: a review, **Atmospheric Research**, v.76, p.272-287, 2005.

WILSON, C.T.R., Some thundercloud problems. **Journal of the Franklin Institute**, v.208, p.1-12, 1929.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. (WMO)

<http://www.worldweather.org/136/c01082.htm>, acesso em 10 de agosto de 2013.

WORMELL, T.W. Atmospheric electricity: some recent trends and problems. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. n.79, p.249, 1953.

ZIEGLER, C.L.; MACGORMAN, D.R. Observed Lightning morphology relative to modeled space charge and electric field distributions in a tornadic storm. **Journal of the Atmospheric Sciences**, n.51, p. 833-851, 1994.

ZORITA, E.; VON STORCH, H. The analog method as a simple statistical downscaling technique: Comparison with more complicated methods. **J. Clim.**, v.12, p.2474-2489, 1999.

ANEXO I

XIV International Conference on Atmospheric Electricity, August 08-12, 2011, Rio de Janeiro, Brazil

About the variations of thunderstorm days over the city of Belém, located near the equator, in the last 50 years

A.B. Sales¹, O. Pinto Jr.,¹ I.R.C.A. Pinto¹

1. National Institute of Space Research – INPE
S.J. Campos, São Paulo, 12227-010, Brazil

ABSTRACT: Belém is the capital of the state of Pará, in the North region of Brazil. It is located at 1°27'S 48°30' W, near to the equator. The thunderstorm activity in this region receives direct influence of global climatological parameters like ENSO (El Niño Southern Oscillation) and Tropical Atlantic Dipole. It may be also influenced by variations in solar activity, large scale volcanic eruptions, anthropogenic activity (Greenhouse Gases GHG), PDO (Pacific Decadal Oscillation), QBO (Quasi-biennial oscillation), average global air temperature (from Climatic Research Unit), and local air temperature. To find the relative influence of these parameters on atmospheric electrical activity in Belém, thunderstorm days (TD), also called keraunic level, records were used. The TD observations began in the 1950s and continued until nowadays allowing a robust statistical multivariate regression of the keraunic level in the city with respect to these parameters. Preliminary results show a positive trend of TD over the period that is correlated mainly with anthropogenic activity, followed by temperature of the city, ENSO and average global temperature. The monthly average TD presents its maximum in autumn and minimum in spring, while the monthly average air temperature of the city has a maximum in spring and minimum in summer. It was also found a strong (weak) trend to observe high TD in summer (winter) in La Niña events as compared to El Niño events.

1. INTRODUCTION

The damage caused by lightning is evident in Brazil cities. Pinto Jr. [2005] estimated that the damage caused by lightning is approximately US\$ 300 million each year. This was one of the motivations to study the influence of climatic variations in atmospheric electricity.

According to the IPCC [2007], the projected temperature increase is of 1° to 4°C in the XXI century, mainly due to the increased concentration of greenhouse gases. Thus, is it possible to project the variation of thunderstorm days in Belém in the future?

Thunderstorm days (TD) serve as tool to analyze the behavior of the global electric circuit [Molinié and Pontikis, 1995]. For this reason, they were studied in several regions of the globe, aiming to classify the behavior of lightning.

In the United States, Changnon Jr., [1985, 1988a, 1988b and 2003] mapped the temporal and zonal characteristics of lightning at various stations in the United States based on the values of TD. The author divided the United States in five areas of similarities of thunder events. In Poland, Bielec, Z., [2001], based on 100 years

* Correspondence to:

Anderson Barreira Sales, Centro de Ciência do Sistema Terrestre Division, National Institute of Space Research (INPE), S.J. Campos, SP, 12227-010, Brazil. Email: anderson.sales@dge.inpe.br

of observations correlated TD with precipitation. In China, Zheng et al. [2010] performed climatological analysis using data from various weather stations identifying that thunder occurrences was highest during the 1980s, decreased during the 1990s, and increased slightly afterwards.

In Brazil, Pinto and Pinto [2008] used data from TD and lightning activity in São Paulo to determine an increase in lightning activity with temperature.

If by one side thunder events are used for the analysis of lightning activity, by another side, Lean and Rind [2008, 2009] used the most recently available characterizations of ENSO, volcanic aerosols, solar irradiance and anthropogenic influences, to model the variation of global temperature.

The aim of this study is to compare TD with local and global parameters to find convergences and similarities, drawing and designing a climate evolution in the near future.

2. METHODOLOGY AND DATA

The empirical model is constructed by the characterization of the variables described below, where all variables have the average equals zero, and the standard deviation is one. Then multiple linear regression analysis was performed to best fit the monthly mean thunderstorm days (TD) since 1953 (Figure 1), attributing the relative contribution of each variable:

ANTH: Anthropogenic data are the net effect of 8 components, GHG, land use, snow albedo changes, tropospheric aerosols and others [Hansen et al., 2007];

TCRU: Global temperature constructed by the University of East Anglia Climatic Research Unit [Brohan et al., 2006];

TNA: Tropical North Atlantic Ocean is an indicator of the surface temperatures in the box 55°W - 15°W, 5°N - 25°N [Enfield et al., 1999];

TSA: Tropical South Atlantic Ocean is an indicator of the surface temperatures in the box 30°W - 10°E, 20°S - 0° [Enfield et al., 1999];

PDO: Pacific Decadal Oscillation is defined by the leading principal component of monthly SSTs in the North Pacific poleward of 20°N [Zhang et al. 1997];

TBelém: Mean Monthly Temperature of the military airport in Belém city;

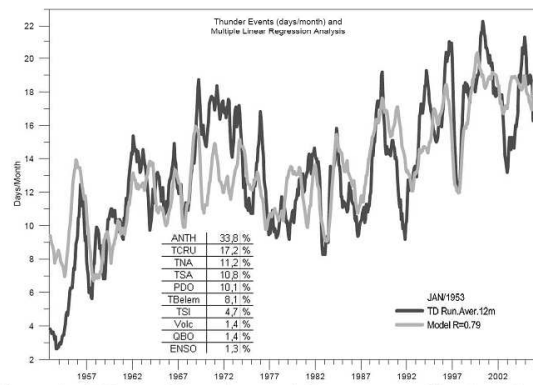


Figure 1 – TD monthly values and the corresponding best fit values obtained from multiple regression for the period from 1953 to 2006.

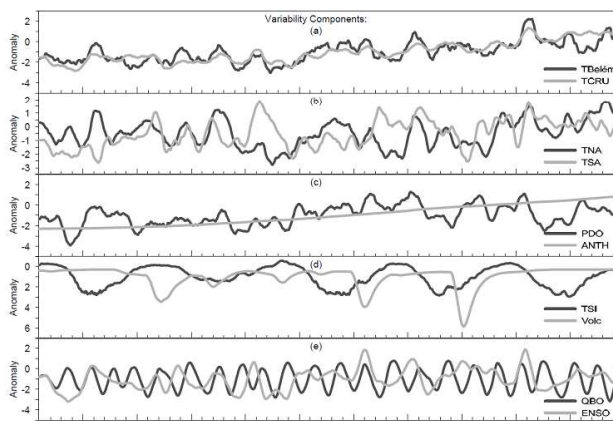


Figure 2 – Anomaly values of the different variables used in the regression in Figure 1.

TSI: Solar data are consistent with IPCC [2007], the monthly irradiance are estimated from competing effects of sunspots and faculae in observations made by space-based radiometers, extended into the past using solar flux transport simulations [Wang et al., 2005].

Volc: Volcanic aerosols in the stratosphere are compiled by Sato et al., [1993] and updated from giss.nasa.gov;

QBO: Quasi-biennial Oscillation are the easterly and westerly phases of stratospheric zonal winds over the Tropics, calculated at PSD (from the zonal average of the 30mb zonal wind at the equator as computed from the NCEP/NCAR Reanalysis);

ENSO: El Niño Southern Oscillation are a weighted average of the main ENSO features contained in sea-level pressure, surface wind, surface sea, air temperature and cloudiness [Wolter and Timlin, 1998].

The average monthly data of each variable is shown in Figure 2.

3. RESULTS

Although the model results in Figure 1 fits quite well

the observations, there are some disagreement in two periods: from 1953 to 1956, when the first observations were done and some variations in the measurement procedure can be expected; and from 1970 to 1975, when it is believed that another factor not listed as an input into the model can be acting.

Figure 2a shows the temperature in Belém and the global temperature. We can observe a good similarity, suggesting a significant influence of global scale in a local scale.

The seasonal means in Figure 3 shows highest TD in May, while the highest temperatures in Belém occur in November with lowest TD.

Finally, the comparison in Figure 4 indicates that in summer (Dec, Jan and Feb) the influence of La Niña is significantly larger than El Niño, while in winter (Jun, Jul and Aug) the difference between El Niño and La Niña is not so significant.

4. CONCLUSIONS

Analyzing the results, it is observed that Belém, a city located in the tropical region, has high values of TD, which can be described as influenced by various factors. The annual variation of local monthly average temperature roughly follows the global temperature. The phenomenon La Niña increases the days of thunderstorms mainly during the summer months.

The methodology presented here should be applied to other cities in the tropical region of Brazil in a near future, contributing to this study.

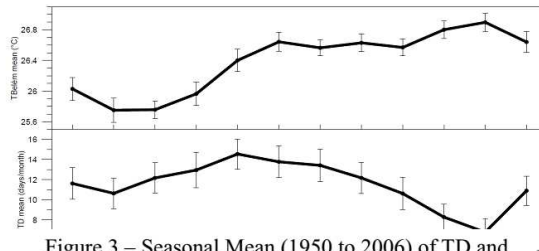


Figure 3 – Seasonal Mean (1950 to 2006) of TD and

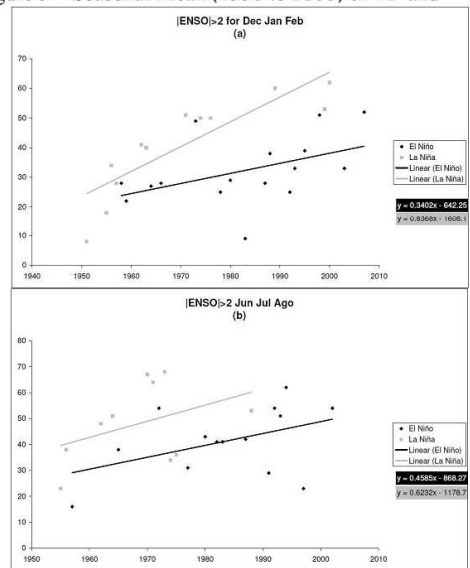


Figure 4 – TD in El Niño and La Niña events,

(a) Summer and (b) Winter.

ACKNOWLEDGMENTS

Appreciated are the efforts of the many scientists like Judith L. Lean and Marco A.S. Ferro, and CNPq for financial support.

REFERENCES

- Bielec Z., Long-term variability of thunderstorms and thunderstorm precipitation occurrence in Cracow, Poland, in the period 1896-1995, *Atmospheric Research*, n56, p. 161-170, 2001.
- Brohan, P., et al., Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes : A new data set from 1850, *Journal of Geophysical Research*, n.111, D12106, 2006.
- Changnon, S.A., Secular variations in thunder-day frequencies in the twentieth century, *Journal of Geophysical Research*, n.90, p. 6181, 1985.
- Changnon, S.A., Climatography of Thunder Events in the Conterminous United States. Part I : Temporal Aspects, *Journal of Climate*, n.1, p.389-398, 1988a.
- Changnon, S.A., Climatography of Thunder Events in the Conterminous United States. Part II : Spatial Aspects, *Journal of Climate*, n.1, p.399-405, 1988b.
- Changnon, S.A., Geographical and Temporal Variations in Thunderstorms in the Contiguous United States during the 20th century, *Physical Geography*, n.24, p. 138-152, 2003.
- Enfield, D.B., et al., How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures?, *Journal of Geophysical Research*, v.104, p.7841-7848, 1999.
- Hansen, J., et al., Climate simulations for 1880-2003 with GISS modelE, *Climate Dynamics*, v.29, p.661-696, 2007.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon et al., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K., 2007.
- Lean, J.L., D.H. Rind, How natural and anthropogenic influences alter global and regional surface temperatures : 1889 to 2006, *Geophysical Research Letters*, V.35, L18701, 2008.
- Lean, J.L., D.H. Rind, How will Earth's surface temperature change in future decades ?, *Geophysical Research Letters*, V.36, L15708, 2009.
- Molinié, J., C.A. Pontikis, A climatological study of tropical thunderstorm clouds and lightning frequencies on the French Guyana coast, *Geophysical Research Letters*, v.22, n.9, p. 1085-1088, 1995.
- Pinto, O., Jr, I.R.C.A. Pinto, *Lightning (in Portuguese)*, 95 pp., Editora Brasiliense, São Paulo, Brazil, 2008.
- Pinto, O., Jr, I.R.C.A. Pinto, On the sensitivity of cloud-to-ground lightning activity to surface air temperature changes at different timescales in São Paulo, Brazil, *Journal of Geophysical Research*, v.113, D20123, 2008.
- Sato, M., et al., Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990, *Journal of Geophysical Research*, n.98, p.22,987-22,994, 1993.
- Wang, Y., et al., Modeling the Sun's magnetic field and irradiance since 1713, *The Astrophysical Journal*, n.625, p.522-538, 2005.
- Wolter, L., M.S. Timlin, Measuring the strength of ENSO – How does 1997/98 rank?, *Weather*, n.53, p.315-324, 1988.
- Zhang, Y., et al., ENSO-like interdecadal variability : 1900-93, *Journal of Climate*, n.10, p.1004-1020, 1997.
- Zheng, L., J. Sun, J. Wei, Thunder Events in China : 1980-2008, *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, n. 4, v. 3, p.181-188, 2010.