

HENDERSON SILVA WANDERLEY

**VARIABILIDADE DO PERFIL VERTICAL DE VAPOR DE ÁGUA NA
TROPOSFERA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2014

Ficha catalográfica preparada pela Seção de Catalogação e Classificação da
Biblioteca Central da UFV

T

W245v Wanderley, Henderson Silva, 1981-
2014 Variabilidade do perfil vertical de vapor de água na troposfera /
Henderson Silva Wanderley. - Viçosa, MG, 2014.
xii, 139f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Orientador: Flávio Barbosa Justino.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Viçosa.
Referências bibliográficas: f.126-139.

1. Efeito estufa (Atmosfera). 2. Mudanças climáticas. I. Universidade
Federal de Viçosa. Departamento de Engenharia Agrícola. Programa de
Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola. II. Título.

CDD 22. ed. 630.2515

HENDERSON SILVA WANDERLEY

**VARIABILIDADE DO PERFIL VERTICAL DE VAPOR DE ÁGUA NA
TROPOSFERA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

APROVADA: 20 de janeiro de 2014.

Welliam Chaves Monteiro da Silva

Carlos Fernando Lemos

Paulo José Hamakawa

Gilberto Chohaku Sedyama
(Coorientador)

Flávio Barbosa Justino
(Orientador)

AGRADECIMENTO

A Deus pela sua fidelidade em minha, pela oportunidade que ELE me concedeu de em terminar o doutorado. A minha esposa Roberta pelo auxílio gramatical na correção desta tese, na coesão e coerência textual e pela compreensão dos anos dedicados ao doutorado. A minha mãe pelo incentivo e força dado nos momento de dificuldades. Aos professores Flávio Justino e Gilberto Sedyama pela orientação no desenvolvimento desta tese. A banca examinadora pelas sugestões e correções dadas. Ao Alex Silva e a Ivon Wilson pela ajuda com a programação. A todos os colegas de cursos.

À FAPEMIG, pelo apoio financeiro por meio do projeto PPM 551-13.

Muito obrigado!

SUMÁRIO

LISTA DE ABREVIACOES E SÍMBOLOS	Pág
LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE TABELA	vi
RESUMO	viii
ABSTRACT	xii
1. INTRODUÇÃO	xiv
2. REVISÃO DE LITERATURA	1
2.1. Composição da Atmosfera	3
2.2. Aumento da Concentração de Vapor de água na Atmosfera	3
2.3. Concentração do Vapor de água na Atmosfera	4
2.4. Feedback do Vapor de água na Atmosfera	6
2.5. Absorção da Radiação na Atmosfera	10
2.6. Homogeneidade e Tendência em Séries Temporais	12
3. MATERIAL E MÉTODOS	19
3.1. Dados Utilizados e área de Estudo	25
3.2. Aquisição e Tratamento dos Dados	25
3.3. Preenchimento de Falhas	31
3.4. Cálculo de Tendência e Homogeneidade	31
4. RESULTADOS E DISCUSSOES	36
4.1. Nível Bórico de 700 hPa	36
4.2. Nível Bórico de 500 hPa	71
4.3. Nível Bórico de 300 hPa	107
CONCLUSOES	125
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	126

LISTA DE ABREVIACÕES E SBOLOS

AB	Alta da Bolívia
E	Leste
e_s	Pressão Parcial de Vapor de gua
EUA	Estados Unidos da América
ENOS	El Niño e Oscilação Sul
GMT	Tempo Médio de Greenwich
HN	Hemisfério Norte
hPa	hectopascal
iid	Independente e Identicamente Distribuída
IPCC	Painel intergovernamental de mudanças climáticas
Lat	Latitude
Long	Longitude
mb	milibar
N	Norte
NAO	Oscilação do Atlântico Norte
OA	Oscilação do rtico
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OMM	Organização Meteorológica Mundial
PNM	Pressão ao Nível do Mar
ppb	Partes por Bilhão
ppm	Partes por Milhão
r	razão de mistura
S	Sul
TSM	Temperatura  Superfície do Mar
μm	micrometro
UR	Umidade Relativa
W	Oeste
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE FIGURAS

	Pág
FIGURA 1- Tendência do umedecimento da troposfera superior entre o período de 1982 a 2004; b) Tendência linear da série temporal média mensal entre as latitude de 80° N a 80° S, em relação ao período de 1982 a 2004	5
FIGURA 2- Mudança na concentração de vapor de água na estratosfera	9
FIGURA 3- Anomalia da concentração de vapor de água, temperatura do ar em 100 mb e temperatura da superfície do mar	10
FIGURA 4- Absorção espectral na atmosfera	13
FIGURA 5- Porcentagem da radiação solar absorvida (acima) e transmitida (abaixo) pelos constituintes atmosféricos	14
FIGURA 6- Modelo de vibração das moléculas diatômicas e triatômicas	15
FIGURA 7- Contribuição natural e antrópica para o efeito estufa, sem e com o vapor de água	19
FIGURA 8- Identificação do ponto de mudança em uma série temporal	21
FIGURA 9- Identificação de tendência em uma série temporal	23
FIGURA 10- Distribuição espacial das estações utilizadas no estudo	25
FIGURA 11- Tendência do vapor de água anual em 700 hPa obtida pelo teste de Mann-Kendall	36
FIGURA 12- Ponto de mudança na média anual das estações localizadas no Mar de Bering, Arquipélago das Aleutas e Alasca no nível de 700 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 70414, b) 70316, c) 70026 e d) 70133.....	40
FIGURA 13- Ponto de mudança na média anual das estações localizadas na Groenlândia e oceano Ártico no nível de 700 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 04320, b) 04018, c) 04360 e d) 01028	46
FIGURA 14- Ponto de mudança na média anual da estação 70361 localizada no Canadá no nível de 700 hPa, identificados pelo teste de Pettitt.	52
FIGURA 15- Ponto de mudança na média anual das estações localizadas nos Estados Unidos da América no nível de 700 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 72797, b) 72451, c) 72274, d) 72597, e) 72235 e f) 72201	57
FIGURA 16- Ponto de mudança na média anual das estações localizadas no México no nível de 700 hPa para as estações: a) 76458, b) 76612	60
FIGURA 17- Ponto de mudança na média anual da estação 78016 localizada no Arquipélago das Bermudas no nível de 700 hPa	62
FIGURA 18- Ponto de mudança na média anual das estações localizadas na América Central no nível de 700 hPa para as estações: a) 78583, b) 78073 e c) 78897	64

FIGURA 19-	Ponto de mudança na média anual das estações localizadas na América do Sul no nível de 700 hPa para as estações: a) 82332, b) 82599, c) 83840, d) 87344 e e) 87576	69
FIGURA 20-	Tendência do vapor de água anual em 500 hPa obtida pelo teste de Mann-Kendall	72
FIGURA 21-	Ponto de mudança na média anual das estações localizadas no Mar de Bering, Arquipélago das Aleutas e Alasca no nível de 500 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 70316, b) 70026, c) 70133 e d) 70231	75
FIGURA 22-	Ponto de mudança na média anual das estações localizadas no Círculo Polar Ártico, norte do Canadá no nível de 500 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 71906, b) 71909 e c) 71915	78
FIGURA 23-	Ponto de mudança na média anual das estações localizadas na Groenlândia e oceano Ártico no nível de 500 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 04320, b) 04018, c) 04360 e d) 01028	81
FIGURA 24-	Ponto de mudança na média anual das estações localizadas no Canadá no nível de 500 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 70361, b) 71119, c) 71836 e d) 71811	85
FIGURA 25-	Ponto de mudança na média anual das estações localizadas nos Estados Unidos da América no nível de 500 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 72797, b) 72597, c) 72662, d) 72747, e) 72645, f) 72562, g) 72451, h) 72456, i) 72274, j) 72340, l) 72250 e m) 72201	92
FIGURA 26-	Ponto de mudança na média anual das estações localizadas no México no nível de 500 hPa identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 76225, b) 76458 e c) 76612	94
FIGURA 27-	Ponto de mudança na média anual das estações localizadas nas Bermudas e Hawai no nível de 500 hPa identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) estação 78016 e b) 91285	96
FIGURA 28-	Ponto de mudança na média anual das estações localizadas na América Central no nível de 500 hPa identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 78583, b) 78073, c) 78526, d) 78897 e e) 78988	99
FIGURA 29-	Ponto de mudança na média anual das estações localizadas na América do Sul no nível de 500 hPa identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 82332, b) 83840, c) 83378 e d) 87576	106
FIGURA 30-	Tendência do vapor de água anual em 300 hPa obtida pelo teste de Mann-Kendall.....	108
FIGURA 31-	Ponto de mudança na média anual das estações localizadas nos Estados Unidos da América no nível de 300 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 72274, b) 72363, c)	

	72327, d) 72317, e) 72208 e f) 72201	111
FIGURA 32-	Ponto de mudança na média anual das estações 76692 localizada no México no nível de 300 hPa identificado pelo teste de Pettitt...	114
FIGURA 33-	Ponto de mudança na média anual das estações localizadas nas Bermudas e Hawai no nível de 300 hPa identificado pelo teste de Pettitt para as estações: a) 78016 e b) 91285.....	115
FIGURA 34-	Ponto de mudança na média anual das estações localizadas na América Central no nível de 300 hPa identificado pelo teste de Pettitt para as estações: a) 78583, b) 78073, c) 78526, d) 78866, e) 78897 e f) 78988	118
FIGURA 35-	Ponto de mudança na média anual das estações localizadas na América do Sul no nível de 300 hPa identificado pelo teste de Pettitt para as estações: a) 82332, b) 83378 e c) 83840.....	123

LISTA DE TABELAS

	Pág
TABELA 1- Constituintes da atmosfera até os primeiros 100 km	3
TABELA 2- Modo de vibração de alguns constituintes atmosféricos	16
TABELA 3- Identificações das estações utilizadas no estudo	26
TABELA 4- Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as estações localizadas no Mar de Bering, Arquipélago das Aleutas e Alasca	38
TABELA 5- Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as estações localizadas no Círculo Polar Ártico, norte do Canadá ..	42
TABELA 6- Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as estações localizadas na Groenlândia e oceano Ártico	44
TABELA 7- Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as estações localizadas no Canadá	50
TABELA 8- Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as estações localizadas nos Estados Unidos da América	54
TABELA 9- Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as estações localizadas no México	58
TABELA 10- Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as estações localizadas em Bermudas e Hawaii	61
TABELA 11- Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as estações localizadas na América Central	63
TABELA 12- Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as	

	estações localizadas na América do Sul	66
TABELA 13-	Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas no Mar de Bering, Arquipélago das Aleutas e Alasca	73
TABELA 14-	Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas no Círculo Polar Ártico, norte do Canadá ..	76
TABELA 15-	Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas na Groenlândia e oceano Ártico	80
TABELA 16-	Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas no Canadá	84
TABELA 17-	Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas nos Estados Unidos da América	87
TABELA 18-	Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas no México	93
TABELA 19-	Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas em Bermudas e Hawai	95
TABELA 20-	Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas na América Central	98
TABELA 21-	Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas na América do Sul	101
TABELA 22-	Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 300 hPa para as estações localizadas nos Estados Unidos da América	109
TABELA 23-	Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados	

	à concentração de vapor de água no nível de 300 hPa para as estações localizadas no México	112
TABELA 24-	Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 300 hPa para as estações localizadas em Bermudas e Hawai	114
TABELA 25-	Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 300 hPa para as estações localizadas na América Central	116
TABELA 26-	Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 300 hPa para as estações localizadas na América do Sul	122

RESUMO

WANDERLEY, Henderson Silva, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, Janeiro de 2014. **Variabilidade do perfil vertical de vapor de água na troposfera**. Orientador: Flávio Barbosa Justino. Coorientador: Gilberto Chohaku Sedyama.

Objetivou-se com esta pesquisa, analisar o perfil vertical da concentração troposférica de vapor de água com a verificação de homogeneidade e identificação de tendência em sua distribuição. Para este fim, foram utilizadas informações do perfil vertical e horizontal da concentração de vapor de água na troposfera, avaliada por meio da razão de mistura (r). A análise foi realizada para os níveis béricos atmosféricos de 700, 500 e 300 hPa, sendo selecionadas informações provenientes de radiossondagens, que apresentaram dados contínuos entre os anos de 1980 a 2010; realizadas em estações localizadas no Ártico, América do Norte, Central e do Sul, com algumas sobre os oceanos Pacífico e Atlântico. Para identificar tendências, as séries temporais de vapor de água foram submetidas ao teste estatístico não paramétrico de Mann-Kendall, juntamente com a análise de regressão linear simples, testada por meio do teste t de Student, para o coeficiente angular da reta. A homogeneidade das séries temporais foi constatada por meio do teste estatístico não paramétrico de Pettitt, o qual detecta mudança abrupta existente em séries temporais. Para ambos os testes, foi adotado nível de significância estatística de $\alpha = 0,05\%$ de probabilidade. Os resultados mostram que a concentração de vapor de água troposférica, para os níveis analisados, apresentou características distintas em sua distribuição espacial e temporal. Para regiões como o Ártico, América do Norte, Caribe e norte da América do Sul foi possível identificar a predominância de tendência positiva na concentração de vapor de água no nível de 700 hPa, sendo em várias análises, observada significância estatística. Tendências negativas neste nível foram identificadas no sudoeste dos EUA, México e sul da América do Sul. Para os níveis de 500 hPa, foi observado uma aumento do número de estações que apresentaram tendência positiva estatisticamente significativa sobre a América do Norte e Ártico. Em 300 hPa, a preeminência das estações com tendência positiva (negativa), com significância estatística, foi observada sobre o região do Caribe (sul dos EUA). A verificação da homogeneidade do vapor de água atmosférico mostrou em algumas estações de medição, a existência de mudança abrupta em sua distribuição, com a

predominância de aumento na concentração de vapor de água após o ano indicado como sendo o de mudança, em todos os níveis em análise.

ABSTRACT

WANDERLEY, Henderson Silva, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, January, 2014. **Variability of the vertical profile of water vapor in the troposphere.** Adviser: Flávio Barbosa Justino. Co-adviser: Gilberto Chohaku Sedyama.

This thesis analyse the vertical profile of the tropospheric water vapor with verification of homogeneity and identification trends in its distribution. For this purpose, has been applying vertical and horizontal profile of water vapor in the troposphere analyzed, by the mixing ratio (r). The analysis was realized to atmospheric pressure levels of 700, 500 and 300 hPa, selected from radiosondes information at stations located in the Arctic, North America, Central and South America, in the Pacific and Atlantic oceans. To identify trends, series of water vapor time were subjected to statistical non parametric Mann-Kendall test, along with analysis of simple linear regression, tested using the Student t test for the slope of the regression. The homogeneity of the time series was calculated using the non parametric statistical test Pettitt which detects existing abrupt change in time series. For all tests, was adopting a statistical significance level of $\alpha = 0.05\%$ probability. The results have shows that the concentration of tropospheric water vapor, to atmospheric pressure levels, showed different characteristics in its spatial and temporal distribution. For regions such as the Arctic, North America, the Caribbean and northern South America the predominance of positive trends in the concentration of water vapor in the level of 700 hPa, have been founal. Negative trends at this level were identified in the southwestern U.S., Mexico, and southern South America. For the level of 500 hPa, et has observed been an increases in number of stations with statistically significant positive trends over North America and the Arctic. At 300 hPa, the preeminence of stations with positive (negative) trends, with statistical significance was observed over the Caribbean (southern U.S.) region. The verification of the homogeneity the water vapor showed a few measuring stations the existence of abrupt change in their distribution, with predominant increase in the concentration of water vapor after the year indicated.

1. INTRODUÇÃO

A atmosfera terrestre é constituída por um conjunto de gases, vapor de água e material particulado, onde nos primeiros 29 km se concentram 98% de sua massa total. A atmosfera apresenta-se mais densa próxima à superfície terrestre, tornando-se mais rarefeita com a altura. As propriedades e o modo com que estes constituintes se dispõem na atmosfera contribuem para a manutenção da vida no planeta.

Destes constituintes, o vapor de água na atmosfera apresenta-se em concentrações que variam no espaço e no tempo. Embora seja pequena essa variação, em geral, ela diminui com a altitude. A concentração de vapor na atmosfera está estreitamente relacionada com a temperatura do ar e com a disponibilidade de águas na superfície terrestre. A quantidade de vapor de água na atmosfera pode variar de praticamente de zero, em regiões frias e secas, a 5% em volume nos trópicos úmidos e quentes.

O vapor de água desempenha papel importante na química e na dinâmica da atmosfera, interferindo diretamente na distribuição da temperatura, participando ativamente dos processos de absorção e transporte de calor sensível e latente pela atmosfera, atuando nos ciclos fotoquímicos da atmosfera e no balanço de radiação, com potencial para intensificar o efeito estufa. Além disso, é o único constituinte atmosférico que muda de fase física, sendo responsável pela formação e evolução das nuvens e por seus fenômenos atmosféricos importantes como a precipitação.

A absorção da radiação realizada pelo vapor de água abrangem as regiões do espectro eletromagnético de comprimentos de ondas curto e longo, emitida pelo Sol e superfície terrestre, respectivamente. Entretanto, a maior parte desta absorção ocorre na região do infravermelho, emitida pela superfície da Terra. Esta absorção faz com que o vapor de água seja o componente atmosférico mais eficaz para o efeito estufa. Outra característica importante é que o mesmo apresenta resposta direta ao aumento da temperatura, aumentando sua concentração na troposfera, e por consequência sua contribuição para aquecê-la.

O perfil térmico da troposfera é extremamente peculiar, apresentando como característica vertical, diminuição da temperatura com a altura. O aquecimento da troposfera depende da energia emitida pela superfície terrestre e da que é recebida pela atmosfera do Sol. Parte dessa radiação é absorvida, refletida e transmitida pelos aerossóis, gases que causam o efeito estufa e pelo vapor de água existente na atmosfera.

Como a concentração de vapor de água na atmosfera desempenha papel de suma importância na distribuição e na troca de energia dentro da troposfera e estratosfera, seu padrão de distribuição e atuação deve, portanto, ser cuidadosamente estudados. Apesar da concentração de vapor de água na média e alta atmosfera ser pequena, sua resposta induz forte impacto em nosso sistema climático.

Entretanto, algumas dessas respostas sobre sua variabilidade e sua influência no clima ainda são incertas, principalmente com relação ao aquecimento global (efeito estufa), ao balanço de radiação e as reações químicas que ocorrem em decorrência da sua presença na troposfera e estratosfera. Assim, pesquisas que envolvam observações do vapor de água na atmosfera são necessárias para entender sua interação com o sistema climático, uma vez que, na alta troposfera e na baixa estratosfera, o mesmo pode atuar como forçante climática.

Para esse entendimento, dois aspectos são fundamentais. O primeiro referente à verificação de homogeneidade da concentração de vapor de água na atmosfera, identificando possível mudança existente em sua distribuição temporal. O outro aspecto se refere à identificação de tendência, a qual pode evidenciar aumento ou diminuição existente na série temporal da concentração de vapor de água atmosférico.

Deste modo, pode-se verificar como essas alterações ocorridas no vapor de água atmosférico contribuíram para desestabilizar o sistema climático, propiciando-o alterações. Embora essa identificação não seja uma tarefa fácil, pois alterações do próprio sistema climático podem induzir mudanças na concentração de vapor de água atmosférico, sendo algumas dessas modificações decorrentes tanto de ações antrópicas quanto naturais.

Diante do exposto, este estudo teve como objetivo analisar o perfil vertical da concentração de vapor de água troposférico com a verificação de homogeneidade e identificação de tendência em sua distribuição.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Composição da Atmosfera

A atmosfera terrestre é composta por um conjunto de gases, aerossóis e vapor de água. Alguns desses gases apresentam-se com concentração permanente e outros com concentração variável no tempo e no espaço na atmosfera. Os gases permanentes têm volume praticamente constante até altitude de cerca de 60 km, e representam mais 99,96% do volume da atmosfera (VAREJÃO, 2006). A composição dos gases que compõem a atmosfera pode ser observada na Tabela 1.

Tabela 1: Constituintes da atmosfera até os primeiros 100 km de altitude

Constituintes Permanentes			Constituintes Variáveis		
Constituintes	Símbolo	Fração por volume	Constituintes	Símbolo	Fração por volume
Nitrogênio	N ₂	78,08%	Vapor de água	H ₂ O	0-5%
Oxigênio	O ₂	20,95%	Dióxido de Carbono	CO ₂	383 ppm
Argônio	Ar	0,93%	Monóxido de Carbono	CO	0,07 ppm
Neônio	Ne	18 ppm	Metano	CH ₄	1,7 ppm
Hélio	He	5 ppm	Óxido Nitroso	N ₂ O	0,35 ppm
Hidrogênio	H	0,6 ppm	Ozônio	O ₃	0-12 ppm
Xenônio	Xe	0,09 ppm	Clorofluorcarbonetos	CFCl ₃ , CF ₂ , Cl ₂ , etc	~10 ⁻¹⁰

ppm – partes por milhão. Fonte: Petty (2008).

O volume dos gases variáveis listadas na Tabela 1 é pequeno, mas alguns destes constituintes veem apresentando um ligeiro aumento em sua concentração na atmosfera. Esses constituintes são importantes por exercerem papel fundamental no balanço de radiação na atmosfera, fazendo com que uma maior quantidade de radiação infravermelha emitida pela superfície terrestre, seja absorvida na atmosfera terrestre, intensificando o chamado “efeito estufa”.

O vapor de água apresenta variação de quase zero, para locais frios e secos, podendo chegar a 5% do volume da atmosfera em regiões quentes e úmidas, (VIANELLO e ALVES, 2013; WALLACE e HOBBS, 2006; PETTY, 2008). É notório ressaltar que essa variação na concentração de vapor de água na atmosfera apresentou aumento nas últimas décadas.

O dióxido de carbono (CO₂) também apresentou um acréscimo, dos 280 ppm (partes por milhão) existentes em 1750, ultrapassando os 380 ppm em 2011 (OMM,

2011). Já o metano (CH_4) que tinha concentração de 700 ppb, no período da revolução industrial, apresentou-se com 1808 ppb, em 2010. No entanto, o metano exibiu diminuição em sua concentração entre os anos de 1999 a 2007, com uma redução de 13 ppb/ano, voltando a aumentar após 2007. O óxido nítrico (N_2O), apresentava concentração de 270 ppb antes da revolução industrial, passando para 323,2 ppb em 2010 (OMM, 2011).

2.2. Aumento da Concentração de Vapor de Água na Atmosfera

A concentração de vapor de água junto a superfície tem mostrado uma tendência de aumento como apresentado nos estudos de Tonkatz et al. (2007) e Minuzzi et al. (2010). A tendência desse acréscimo documentada por Willet et al. (2007) foi de 2,2% de aumento do vapor de água em quase todo globo. O IPCC (2007) sugere um aumento de 1,2% por década na concentração de vapor de água na atmosfera livre entre os anos de 1982 a 2004, e um aumento da ordem de 5% em relação ao século XX (Figura 1).

O aumento da concentração de vapor de água na atmosfera é decorrente da transpiração e da evaporação, oriundas da superfície de água, rios, oceanos e vegetação. O transporte de baixo para cima decorrente da convecção e condensação também contribui para esse aumento. Conforme Urbana et al. (2007), o umedecimento da atmosfera é resultado também das mudanças químicas de isótopos de água, juntamente com a oxidação do metano na estratosfera superior.

Segundo Boucher et al. (2004), as mudanças na concentração do vapor de água induzidas pelas ações antrópicas são pequenas e difíceis de quantificar, uma vez que envolvem mecanismos de feedback através de perturbações no ciclo hidrológico em decorrência da construção de grandes galos e plantios de arroz. Para Rohs et al. (2006), a contribuição para o aumento da água estratosférica oriunda de aviões é muito pequena, mas pode não ser desprezível no futuro.

Myhre et al. (2007), mostraram que um dos principais responsáveis para o aumento da concentração de vapor de água estratosférico é a oxidação do CH_4 (metano). Mas, para Fuglestedt et al. (1996) e IPCC (2007), a contribuição do metano é de apenas 5% para o aumento da concentração de vapor de água na estratosfera.

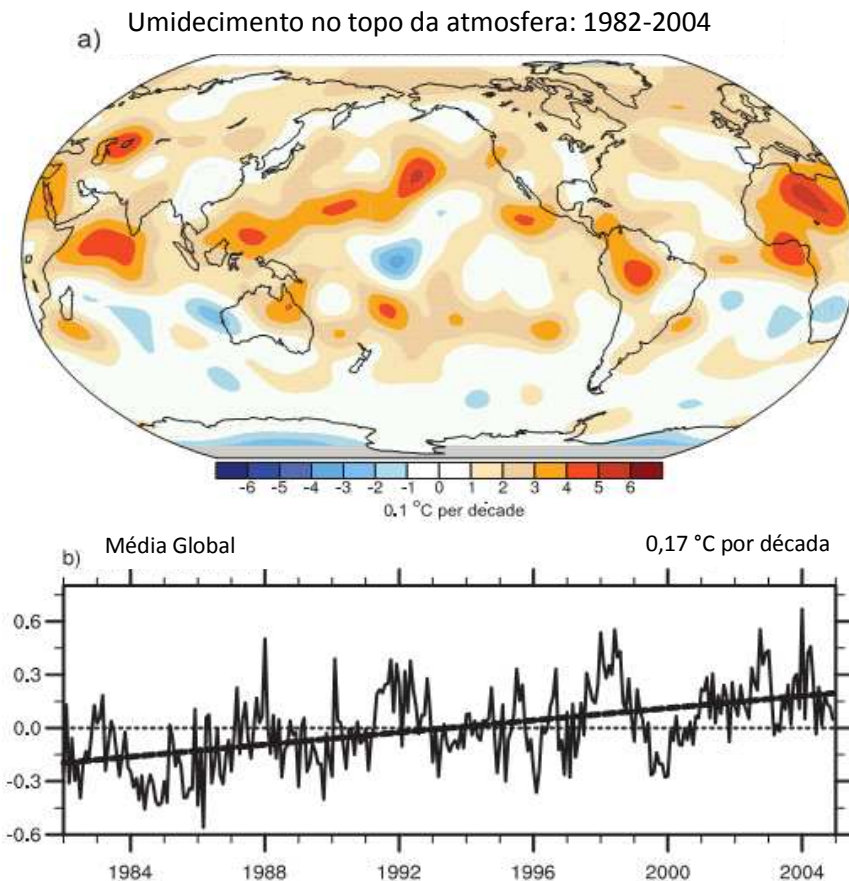


Figura 1. a) Tendência do umedecimento da troposfera superior entre o período de 1982 a 2004; b) Tendência linear da série temporal média mensal entre as latitude de 80° N a 80° S, em relação ao período de 1982 a 2004. Fonte: IPCC (2007).

Estudos como os de Kiehl e Trenberth (1997), Forster e Collins (2004) e Solomon et al. (2010) veem ratificar o aumento da concentração no vapor de água estratosférico e seus impactos no sistema climático. Além do efeito estufa, o aumento de vapor de água na estratosfera contribui para reduzir o ozônio. A molécula de oxigênio atômico (O), decorrente da dissociação da molécula de oxigênio (O₂), ao invés de se fundir com outra molécula de oxigênio, voltando a formar ozônio (O₃) reage com o vapor de água formando hidroxila (OH).

O vapor de água é a principal fonte de hidroxila, o oxidante chave da atmosfera, o qual dá início a inúmeras reações químicas que afetam compostos climaticamente importantes, como o ozônio (O₃) e metano (CH₄) (ISAKSEN et al., 2009). Entretanto, estudos que envolvem a variação da concentração de vapor de água na troposfera e seus impactos sobre o clima ainda são escassos. Contudo, acredita-se que o mesmo

responsável por grande parte do efeito estufa, sendo um amplificador importante das mudanças climáticas (HELD e SODEN, 2000).

2.3. Concentração do Vapor de Água na Atmosfera

Segundo o IPCC (2007), não se tem uma resposta concreta para a contribuição do vapor de água na atmosfera livre para o aquecimento global, mas sua contribuição tem sido alvo de pesquisa. Deste modo, surge a necessidade de estudos mais específicos, que visem quantificar como essa variabilidade contribui para impactar o clima.

Conforme o IPCC (2007), os dados disponíveis mostram que a troposfera tem aquecido a uma taxa ligeiramente maior do que a superfície, enquanto a estratosfera esfriou consideravelmente desde 1979. Segundo Allen e Sherwood (2008), a temperatura na troposfera tropical superior aumentou cerca de 0,65 K desde 1970. Ainda não se tem o entendimento de como o vapor de água contribuiu para esse aumento, mas sabe-se que o aumento da concentração de vapor de água estratosférico arrefece a estratosfera e aquece a troposfera (SOLOMON et al., 2010).

Um aumento de 1% na concentração de vapor de água na troposfera induz a um impacto na forçante radiativa de $1,5 \text{ Wm}^{-2}$ (BOUCHER et al., 2004). Segundo Houghton et al. (2001), a forçante radiativa obtida pelo aumento da concentração de dióxido de carbono (CO_2) entre os anos de 1750 a 2000 é a mesma forçante decorrente do aumento de 1% de conteúdo de vapor de água na atmosfera, ou seja $1,5 \text{ Wm}^{-2}$, ou $1,6 \text{ Wm}^{-2}$ como divulgado pelo IPCC (2007). Essas informações evidenciam que eventuais mudanças na concentração do vapor de água na troposfera e estratosfera tem potencial para influenciar o clima no planeta.

As respostas de como o vapor de água está contribuindo para aumentar o perfil vertical da temperatura e a espessura da troposfera é incerta, mas podem nos fornecer indicações de mudanças climáticas (SANTER et al., 2003). Outra questão importante é o seu papel no balanço de radiação, pois distúrbios na radiação direta e difusa podem contribuir para aquecer ou arrefecer o planeta (SITCH et al., 2007; MERCADO et al., 2009).

Para Held e Soden (2006) permanece uma considerável incerteza sobre a magnitude da resposta da temperatura a um dado aumento dos gases de efeito estufa. Mas há uma série de respostas climáticas que estão fortemente acopladas ao aumento ou

diminuição da temperatura. Uma das principais é inerente ao acréscimo ou decréscimo da concentração vapor de água na troposfera. No entanto, para os autores, existe uma certeza – a concentração de vapor da água na troposfera irá aumentar com o aquecimento do planeta.

Para entender como a concentração de vapor irá aumentar em função do acréscimo da temperatura, a pressão de saturação de vapor (e_s) pode nos dar uma indicação. Um aumento de cerca de 7% em e_s é observado a cada aumento de 1 °C na temperatura (HELD e SODEN, 2006).

Segundo o IPCC (2007) é esperado um acréscimo de 3 °C, o qual pode até chegar a 6 °C, na temperatura média do planeta. Esse aumento provocaria um acréscimo de vapor de água na atmosfera da ordem de 21% em e_s , caso esse aumento seja linear. Entretanto, o aumento da temperatura em resposta ao acréscimo dessa quantidade de vapor de água ainda não foi documentado.

Dessler et al. (2008) mostraram que a variação média da temperatura da superfície global, entre os anos de 2003 a 2008, foi de 0,6 °C. Analisando a resposta do vapor de água troposférico a essas variações, em que a umidade específica (q) e umidade relativa (UR) foram obtidas a partir de satélite, os resultados mostraram que, sobre a maior parte da troposfera, q aumentou juntamente com o acréscimo mundial de temperatura, embora algumas regiões mostrasse uma resposta oposta, onde a UR aumentou em algumas regiões e diminuiu em outras, com a média global quase constante na atmosfera.

A indicação do aumento da quantidade de vapor de água na atmosfera também pode ser observada em estudo como o de Ross e Elliott (2001), os quais analisaram tendências do vapor de água troposférico para algumas estações localizadas no hemisfério norte, utilizando-se de dados provenientes de radiossondas. Os dados foram analisados entre os anos de 1958 a 1995, para o nível de pressão de 850 mb. Na maioria das estações analisadas a água precipitável, a umidade específica e a temperatura de ponto de orvalho apresentaram aumento juntamente com a temperatura.

Para Pitari e Mancini (2001), o acúmulo de vapor de água na baixa estratosfera pode induzir perturbações significativas no ozônio estratosférico e causar perturbações no balanço de radiação na tropopausa da ordem de $0,05 \text{ Wm}^{-2}$. Esse acúmulo de vapor de água na troposfera tropical superior é o mais crítico, pois pode atuar como forçante climática.

No entanto, estudos que envolvam a variação da concentração de vapor de água e sua contribuição no distúrbio climático são escassos na região da alta troposfera e baixa estratosfera. Mas, para a estratosfera, estudo como o de Rosenlof (2003) já constatou um aumento da concentração de vapor de água na estratosfera inferior enquanto foi observado um arrefecimento na tropopausa, embora para a alta troposfera precisa-se desse esclarecimento.

Segundo Urbana et al. (2007), o vapor de água presente na região da troposfera superior e na estratosfera inferior é conhecido por ter um efeito substancial sobre a saída da radiação de ondas longas. A absorção na região espectral do infravermelho contribui para aquecer a troposfera, mas resfria a estratosfera. Além do mais, o vapor de água tem um impacto direto sobre os ciclos fotoquímicos existentes na atmosfera, sendo fonte do principal radical quimicamente ativo na atmosfera, o hidroxila (OH).

Shindell et al. (2001) e Solomon et al. (2010) afirmam que a mudança da concentração de vapor de água estratosférico pode contribuir significativamente para a mudança climática. Os autores sugerem que a concentração de vapor de água estratosférico aumentou entre as décadas de 1980 a 2000, o que teria contribuído para aumentar a taxa decadal do aquecimento da superfície durante a década de 1990 em cerca de 30%.

Estes resultados mostram que o vapor de água estratosférico é um importante agente para mudar a temperatura da superfície global. Porém, uma diminuição substancial, e até mesmo inesperada, de 10% da concentração de vapor de água estratosférico foi documentada após o ano 2000, e níveis mais baixos têm persistido até o presente (RANDEL, 2006; SOLOMON et al., 2010).

Solomon et al. (2010) fornecem evidências para a queda acentuada do vapor de água de cerca de 0,4 ppm, após o ano de 2000 (Figura 2). Os autores analisaram a variação da concentração de vapor de água estratosférico entre os anos de 1980 a 2010. Essa mudança observada na concentração de vapor de água também revelou uma redução brusca na concentração do ozônio tropical, depois do ano 2000 (RANDEL, 2006).

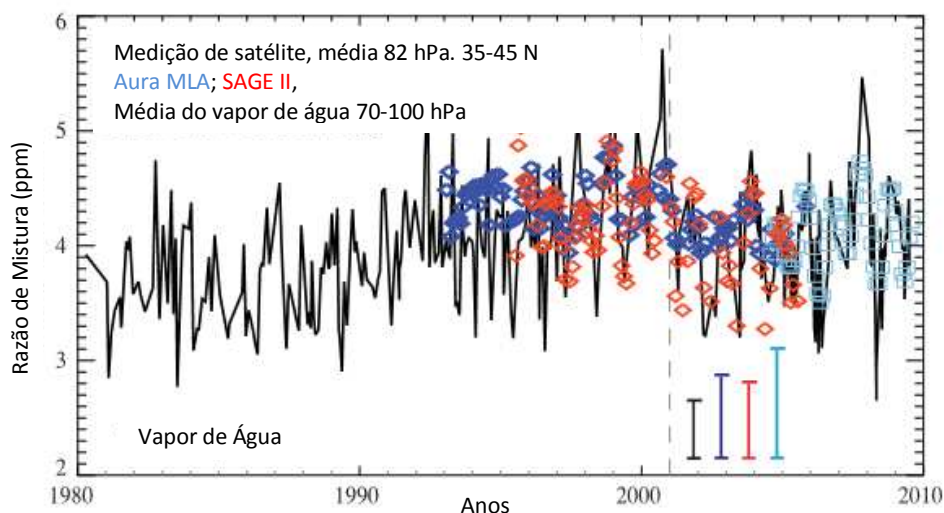


Figura 2. Mudança na concentração de vapor de água na estratosfera.
 Fonte: Solomon et al. (2010).

Solomon et al. (2010) mostraram que antes desta redução, os dados de radiossodagens sugeriram um aumento gradual de vapor de água na estratosfera inferior de mais de 1 ppm entre as décadas de 1980 a 2000. Este aumento na baixa estratosfera também foi ratificado por Rosenlof et al. (2001).

Para Rosenlof et al. (2008) e Solomon et al. (2010), a queda na concentração de vapor de água estratosférico, observada depois de 2000, tem sido correlacionada com a mudança da temperatura das águas tropicais da superfície dos oceanos em função dos eventos El Niño e Oscilação do Sul (ENOS) (Figura 3). Assim, a mudança no vapor de água estratosférico afeta no balanço de radiação entre ondas longas (infravermelho) e ondas curtas, (em menor grau), que posteriormente influenciará na temperatura da superfície, troposfera e estratosfera.

Segundo o IPCC (2007), o acréscimo na temperatura global foi de 0,55 °C, após o ano de 1970 até a data da publicação do seu relatório. No entanto, Solomon et al. (2010) mostram que apenas a diminuição da concentração de vapor de água estratosférico depois do ano de 2000, foi responsável por atenuar a taxa de aumento da temperatura na superfície global, entre os anos de 2000 a 2009, em cerca de 25%, ou seja 0,4 °C, em relação ao que teria ocorrido apenas devido a ação direta do dióxido de carbono e outros gases do efeito estufa. Assim sendo, as previsões realizadas pelo IPCC (2007a) constataram um aumento na temperatura de aproximadamente 0,14 °C por década, sendo retificado para 0,10 °C por década.

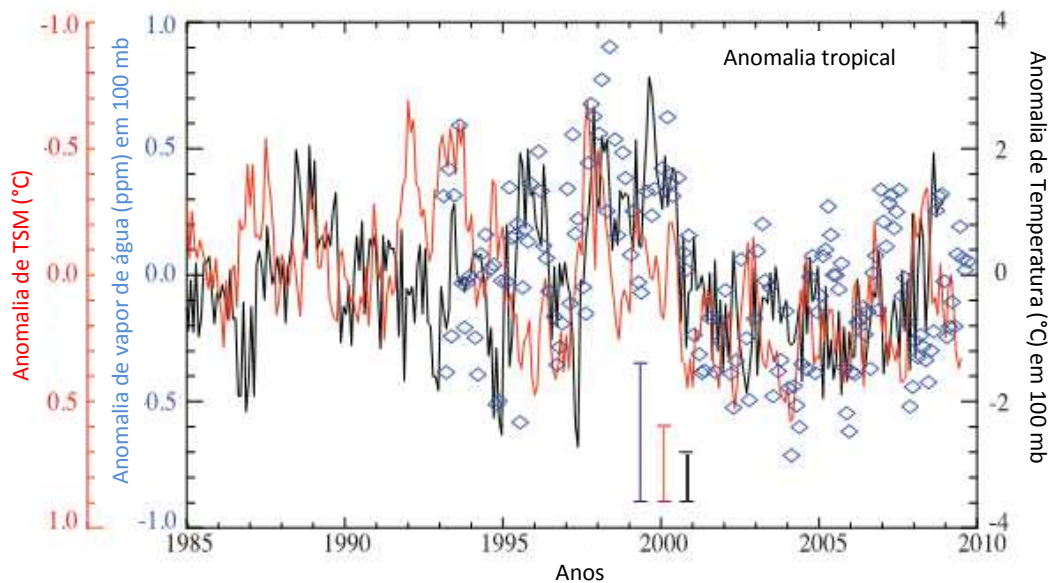


Figura 3. Anomalia da concentração de vapor de água (ppm), temperatura do ar em 100 mb e temperatura da superfície do mar (TSM). Fonte: Solomon et al. (2010).

Ficou evidente que variações na concentração de vapor de água na estratosfera podem induzir distúrbios climáticos, contribuindo para o aquecimento ou arrefecimento global. Alterações no balanço de energia e nas reações químicas induzidas pelo vapor de água também pode ocorrer. Entretanto, o distúrbio climático causado pelo vapor de água na alta troposfera é maior do que o induzido pelo vapor de água estratosférico, como demonstrado por Pitari e Mancini (2001).

Posteriormente, essa afirmação foi ratificada por Solomon et al. (2010), enfatizando que se a variação do vapor de água encontrado em seu estudo fosse observada apenas 1 km abaixo da estratosfera, suas contribuições para o clima seriam bem maiores do que as encontrada pelos autores. Resultados como estes ratificam a importância do presente estudo, ao analisar a variabilidade do vapor de água na troposfera, a qual é de grande importância para o sistema climático do planeta.

2.4. Feedback do vapor de água na Atmosfera

A concentração de vapor de água na atmosfera é responsável por 60% do efeito estufa (MOLION, 2006; IPCC, 2007). As nuvens contribuem com 20 a 25%, e os aerossóis com mais 5%, (FU et al., 2000; LACIS et al., 2010). Essas informações mostram que o grande responsável pelo efeito estufa não é o gás carbônico, nem o metano, e muito mesmo os óxidos e os CFC's, mas sim o vapor de água.

A grande gestão que envolve os gases do efeito estufa (CO_2 , CH_4 , N_2O e os CFC's) é que eles atuam como forçante climática, enquanto que para o vapor de água, existem poucos estudos que ratifiquem sua ação como forçante. No entanto, devido a sua variabilidade na atmosfera, mudança de estado e formação em nuvens, o vapor de água, em muitos estudos é apresentado por feedback (DESSLER et al., 2008; LACIS et al., 2010; TAKAHASHI, 2010).

Segundo o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, 2007), forçante climática é uma perturbação imposta por um agente ao balanço de energia radiativa do sistema climático do planeta. Essa perturbação pode levar a mudanças nos parâmetros climáticos por meio de mudanças na radiação solar, expressa em watts por metro quadrado (Wm^{-2}).

Para Ross e Elliott (2001) e Lacis et al. (2010), a atuação dos gases do efeito estufa como forçante e do vapor de água por feedback ocorre da seguinte maneira: os gases do efeito estufa, como forçante, induzem um aumento da temperatura, que por sua vez aumenta a capacidade da atmosfera de reter vapor de água. Essa resposta contribui para intensificar o aumento da temperatura, sendo conhecida como feedback positivo.

Segundo OMM (2010) e Butler (2010), os cinco principais gases de efeito estufa contribuíram com 96% para o forçamento radiativo do clima desde 1750. Isso sem levar em conta a atuação do vapor de água. No entanto, apenas o CO_2 e N_2O são os únicos que continuam a aumentar sua concentração na atmosfera a um ritmo regular.

Conforme Butler (2010), o forçamento radiativo dos gases de efeito estufa demonstrou um aumento de 27,5% de 1990 a 2009, contribuindo com um forçamento de aproximadamente $0,60 \text{ Wm}^{-2}$, sendo o CO_2 responsável por quase 80% deste aumento, ou seja, $0,47 \text{ Wm}^{-2}$. No entanto, a temperatura global não respondeu a essa tendência (SOLOMON et al., 2010).

Dessler et al. (2008) encontraram mudanças no balanço de radiação decorrente a presença do vapor de água média de $2,04 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$, entre os anos de 2003 a 2008, o qual foi chamado pelo autor de “feedback positivo”. Comparando esse resultado com o apresentado por Houghton et al., (2001), onde a forçante radiativa obtida pelo aumento da concentração de CO_2 entre os anos de 1750 a 2000, foi de $1,5 \text{ Wm}^{-2}$. Percebe-se que o impacto do vapor de água sobre a radiação é maior do que o causado pelo CO_2 .

A importância do vapor de água atmosférico foi ressaltada quando Lacis et al. (2010) mostraram que se a quantidade de vapor de água atmosférico torna-se menor que 10% do valor atual da atmosfera, resultaria em uma redução de aproximadamente 30

Wm^{-2} , na forçante radiativa. Essa diminuição provocando uma redução de 4,6 °C na temperatura em apenas um ano, e um aumento no albedo de 29 para 41,8%. Segundo o autor, essa condição levaria a uma inevitável e descontrolada glaciação, fazendo com que a Terra se torne uma bola de gelo.

Para Pitari e Mancini (2001), Oinas et al. (2001) e Solomon et al. (2010), o vapor de água atua na estratosfera como forçante climática. O mesmo afirmado pelo IPCC (2007), o qual só quantificou o efeito do vapor de água estratosférico decorrente da oxidação do metano, oxidação essa que é muito pequena por sinal. Entretanto, o próprio Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas afirma que o vapor de água poderia contribuir como forçante climática, mas, ainda hoje, sua atuação como forçante está mal compreendida. Segundo Oinas et al. (2001) e Solomon et al. (2010), persiste um grande debate sobre a magnitude dos efeitos radiativos do vapor de água.

Devido ao fato de não se dispor de uma resposta definitiva para a atuação do vapor de água como forçante, sua real contribuição para as mudanças climáticas já observadas permanece incerta. Mas, se consideramos apenas sua contribuição climática como feedback positivo, vemos, mesmo assim, que ele é o principal agente climático atmosférico.

2.5. Absorção da Radiação na Atmosfera

A possibilidade de um fóton ser espalhado, absorvido, ou transmitido na atmosfera, depende da frequência da radiação e das propriedades físicas do objeto em questão existente na atmosfera. A absorção da radiação na atmosfera é realizada por moléculas que compreendem uma pequena fração da massa da atmosfera. Mudanças relativamente pequenas nessa concentração pode afetar o fluxo de energia, desestabilizando o sistema climático e, assim, produzir mudanças climáticas consideráveis.

Dos constituintes variáveis da atmosfera, o vapor de água é o principal absorvedor de radiação solar, sendo responsável por 70% da interação da radiação solar atmosférica e por 50% da radiação infravermelha proveniente da superfície da Terra (Figura 4) (LIOU, 2002; COHEURA et al., 2003). Outros componentes que exercem papel na absorção da radiação eletromagnética são: dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), oxigênio (O_2), ozônio (O_3), óxido nitroso (N_2O), dentre outros.

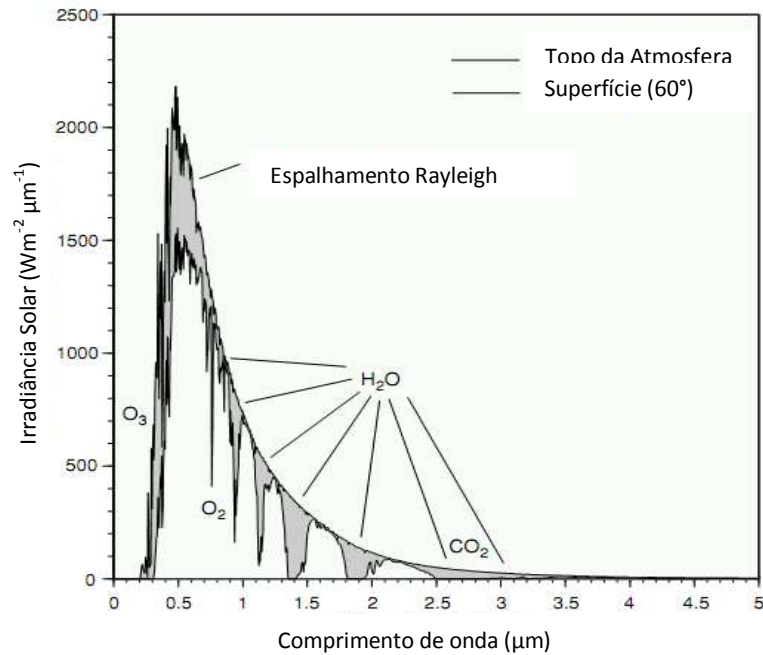


Figura 4. Absorção espectral na atmosfera. Fonte: Zdunkowski (2007).

As bandas espectrais de absorção e transmissão individuais dos principais componentes atmosféricos podem ser observadas na Figura 5. A absorção pelo oxigênio (O₂) e ozônio (O₃) da-se principalmente na região do ultravioleta (UV), que é responsável pela dissociação em dois átomos de oxigênio (O). O oxigênio também absorve em comprimento de onda de 0,69 e 0,76 μm . O ozônio apresenta absorção da radiação ultravioleta maior do que o O₂, a qual proporciona grande importância na formação do O₃. O ozônio também oferece uma pequena absorção na faixa de 9,00, 9,50, 9,60 e 14,2 μm (MITCHEL, 1989; CHOU e LEE, 1996; VAREJÃO, 2006).

Das bandas espectrais que são absorvidas pelo vapor de água, uma pequena parte está compreendida na região do visível, embora sua grande maioria na região do infravermelho. As bandas espectrais absorvidas pelo vapor de água são: 0,60, 0,72, 0,81, 0,82, 0,94, 1,10, 1,13, 1,38, 1,87, 2,70, 3,2, 4,5 a 7,5 e acima de 19 μm . Um constituinte atmosférico que apresenta várias regiões de absorção espectrais é o dióxido de carbono (CO₂). Sua região de absorção está compreendida entre os comprimentos de ondas de 1,40, 1,60, 2,00, 2,69, 2,70, 2,79, 4,20 a 4,40, 4,80, 5,20 e de 13,40 a 17,40 μm . O monóxido de carbono (CO) absorve as bandas 2,30 e 4,70 μm . O metano (CH₄) absorve as bandas 3,40, 7,40, 7,58, e 7,87 μm . O óxido nitroso (N₂O) absorve as bandas 4,51, 7,83, 16,98 e 44,90 μm , (SIDGEWICK, 1950; MITCHEL, 1989; LIOU, 2002; VAREJÃO, 2006).

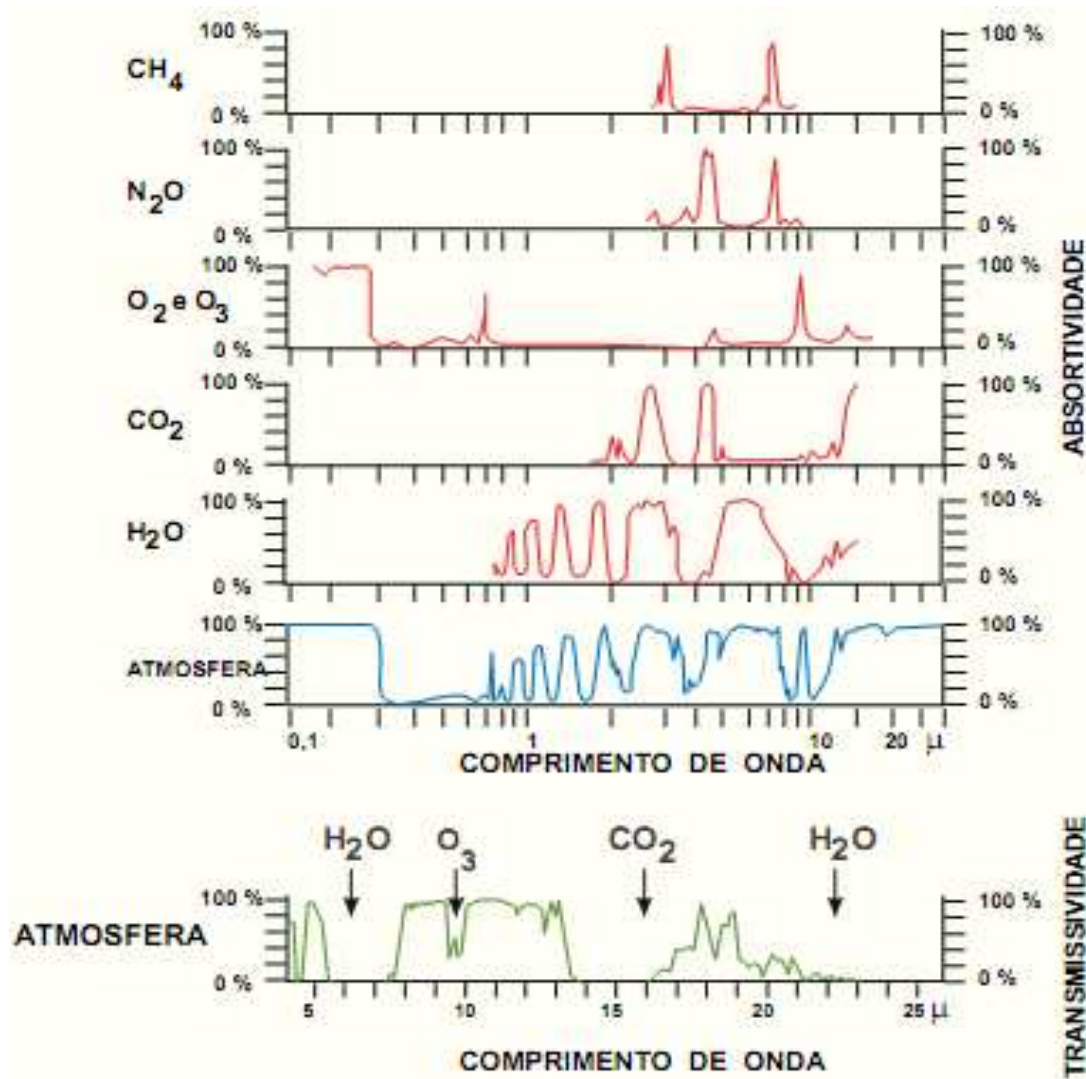


Figura 5. Porcentagem da radiação solar absorvida (acima) e transmitida (abaixo) pelos constituintes atmosféricos. Fonte: Varejão (2006).

A compreensão de como ocorre a absorção pelas diferentes moléculas atmosféricas requer uma abrangência em função de sua estrutura molecular e da concentração do gás e o tempo de permanência na atmosfera. Essa abordagem torna-se importante pois algumas moléculas têm bandas importantes de vibração/rotação na porção de absorção térmica do espectro infravermelho. Um destes constituintes de importância na absorção é o vapor de água, que apresenta várias linhas muito próximas de absorção/rotação, as quais formam uma banda rotacional que absorve grande parte da radiação emitida pela Terra, em comprimentos de onda 12 e 200 μm (HARTMANN, 1994).

As moléculas que possuem configuração diatômica, como o caso do N₂, O₂ e CO, possuem dois núcleos, os quais durante o processo de vibração afastam-se um do

outro, movendo-se em direções opostas. Assim, as moléculas diatômicas têm apenas um modo vibracional, conhecido como estiramento simétrico, denotado por ν_1 . Por causa da distribuição simétrica dos átomos, as moléculas diatômicas apresentam níveis de transição rotacional. Como resultado, elas têm pouca atividade radioativa nas regiões do visível e infravermelho, e sua contribuição para o aquecimento é desprezível (Figura 6) (SHINE e STURGES, 2007).

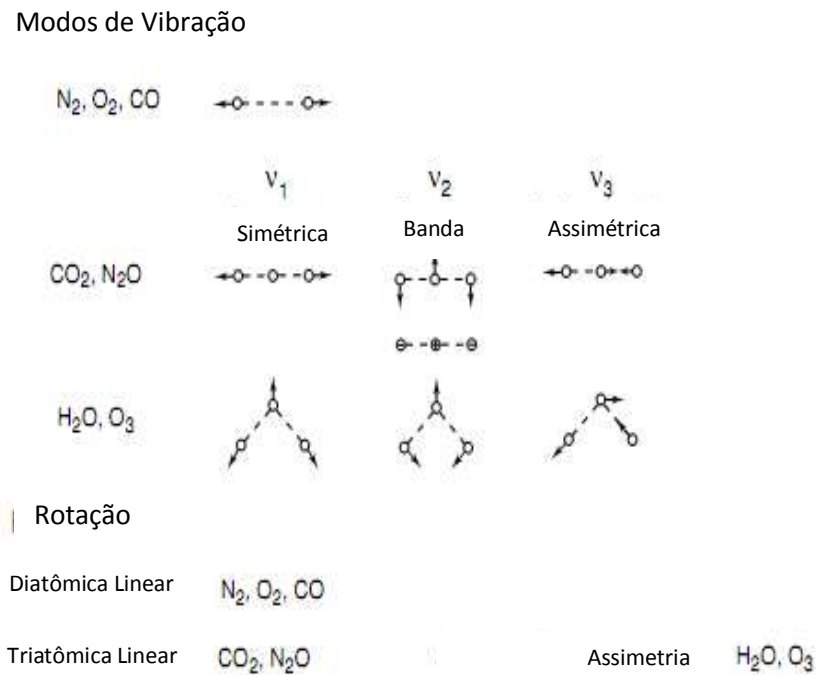


Figura 6. Modelo de vibração das moléculas diatômicas e triatômicas. Fonte: Liou (2002).

Para as moléculas triatômicas com uma configuração linear simétrica (CO_2 , N_2O), existem três modos de vibração, com dois modelos de alongamento ν_1 e ν_3 , e um de flexão ν_2 : ν_1 para modelo simétrico, ν_2 para o movimento de flexão, e ν_3 para antissimétrica, como mostrado na Figura 6. Devido à simetria de vibração, o modelo simétrico, ν_1 , é radiativamente inativo para as moléculas de CO_2 . O modelo de flexão, ν_2 , divide-se em ν_2a e ν_2b , apresentando vibrações na mesma frequência. A estrutura das moléculas triatômicas de H_2O e O_3 formam um triângulo isósceles. Esta forma molecular tem três modos de vibração fundamental. A molécula CH_4 , que tem uma configuração esférica (SHINE e STURGES, 2007; TOLCHENOV, 2002).

A molécula de vapor de água apresenta uma estrutura assimétrica, constituída por um átomo de oxigênio no meio, formando um ângulo de $104,45^\circ$ com dois átomos de hidrogênio. O vapor de água se apresenta como um bom absorvedor de radiação

terrestre, porque apresenta configuração molecular triatômica inclinada. Devido a essa configuração, a molécula tem momento de dipolo permanente e, deste modo, apresenta bandas de rotação distintas, além das bandas vibração/rotação (HARTMANN, 1994).

A molécula de H₂O apresenta três modos de vibração fundamental ν_1 , ν_2 , ν_3 , com intensidade de vibração 0,87, 0,33 e 1,00, respectivamente, os quais são importantes na transferência radiativa infravermelha. As bandas de vibrações ν_1 e ν_3 têm números de onda cerca de duas vezes mais o número de ondas de ν_2 . A banda ν_2 de H₂O é centrada em 6,25 μm , sendo importante na transferência de radiação térmica infravermelha. As bandas ν_1 e ν_3 do H₂O produzem bandas centradas em 2,74 e 2,66 μm , respectivamente (Tabela 2).

Tabela 2: Modo de vibração de alguns constituintes atmosféricos

Moléculas	Modo vibracional (μm)		
	ν_1	ν_2	ν_3
CO	4,64	-	-
CO ₂	-	15,0	4,26
N ₂ O	7,78	17,0	4,49
H ₂ O	2,73	6,27	2,65
O ₃	9,01	14,2	9,59
NO	5,25	-	-
NO ₂	7,66	13,25	6,17
CH ₄	3,43	6,52	3,31

Fonte: Hartmann (1994).

As bandas ν_1 e ν_3 são próximas uma das outras e se combinam para formarem uma banda forte na transferência de energia no espectro solar, conhecida como a banda 2,7 μm . A banda $2\nu_2$ é centrada em 3,2 μm na extensão do espectro solar. Além destas bandas, o vapor de água apresenta forte banda de absorção da radiação terrestre em 12 μm (YAMAMOTO, 1962; TOHT, 1994; PONSARDIN e BROWELL, 1997; HARTMANN, 1994; SARKISSIAN e SLUSSER, 2009).

Na região do infravermelho próximo, as bandas do vapor de água absorvem uma quantidade significativa de energia solar na baixa atmosfera. Essas bandas estão centrados em 0,94, 1,10, 1,38 e 1,87 μm . Embora a combinação das bandas centradas em 0,72 e 0,82 μm são relativamente fracas, sua contribuição para o aquecimento da atmosfera parece ser significativa. Há também uma série de linhas de absorção do H₂O na região do visível associada a transições de energia, no entanto, suas contribuições à absorção e na taxa de aquecimento parece ser muito pequena (PONSARDIN E BROWELL, 1997; HARTMANN, 1994; LIOU, 2002; PETTY, 2008).

A molécula de CO₂ tem uma configuração linear simétrica, com o átomo de carbono no meio e um átomo de oxigênio de cada lado. A distância da ligação C-O é fundamental para a vibração e tem rotação constante. Como resultado de seu arranjo simétrico, a molécula de CO₂ não tem dipolo permanente nenhuma faixa de rotação. O modo de estiramento simétrico, v₁, é radiativamente inativo. O modo de flexão, v₂, produz a banda mais importante na transferência térmica no infravermelho termal (15 μm), responsável por grande parte da absorção de ondas longas (MARTIN e BARKER, 1939; SHINE e STURGES, 2007).

Por causa da vibração assimétrica, a transição fundamental v₃ tem um número de ondas centrado em 4,3 μm. A banda 4,3 μm do CO₂ está na extensão do espectro solar e seu efeito sobre a absorção solar é insignificante. Dióxido de carbono apresenta uma série de bandas bastante fracas na região 2,0, 1,6 e 1,4 μm. A banda mais forte do CO₂ 2,70 μm, é sobreposta pela banda 2,70 μm do H₂O, uma das mais importantes bandas para a transmitância do fluxo solar na baixa estratosfera (PONSARDIN E BROWELL, 1997; SCHERMAUL et al., 2001; LIOU, 2002).

A molécula de metano tem uma configuração esférica, não apresentando dipolo, portanto, não apresenta nenhum espectro rotacional. Essa molécula apresenta quatro modos de vibração fundamental, v₁, v₂, v₃ e v₄. Destes, apenas os v₃ e v₄, centrado em 3,02 e 7,30 μm, são ativos no espectro infravermelho para o aquecimento, onde a banda v₄ é fundamental no efeito estufa climáticas. As bandas v₁ e v₂ são inativas (SHINE e STURGES, 2007).

A região da janela termal do infravermelho apresenta absorção contínua centrada em 9,6 μm pelo ozônio, principalmente devido a não absorção do vapor de água. A atenuação contínua de vapor de água na janela atmosférica permanece incerta. No entanto, tem sido sugerido que os resultados da contínua absorção das linhas de vapor de água, principalmente na parte do infravermelho distante do espectro são causados pela colisão das moléculas (H₂O-H₂O) (MITCHEL, 1989; CHOU e LEE, 1996).

A molécula de óxido nitroso apresenta uma estrutura linear e assimétrica, com a configuração NNO. Similar ao dióxido de carbono, o óxido nitroso, tem rotação única e constante. Suas bandas ativas no infravermelho estão localizadas na região do infravermelho, centradas em 4,27 (v₁), 7,54 (v₂) e 4,85 (v₃) μm.

As características chave para a absorção da radiação terrestre está centradas nas bandas vibração/rotação do vapor de água perto 6,3 μm, do ozônio em 9,6 μm e do dióxido de carbono em 15 μm. Soma-se a essas as bandas rotacionais de vapor de água,

que se tornam cada vez mais importante em comprimentos de onda maior que 12 μm . A radiação solar com comprimentos de onda entre cerca de 0,75 a 5 μm , infravermelho próximo, é absorvida fracamente pelo vapor de água, dióxido de carbono, ozônio e oxigênio (HARTMANN, 1994). A maior parte da radiação ultravioleta, próxima a 0,2 μm , é absorvida na atmosfera superior pela fotodissociação e ionização do ozônio e oxigênio. A radiação de comprimento de onda entre 0,2 e 0,3 μm , é absorvida pelo ozônio na estratosfera.

A contribuição desses gases para o efeito estufa pode ser analisada por meio de duas abordagens simples. A primeira sem a contribuição do vapor de água para o aquecimento; e a segunda, com a contribuição do vapor de água. Para a primeira abordagem, o dióxido de carbono (CO_2) é o principal responsável pelo efeito estufa, contribuindo para o mesmo com 99,44%. Em segundo lugar vem o metano (CH_4) contribuindo com 0,47% e o óxido nitroso (N_2O) com 0,08%. Os demais gases são responsáveis por 0,007% (SHINE e STURGES, 2007).

Quando se considera o potencial de aquecimento global (Global Warming Potential, em inglês) que é usado para contrastar a contribuição de diferentes gases de efeito estufa em relação ao CO_2 , esses números sofrem uma pequena modificação. O CO_2 é usado como referência, apresentando potencial 1, enquanto que o metano apresenta potencial 21 vezes maior do que CO_2 , já o do óxido nitroso é 310 vezes maior do que o CO_2 (IPCC, 2007).

Assim, a contribuição do CO_2 para o efeito estufa é de 72,37%, CH_4 é de 7,20% e a do N_2O 19,00%, esses valores são em função da concentração de cada gás existente na atmosfera. Os demais constituintes contribuem com 1,43% (Figura 7). No entanto, quando o efeito do vapor de água no aquecimento é incluído, a contribuição do CO_2 , CH_4 , N_2O e dos demais gases é apenas 5% (Figura 7).

Segundo Chou (1990), Freidenreich e Ramaswamy (1993), Liou (2002) e Tennessee (2011) essa maior contribuição do vapor de água para o aquecimento é decorrente da sobreposição na absorção das bandas espectrais na região do infravermelho, ocasionada pelo vapor de água. Assim, a real contribuição do CO_2 na absorção eletromagnética é três vezes menor do que ele absorve na atmosfera (TENNESSEE, 2011).

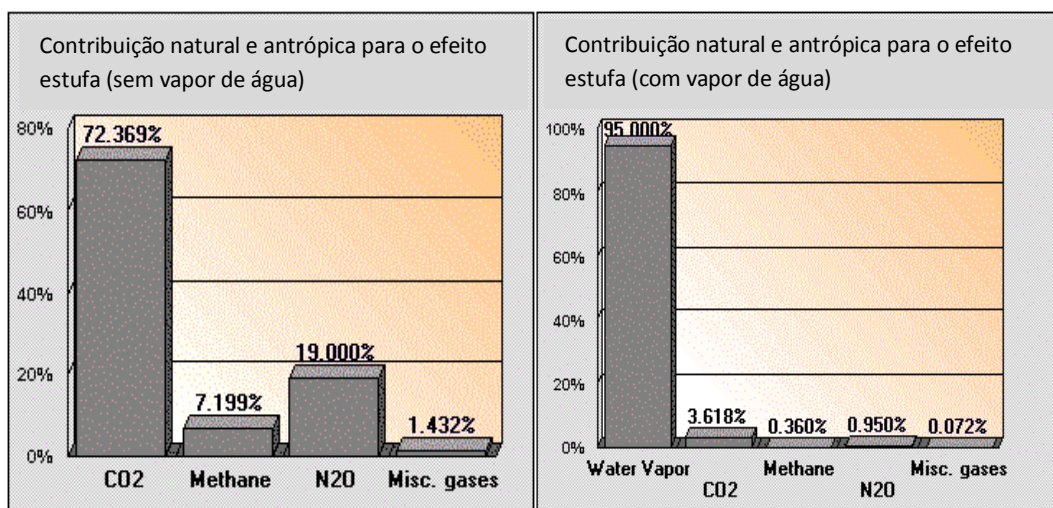


Figura 7. Contribuição natural e antrópica para o efeito estufa, sem e com o vapor de água. Fonte : Tennessee (2011).

Conforme Jaworowski (1999) e Ellingson et al. (1991) o CO₂ pode até ser o gás mais importante para o aquecimento, mas sua contribuição é pequena para o efeito estufa. O dióxido de carbono tido como natural é responsável por 3,5% do efeito estufa, já sua contribuição antrópica é cerca de 0,11%. Segundo Michaels (1998), cerca de 3% do efeito estufa é derivado do dióxido de carbono e mais de 95% é decorrente do vapor de água.

Para Jaworowski (2004), o mais importante entre os “gases estufa” é o vapor de água, o qual é responsável por cerca de 90 a 95% do efeito estufa. Mas, para Essenhigh (2001) essa contribuição é de 95%. No entanto, para Ramanathan e Coakley (1978) o vapor de água contribui com 90% para o efeito estufa.

2.6. Homogeneidade e Tendência em Séries Temporais

Atualmente, há uma necessidade crescente de entender como as alterações no clima estão modificando a distribuição de séries temporais. O ponto de partida para este entendimento seria observar a homogeneidade de séries temporais e a existência de tendências. A verificação da homogeneidade de uma série temporal, apesar de não ser uma tarefa fácil, pode ser averiguada por alguns testes estatísticos, os quais permitem decidir se uma série de dados é homogênea ou não.

A existência de mudança brusca nestas séries seria o ponto de partida para identificar se as observações em questão apresenta alteração. A mudança em séries

temporais é um problema que pode ocorrer em muitas aplicações estatísticas na área de meteorologia, climatologia, engenharia, hidrologia, dentre outras.

Uma série temporal de um elemento climatológico é considerada homogênea quando os dados desta série pertencem à mesma população, ou seja, quando não há alteração na distribuição de seus parâmetros. Outro indicativo para se verificar a homogeneidade de uma série temporal seria identificar se as variações observadas na mesma são de origem climatológica, decorrente de oscilações naturais. No entanto, se essa mudança for oriunda de influência não natural, como mudança no local da estação de medição, erros instrumentais e/ou observacionais, dentre outros; a série é considerada não homogênea.

Embora algumas dessas mudanças abruptas existentes em séries temporais possam ser devida à ação antrópica, como mudanças no local da estação, troca do instrumento de medição, dentre outros, estudos como o de Wu (2008), Pal e Al-Tabbaa (2009), Portela et al., (2011) e Villarini (2011) sugerem que algumas dessas quebras, observadas em séries temporais, podem ser decorrentes da modificação do clima, como as observadas em seus estudos.

A identificação do ponto onde ocorre mudança é de grande importância em aplicações meteorológicas e climatológica, pois uma série temporal que apresenta mudança abrupta é considerada não homogênea. A mudança presente nestas séries é prejudicial à análise estatística, pois qualquer aferição realizada, sem considerar a existência de ponto de mudança, pode ser enganosa por influenciar na análise (WU, 2008).

Para evitar conclusões errôneas decorrentes de análises tendenciosas, são testadas duas hipóteses de aleatoriedade da série. A primeira consiste em verificar se a série temporal é independente e identicamente distribuída (iid), ou seja, se a distribuição consiste em ser normal com média zero e variância constante. A outra hipótese verifica se as observações, em algum momento, se tornam dependentes em algum ponto desconhecido no tempo.

Partindo deste pressuposto, os procedimentos dos testes estatísticos, para detecção de alterações em séries temporais, foram desenvolvidos na tentativa de localizar onde ocorre o ponto de mudanças nos parâmetros das observações. O procedimento para detectar mudanças do tipo de dependência, dependente versus independente se tornou mais frequente principalmente durante os últimos 10 anos (HUSKOVÁ, 2003).

Assim, se x_1, x_2, \dots, x_n são observações de elementos meteorológicos e estão ordenadas no tempo $t_1 < \dots < t_n$, testa-se se essas observações são independentes e identicamente distribuídas. Contrária a essa suposição, deve existir um instante t_0 , de modo que as primeiras m observações sejam independentes e identicamente distribuídas. Assim, as demais observações, obtidas após o instante t_0 , são dependentes (Figura 8).

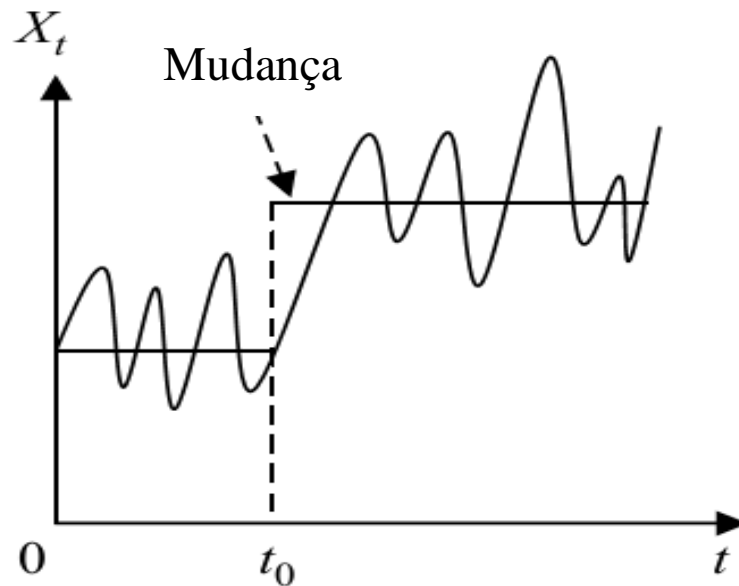


Figura 8. Identificação do ponto de mudança em uma série temporal.

Fonte: Wong et al. (2006)

Para isso, define-se como hipótese de nulidade, representada por (H_0) de que a série em questão é homogênea. Esse tipo de verificação é realizada em função de um nível de significância (α) e do tamanho da série (n). A rejeição da hipótese nula envolve a aceitação de outra hipótese, denominada de alternativa (H_1), de que a série é não homogênea.

A literatura apresenta vários testes estatísticos que são utilizados para detectar a homogeneidade de séries temporais, os quais identificam mudanças abruptas (quebra) na média ou na variância da distribuição da variável de interesse (PEZZATTI et al., 2013). Testes como o de Buishland é utilizado para o caso de duas séries temporais relacionadas, como por exemplo: vazão e precipitação (BUISHLAND, 1984).

Para série única, a técnica de soma acumulativa (CUSUM) é bastante utilizada, mas não é conveniente utilizá-la se a série contém dados espúrios (SMADI e ZGHOUL,

2006). Este teste também não é recomendado para séries que apresentem ponto de mudança que ocorrem de forma sutil (KIELY et al., 1998).

Testes como o SNHT (Standard Normal Homogeneity Test) (ALEXANDERSSON e MOBERG, 1997) assegura apenas um único ponto de mudança da série, assim o teste é mais sensível em detectar mudanças no início ou fim da série de dados. Há também os testes de Pettitt (PETTITT, 1979), Mann-Kendall Sequencial (YANG e TIAN, 2009) e Von Neumann (WIJNGAARD et al., 2003).

Esses testes fornecem informação acerca da localização provável do ponto de mudança da série, embora apresentem diferentes sensibilidades à detecção desse ponto (CARVALHO et al., 2011). Destes testes, o Pettitt vem se destacando sobre os demais por ser robusto a dados contínuos, menos sensível a distribuição heterogênea e a dados espúrios, se destacando em estudos meteorológicos e climatológicos (TOMOZEIU et al., 2002; BIGGS e ATKINSON 2011; VILLARINI et al., 2011).

A tendência pode ser entendida como uma alteração contínua e sistemática observada em uma série temporal, a qual reflete o grau de acréscimo ou diminuição nos valores da variável (Figura 9). A presença de tendências em séries temporais também pode evidenciar indícios de como os dados observados estão refletindo o efeito das mudanças no clima, sejam elas naturais ou não.

Para a identificação de tendências em séries temporais o teste estatístico de Mann-Kendall, tem sido amplamente utilizado em diversos estudos meteorológicos, climatológicos e hidrológicos. A aplicação desse teste foi recomendado pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) (HAMED, 2008; LIANG et al., 2011).

O teste de Mann-Kendall é um teste não paramétrico, que não requer que os dados apresentem uma distribuição normal, pois o teste não é afetado pela distribuição real dos dados, sendo menos sensível a dados discrepantes. Outra vantagem do teste é a sua baixa sensibilidade às interrupções abrupta devido não homogeneidade da série (BUISHAND et al., 1988; TABARI e TALAEE, 2011).

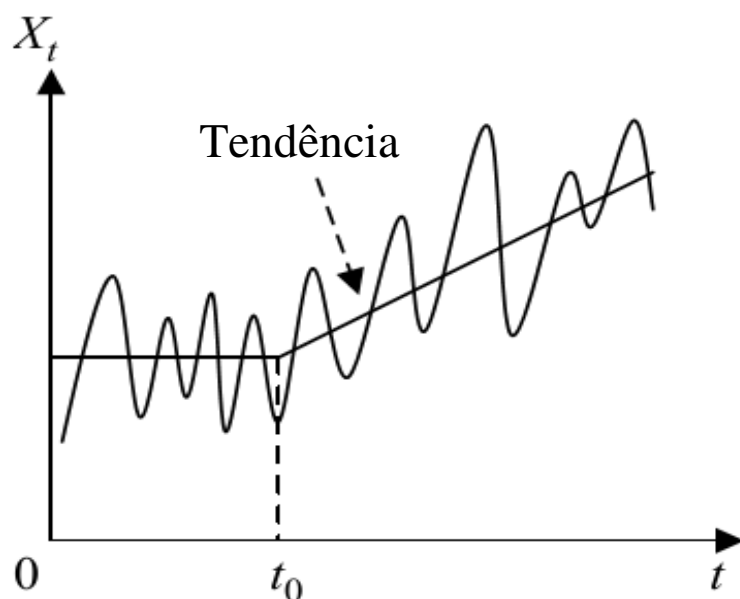


Figura 9. Identificação de tendência em uma série temporal.

Fonte: Wong et al. (2006)

O teste de Mann-Kendall é um teste estatístico não paramétrico, o qual é mais apropriado para séries normalmente não distribuídas e que apresentam falhas, as quais são frequentemente encontradas em séries temporais hidro-meteorológicas (SHENG et al., 2002). Por outro lado, os testes paramétricos para a identificação de tendência exigem que os dados apresentem uma distribuição normal, sendo mais sensíveis a dados discrepantes.

Um teste estatístico é classificado como paramétrico quando utiliza algum parâmetro estatístico para sua análise, por exemplo, média ou variância. Os testes que não exigem essa suposição são classificados como testes não paramétricos. Os testes não paramétricos são mais robustos em comparação com os seus homólogos paramétricos. Essa evidência foi comprovada nos estudos Xu et al. (2003) e Some'e et al., (2012) os quais ratificam a capacidade do teste de Mann-Kendall em distinguir entre a hipótese H_0 e H_1 , quando comparado ao teste t, paramétrico e ao teste de Spearman's, não paramétrico (SHENG et al., 2002).

A utilização para a detecção e análise de tendências em séries temporais com o teste de Mann-Kendall é comumente acompanhada pela análise de regressão linear (TABARI e TALAEE, 2011; YANG et al., 2012). Na análise de regressão, o principal parâmetro estatístico a ser avaliado é o coeficiente angular da reta, ou seja, sua declividade, a qual indica alteração média da variável estudada.

Os valores positivos encontrados para esse coeficiente mostra tendência de aumento, enquanto os valores negativos da declividade indicam tendências decrescentes. A existência de tendência estatisticamente significativa é ratificada quando os valores obtidos nos cálculos ultrapassam um limiar α (alfa) tabelado a um nível de significância $\alpha=0,01$ ou $\alpha=0,05$.

A literatura apresenta diversas pesquisas que buscam a identificação de alterações bruscas e de tendências em séries temporais. Estudos como o de Zhang et al. (2008) e Villarini et al. (2011) buscaram identificar pontos de mudança na média com o teste de Pettitt, enquanto que a presença de tendências foi examinada por meio dos teste de Mann-Kendall. Os resultados indicam que negligenciar a presença de alguns pontos de alteração estatisticamente significativos, poderia ter um grande impacto sobre as conclusões das análises de tendência.

A principal diferença entre tendência e mudança abrupta em séries temporais, se deve ao fato de que quando uma tendência é detectada, é bem provável que continue no futuro, enquanto a presença de um ponto de mudança indica a passagem de um regime para o outro, o que pode ser o mesmo até que um novo regime ocorre. (VILLARINI et al., 2011). A maioria dos testes utilizados para identificar ponto de mudança destina a detectar mudanças bruscas na média da distribuição, embora haja teste para identificar alterações na variância, embora esses sejam em menor número (FERRO et al., 2005).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Dados Utilizados e Área de estudo

Neste estudo, foram utilizadas informações do perfil vertical e horizontal do vapor de água troposférico, analisados por meio da razão de mistura (r). Estas informações são provenientes de radiossondagens para os níveis béricos atmosféricos de 700, 500 e 300 hPa. A análise realizada para o nível de 300 hPa abrange apenas as estações localizadas entre as latitudes de 40° norte e sul, devido à espessura da atmosfera reduzir em direção aos polos em função do menor aquecimento da superfície.

As radiossondas são realizadas diariamente em diversos aeroportos distribuídos em todo o globo. Os dados são obtidos às 0h (zero) e/ou às 12h (GMT), disponíveis no banco de dados de Universidade de Wyoming. Foram adquiridas 424 estações com a análise realizada para 86 estações, entre os anos de 1980 a 2010, totalizando 31 anos de dados (Tabela 9).

As estações utilizadas estão localizadas no Ártico (Mar de Bering, Arquipélago das Aleutas e Alasca, norte do Canadá, Groenlândia e oceano ártico), na América do Norte (Canadá, Estados Unidos e México), América Central (Belize, Bahamas, Porto Rico, San Martin, Guadalupe, Trimida e Tobago e Curucao), América do Sul (Colômbia, Brasil, Chile e Argentina) e algumas poucas sobre os oceanos Pacífico e Atlântico (Bernudas e Hawaii) (Figura 10).

3.2. Aquisição e Tratamento dos Dados

Como as sondagens são realizadas diariamente e este estudo propôs identificar tendências e pontos de mudanças de dados mensais e anuais, para os respectivos níveis béricos já referenciados. Para este fim, foram construídos em linguagem de programação Fortran e em Shell Script, alguns programas que possibilitassem a adequação dos dados para a análise.

As informações das estações foram obtidas por meio da utilização de um programa desenvolvido em Shell Script, com o qual, foi realizado o download das informações, mediante o fornecimento do número identificador da estação, dos meses os quais se desejavam as informações e do intervalo, em anos, para início e fim da série.

Para cada estação selecionada, 372 arquivos no formato txt foram contabilizados, com informações compreendidas entre 01 de janeiro de 1980 a 31 de dezembro de 2010.

Tabela 9. Identificações das estações utilizadas no estudo

Nº da Estação	Localização	Latitude	Longitude
70414	Ilha Near, Semichi - Arquipélago de Aleutas (EUA)	52,7	174,1
70308	Ilha Saint Paul, Mar de Bering (Alasca-EUA)	57,15	-170,21
70316	Cold Bay, Península do Alasca (EUA)	55,20	-162,71
70231	Mcgrath, Alasca (EUA)	62,95	-155,61
70133	Kotzebue, Ralph Wien - Alasca (EUA)	66,86	-162,63
70026	Barrow, North Slope – Alasca (EUA)	71,30	-156,77
70273	Anchorage, Alasca (EUA)	61,15	-150,00
04360	Tasiilaq, Groenlândia	65,59	-37,63
04270	Narsarsuaq, Groenlândia	61,15	-45,43
04320	Danmarkshavn, Groenlândia	76,76	-18,65
04018	Islândia	63,95	-22,60
01001	Ilha Jan Mayes	70,93	-8,65
01028	Ilha Svalbard	74,51	19,01
06011	Ilha Feroe	62,00	-6,76
71119	Edmonton Stony Plain, Canadá	53,52	-114,09
71081	Hall Beach, Canadá	68,76	-81,20
71082	Alert, Canadá	82,50	-62,33
71917	Eureka, Canadá	79,98	-85,93
71722	Maniwaki, Canadá	46,38	-75,95

continua ...

71600	Sable Island, Canadá	43,93	-60,00
71811	Sept-Iles, Canadá	50,20	-66,25
71836	Moosonee, Canadá	51,25	-80,65
71907	Inukjuak, Canadá	58,45	-78,11
71906	Kuujjuaq, Canadá	58,11	-68,41
71913	Churchill, Canadá	58,72	-94,08
71867	The Pas, Canadá	53,95	-101,09
71934	Fort Smith, Canadá	60,02	-111,93
70398	Annette Island, Canadá	55,02	-131,55
71945	Fort Nelson, Canadá	58,83	-122,59
71909	Iqaluit, Canadá	63,75	-68,55
71915	Coral Harbour, Canadá	64,19	-83,36
71926	Baker Lake, Canadá	64,30	-96,00
71925	Cambridge, Canadá	69,12	-105,05
71924	Resolute, Canadá	74,69	-94,95
70361	Yakutat, Canadá	59,50	-139,66
71043	Norman Wells Ua, Canadá	65,27	-126,75
72250	Brownsville Intl, TX (EUA)	25,90	-97,41
72201	Key West, FL (EUA)	24,54	-81,75
72208	Charleston/Muni, SC (EUA)	23,09	-80,02
72274	Tucson, AZ (EUA)	32,11	-110,93
72235	Jackson Thompson Fld, MS (EUA)	32,31	-90,08
72317	Greensboro/High Pt, NC (EUA)	36,08	-79,94

continua ...

continuação ...

72327	Nashville/Old Hichory, TN (EUA)	36,25	-86,55
72747	Int. Falls, MN (EUA)	48,56	-93,37
72340	Lake Charles/Muni, LA (EUA)	34,72	-92,23
72363	Amarillo Arpt (Awos), TX, (EUA)	35,22	-101,69
72572	Salt Lake Cite/Intl, UT (EUA)	40,77	-111,95
72451	Dodge City, KS, (EUA)	37,77	-99,97
72456	Topeka/Billard Muni, KS (EUA)	39,06	-95,62
72597	Medford/Jackson, OR (EUA)	42,36	-122,86
72681	Boise Mun, ID (EUA)	43,56	-116,20
72797	Quillayute, WA (EUA)	47,95	-124,55
72662	Rapid City, SD (EUA)	44,08	-103,20
72768	Glasgow/Int, MT (EUA)	48,20	-106,61
72562	Noth Platte/Lee Bird, NE (EUA)	41,13	-100,68
72645	Green Bay/Straubel, WI (EUA)	44,47	-88,12
72518	Albany, NY (EUA)	42,70	-73,83
91165	Lihue, Hawai	21,97	-159,35
91285	Hilo, Hawai	19,70	-155,05
76692	Hacienda Ylang Ylang Ver, México	19,14	-96,11
76612	Guadalajara, Jal, México	20,65	-103,37
76679	Cidade do México, México	19,43	-99,13
76225	Chihuahua, Chuih, México	28,62	-106,08
76458	Colonia Juancarrasco, México	23,20	-106,41
78866	Saint Martin	18,03	-63,11
78073	Bahamas	25,04	-77,45

continua ...

continuação ...

78897	Guadeloupe	16,26	-61,51
78016	Bermuda	32,36	-64,68
78526	San Juan, Puerto Rico	13,06	-59,47
78583	Belize	17,53	-88,3
78988	Curacao	12,19	-68,95
78970	Trinidad e Tobago	10,60	-61,34
80222	Bogota, Colômbia	4,69	-74,15
82332	Manaus, Brasil	-3,15	-59,97
82599	Natal, Brasil	-5,90	-35,25
83378	Brasília, Brasil	-15,86	-47,93
83612	Campo Grande, Brasil	-20,46	-54,66
83746	Rio de Janeiro, Brasil	-22,80	-43,25
83840	Curitiba, Brasil	-25,51	-49,15
83971	Porto Alegre, Brasil	-30,00	-51,18
85442	Antofagasta, Chile	-23,43	-70,44
85799	Puerto montt Chile	-41,43	-73,09
85934	Punta Arena, Chile	-53,00	-70,84
87344	Cordoba, Argentina	-31,31	-64,22
87576	Buenos Aires, Argentina	-34,81	-58,52
87623	Santa Rosa, Argentina	-36,56	-64,26

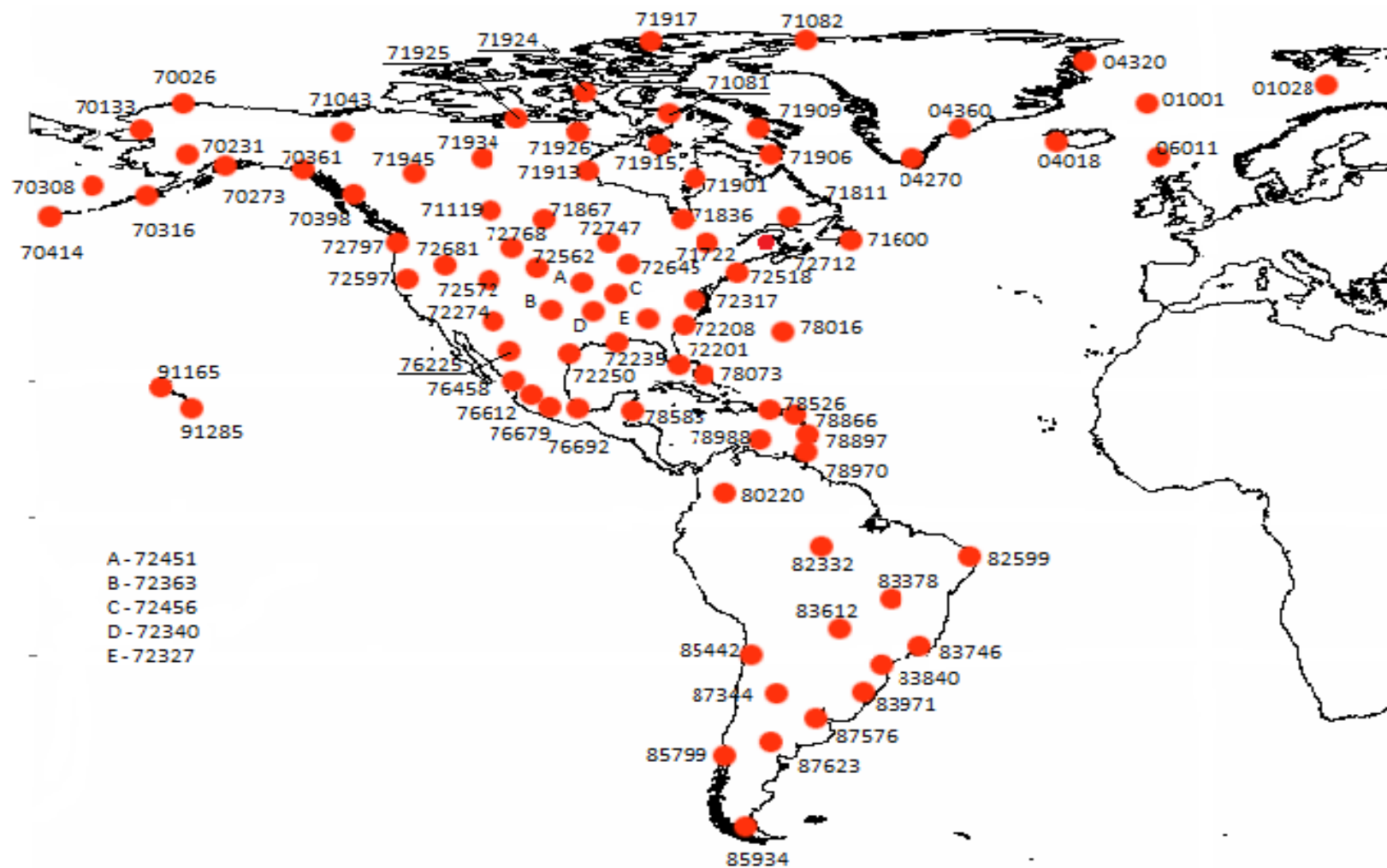


Figura 10. Localização geográfica das estações utilizadas no estudo.

Em seguida, essas informações foram extraídas do arquivo original fornecido pelo banco de dados de Universidade de Wyoming e separadas em função do mês e dos respectivos níveis béricos. Para esse procedimento foi utilizado programa computacional na linguagem Fortran.

Posteriormente, para esses arquivos com as informações mensais dos respectivos níveis béricos, foi calculada a média mensal e em seguida a média anual. Por fim, as informações da razão de mistura foram retiradas do conjunto de dados e submetidas ao procedimento de preenchimento de falhas, caso necessário, e à análise de homogeneidade e tendência.

3.3. Preenchimento de Falhas

As estações que apresentaram falha em seu banco de dados, foram preenchidas com a respectiva média mensal do período compreendido entre 1980 a 2010. Este procedimento foi realizado apenas para as estações que apresentaram número máximo de três meses com falhas, sendo essas lacunas não consecutivas. As estações que não se enquadraram nestas especificações foram descartadas, sendo 12 na América do Sul e 8 na América Central.

3.4. Cálculo de Tendência e Homogeneidade

A análise de homogeneidade e tendência foi realizada para as informações de razão de mistura, que é expressa como a massa de vapor de água ($m_{\text{água}}$) contida em uma mistura por unidade de massa de ar seco ($m_{\text{ar seco}}$), na qual o vapor está contido, Equação 1. Uma das principais características da razão de mistura ser utilizada, é que a mesma não varia com a temperatura, como a umidade relativa, exceto se a temperatura estiver abaixo do ponto de orvalho, quando o ar está completamente saturado de vapor de água. Nestas condições, a queda da temperatura irá ocasionar a condensação forçada da água.

$$r = \frac{m_{\text{água}}}{m_{\text{ar seco}}} \quad (1)$$

em que:

$m_{\text{água}}$ – massa do vapor de água (g)

$m_{ar\ seco}$ – massa do ar seco (kg)

Para a identificação de tendência na série temporal da razão de mistura foi usado o teste estatístico não paramétrico de Mann-Kendall (MANN, 1945; KENDALL, 1975), também conhecido como teste “S”. O teste considera a hipótese de estabilidade de uma série temporal, onde a sucessão de valores ocorre de forma independente e a distribuição de probabilidade deve permanecer sempre a mesma (série aleatória simples). O teste considera a série temporal Y_i de n termos ($1 \leq i \leq n$), onde a estatística desse teste é dada pela Equação (2).

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sinal}(Y_j - Y_i) \quad (2)$$

em que,

$$\text{sinal}(Y_j - Y_i) = \begin{cases} +1 & \text{se}(Y_j - Y_i) > 0 \\ 0 & \text{se}(Y_j - Y_i) = 0 \\ -1 & \text{se}(Y_j - Y_i) < 0 \end{cases}$$

Para séries com grande número de termos (n), a estatística “S” apresenta uma distribuição normal com média zero e variância definida pela Equação (3).

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (3)$$

O teste tem como hipótese nula (H_0) a ausência de tendência na população. Testando a significância estatística de S para a hipótese alternativa (H_1), a qual expressa a existência de tendência, usa-se um teste bilateral a H_1 , pelo qual a hipótese alternativa pode ser rejeitada para grandes valores da estatística Z , Equação (4).

$$z = \begin{cases} \frac{(S - I)}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{se } S > 0 \\ 0 & \text{se } S = 0 \\ \frac{(S + I)}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{se } S < 0 \end{cases} \quad (4)$$

Com base na análise da estatística Z, é realizada a decisão de aceitar ou rejeitar a hipótese nula (H_0) de ausência de tendência, confirmar a hipótese de estabilidade dos dados ou rejeitá-la a favor da hipótese alternativa (H_1), admitindo a existência de tendência na série de dados. O sinal da estatística Z indica se a tendência é crescente ($Z > 0$) ou decrescente ($Z < 0$). Em um teste bilateral para tendência, H_1 deve ser rejeitada se $|Z| \geq Z_{\alpha/2}$, em que o valor de $Z_{\alpha/2}$ é obtido da tabela na distribuição normal padronizada. Para esse teste foi adotado nível de significância de 0,05, que apresenta intervalo para Z tabelado de $\pm 1,96$.

A análise de regressão também foi realizada para indicar alterações na série temporal mediante a utilização do teste de significância para o coeficiente angular da reta. Esse teste avalia se esse coeficiente é significativamente diferente de zero, indicando a presença de tendência, sendo indicada pela regressão linear de Y com variável aleatória no tempo X, Equação (5).

$$Y = a + bX \quad (5)$$

sendo,

Y - variável em análise

X - tempo

a e b - coeficientes da regressão calculados pelo método dos mínimos quadrados

A hipótese nula (H_0) de que não existe tendência, ou seja, $b = 0$, é testada por meio do teste t de Student com n-2 graus de liberdade, Equação (6). A hipótese de nulidade é rejeitada quando o valor de t calculado é maior, em valor absoluto, ao valor crítico tabelado $t_{\alpha/2, n-2}$, a um determinado nível de significância α_0 , sendo para esse teste também adotado nível de significância de 0,05. Para série com número de termo $n = 31$, como neste estudo, 31 anos, o valor crítico tabelado é $t = 2,045$.

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} = \frac{b}{s/\sqrt{SSx}} \quad (6)$$

em que,

n - tamanho da amostra

r - coeficiente de correlação de Pearson

s - desvio padrão dos resíduos

b - coeficiente angular da reta

SS_X - soma dos quadrados da variável independente (tempo em análise de tendência)

Para verificar a homogeneidade da série, os dados foram submetidos ao teste de homogeneidade de Pettitt. O teste estatístico de Pettitt é uma análise não paramétrica que utiliza uma versão do teste de Mann-Whitney, para se verificar se duas amostras pertencem à mesma população. O teste possibilita identificar possível ponto onde ocorre mudança brusca (quebra ou mudança) na série temporal (PETTITT, 1979). O teste tem como hipótese nula (H₀), a não existência de mudança brusca na série, enquanto que na hipótese alternativa (H₁) ela existe.

A formulação deste teste é baseada em ranques, onde a série temporal é ordenada de 1 a n e classificada em ordens (O_i) de acordo com sua posição de observação X_i, Equação (7).

$$U_k = 2 \sum_{i=1}^k O_i - k(n+1) \quad k = 1, 2, \dots, n-1 \quad (7)$$

em que,

n - número de dados

O_i - ordem da i-ésima observação, quando os valores de X₁, X₂ ..., X_n são ordenados em ordem crescente

Para cada ponto da série k, calculou-se a soma das classes, onde o valor máximo de k determina o ponto de mudança, sendo definido pela Equação (8).

$$K(t) = \text{Max}_{1 \leq k \leq n} |U_k| \quad (8)$$

A hipótese nula (H_0) é rejeitada se o valor de K_a calculado exceder um valor crítico tabelado, a um determinado nível de significância α , definido por meio da Equação (9). Para esse teste foi adotado nível de significância de 5%.

$$K_a = \sqrt{\frac{-\ln(\alpha)(n^3+n^2)}{6}} \quad (9)$$

em que,

K_a - probabilidade da significância associada á rejeição de H_0

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. Nível Bórico de 700 hPa

A variabilidade temporal observada pelo vapor de água para o nível de 700 hPa foi caracterizada por sofrer influência direta de fatores de escala global e local. Em grande escala se destaca a variação na temperatura da superfície dos oceanos e os modos de variabilidade atmosféricos. Alterações locais como a variação da cobertura de gelo e erupções vulcânicas também contribuíram para modificar a concentração de vapor de água neste nível, assim como nos demais analisados.

A variabilidade no vapor de água em função de mudanças na temperatura da superfície do oceano Pacífico equatorial, que ocorre durante os eventos El Niño e Oscilação Sul (ENOS), por exemplo, dependendo de sua fase, quente (fria) representada pelo El Niño (La Niña), contribui para aumentar (diminuir) a concentração de vapor de água na atmosfera (SCAIFE et al., 2003). Dessler e Wong (2009) mostraram evidências de que o feedback do vapor de água, em resposta às variações dos ENOS é maior do que o feedback de vapor de água em resposta ao aquecimento global.

Neste nível foi identificado, por meio do teste de Mann-Kendall (Figura 11), um maior número de tendências positivas, a qual indica que o vapor de água na baixa troposfera aumentou durante o período em análise. Foi observado que nas regiões como o Ártico, parte da América do Norte, Caribe e norte da América do Sul, houve um predomínio de tendências positivas, sendo observada tendência estatisticamente significativa na média anual para várias destas estações.

A tendência negativa foi verificada para a região centro oeste do Canadá e Estados Unidos, México e sul da América do Sul. As tendências negativas estatisticamente significativas apenas foram observadas no México, sul da América do Sul. No entanto, também foi observada significância estatística para a redução do vapor de água em uma estação localizada na região do Caribe.

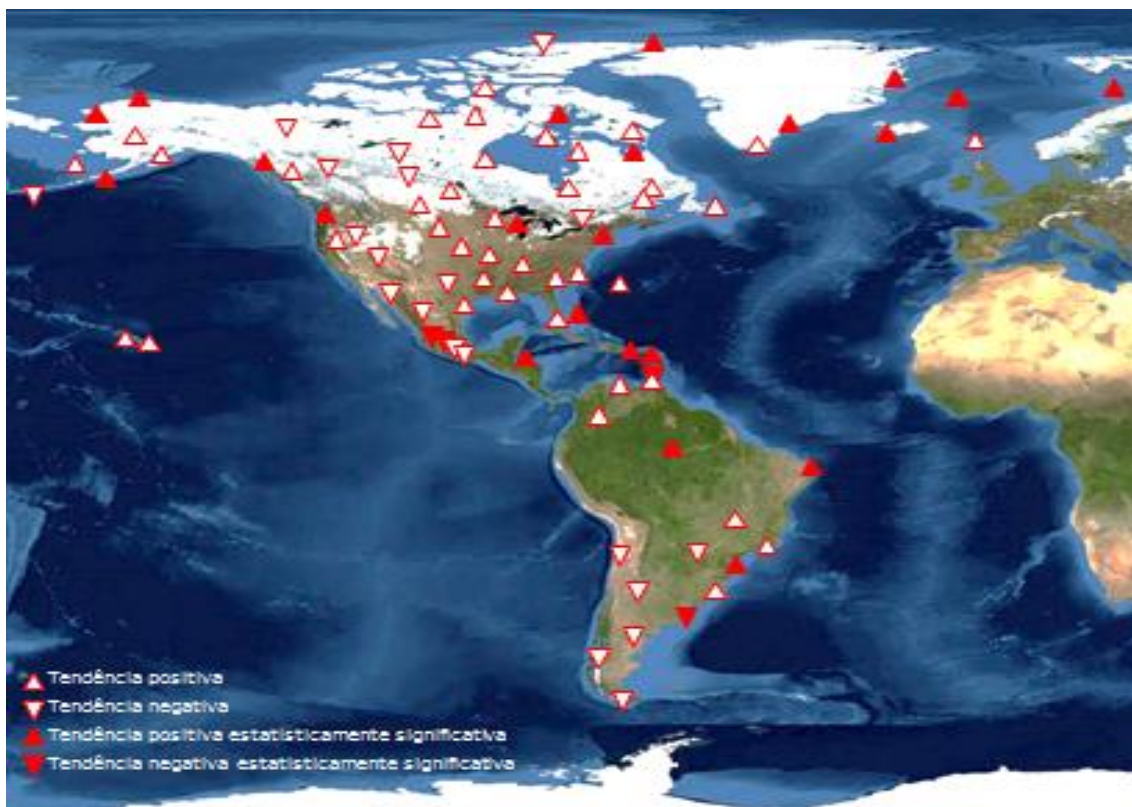


Figura 11. Tendência do vapor de água anual em 700 hPa obtida pelo teste de Mann-Kendall.

As estações localizadas no Círculo Polar Ártico, região localizada ao norte do paralelo de latitude $66^{\circ} 33' 44''$ Norte, mostraram tendência para o aumento anual da concentração de vapor de água na atmosfera em quase todas as estações analisadas. Para algumas dessas estações, esse acréscimo no vapor de água foi estatisticamente significativo. Também foi observada tendência de redução no vapor de água, no entanto, essa diminuição não apresentou significância estatística.

Para as estações localizadas no Mar de Bering, Arquipélago das Aleutas e Alasca, apenas a estação 70414 demonstrou redução na média anual para o vapor de água. Nesta estação, os meses de fevereiro, outubro a dezembro apresentaram tendência estatisticamente significativa, com redução de $-0,13 \text{ gkg}^{-1}$ de vapor de água por década, para os meses de outubro e novembro. Esse declínio corresponde a 10,83 e 14,60% da média observada nesta estação entre os anos de 1980 a 2010, respectivamente para outubro e novembro. Esta estação foi à única da região que apresentou redução no vapor de água com significativa estatística (Tabela 4).

Tabela 4: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as estações localizadas no Mar de Bering, Arquipélago das Aleutas e Alasca

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 70414 Ilha Near, Semichi - Arquipélago de Aleutas (EUA)													
Z	0,15	-2,38*	-1,83	-1,54	-0,76	0,79	-0,42	-1,29	-0,06	-2,77*	-3,07*	-1,61	-1,66
t	-0,28	-2,50*	-1,78	-1,52	-1,00	0,76	-0,24	-1,62	0,30	-3,55*	-3,48*	-2,09*	-2,03
β_{10}	-0,01	-0,09	-0,07	-0,07	-0,04	0,07	-0,02	-0,12	0,02	-0,13	-0,13	-0,08	-0,05
Pettitt	2005	1996*	1996*	1992	1996	1993	2001	1989	1983	1995*	1994*	1996*	1996*
Estação 70308 Ilha Saint Paul, Mar de Bering (Alasca-EUA)													
Z	-0,27	1,73	-0,27	1,41	1,49	2,02*	-0,05	0,91	-0,44	0,00	-0,20	-1,24	1,20
t	0,38	1,57	-0,01	1,39	1,75	2,30*	0,04	0,40	-0,39	0,33	-0,44	-1,25	1,44
β_{10}	0,01	0,06	0,00	0,05	0,07	0,12	0,00	0,03	-0,02	0,01	-0,02	-0,05	0,02
Pettitt	2005	1992	1989	1997	2001	1995*	2001	1982	2007	1983	2004	1990	1988
Estação 70316 Cold Bay, Península do Alasca (EUA)													
Z	1,00	1,08	-1,73	2,81*	0,76	2,21*	2,19*	1,68	0,62	1,27	-0,64	-0,98	2,78*
t	1,12	1,04	-1,74	2,54*	0,97	2,19*	2,39*	1,77	0,70	1,34	-0,42	-0,84	3,03*
β_{10}	0,04	0,04	-0,06	0,08	0,06	0,12	0,20	0,12	0,04	0,05	-0,01	-0,04	0,05
Pettitt	1989	1987*	1998	1997*	2001	1995*	1993*	1992*	1983	1999	2003	1995	1992*
Estação 70026 Barrow, North Slope - Alasca (EUA)													
Z	-1,20	-0,73	-1,68	3,09*	2,21*	1,71	-0,17	2,05*	2,38*	-0,56	1,36	0,40	2,97*
t	-1,71	-0,75	-1,60	4,10*	2,21*	2,17*	-0,08	2,19*	2,00	-0,07	1,14	0,44	3,22*
β_{10}	-0,05	-0,02	-0,03	0,09	0,09	0,08	0,00	0,20	0,11	0,00	0,03	0,01	0,04
Pettitt	1985	1995	1999*	1988*	1988*	1995*	2000	1987*	1994*	1993	1990	1989	1992*
Estação 70133 Kotzebue, Ralph Wien - Alasca (EUA)													
Z	-1,58	-0,39	-1,12	2,48*	0,78	2,29*	1,03	1,54	1,66	0,81	-0,37	-0,34	2,83*
t	-1,99	-0,08	-1,16	2,75*	0,92	2,34*	1,37	1,53	1,58	1,18	-0,15	-0,47	2,79*
β_{10}	-0,06	0,00	-0,03	0,08	0,05	0,09	0,08	0,11	0,10	0,05	0,00	-0,01	0,04
Pettitt	1988	1982	2005	1987*	1987	2002*	2002	1986	1993	2001	1986	1989	2001*
Estação 70231 Mcgrath, Alasca (EUA)													
Z	-1,48	-0,49	-1,13	0,68	-0,81	0,57	-0,28	1,54	0,66	0,66	-0,90	-0,93	0,10
t	-1,70	-0,36	-1,22	0,95	-0,58	0,89	-0,09	1,68	0,56	0,62	-0,93	-0,94	0,20
β_{10}	-0,06	-0,01	-0,04	0,03	-0,03	0,04	0,00	0,12	0,04	0,03	-0,04	-0,04	0,00
Pettitt	1995	1983	1994	1987	1995	2002	1995	1987*	1988	2001	1993	1993	1995
Estação 70273 Anchorage, Alasca (EUA)													
Z	-0,51	-0,62	-1,12	1,41	-0,18	-0,03	1,66	1,25	0,86	0,06	0,42	-0,61	1,01
t	-0,73	-0,68	-1,48	1,60	0,28	0,17	1,49	1,30	0,75	0,80	0,32	0,10	0,78
β_{10}	-0,03	-0,03	-0,05	0,04	0,01	0,00	0,05	0,07	0,05	0,04	0,01	0,00	0,01
Pettitt	2003	2004	1994	1987*	1995	1986	1993	1987	1988	2001	1985	1995	1986

* estatisticamente significativo a 5%

As demais estações também mostraram redução mensal no vapor de água, destacando-se o mês de março, no qual em todas as estações a tendência foi negativa. Comumente, a redução no vapor de água ocorre entre os meses de novembro a março, fim do outono, inverno e início da primavera no Hemisfério Norte (HN), embora seja identificada tendência oposta nestes meses.

O aumento no vapor de água, em geral foi observado para os meses compreendidos entre abril a outubro, alguns meses da primavera e outono e todos os de verão no HN. Alguns desses meses apresentaram significância estatística para esse aumento, como observado nas estações 70308, 70316, 70026 e 70133, para pelo menos um desses meses. As três últimas estações referenciadas apresentaram tendência significativa na média anual, assim como ponto de mudança na média.

A variabilidade anual observada no vapor de água nesta região, com redução no período do inverno e aumento no verão, é resultante da variação sazonal entre as

estações climáticas (primavera, verão, outono e inverno). Essa sazonalidade contribui para que durante os meses mais quentes (frios) ocorram respostas em função da circulação atmosférica com maior (menor) advecção de vapor de água para a região em análise. Outra contribuição para o aumento (diminuição) de vapor de água no período mais quente (frio) é a resposta da camada ativa do solo, a qual está sujeita a descongelamento (congelamento) anual de neve e de áreas de permafrost (solo congelado) em função dessa sazonalidade (SHIKLOMANOV e NELSON, 2013).

Essa intensificação das estações, com invernos mais frios e verões mais quentes, provoca extremos no aumento e diminuição da evaporação, intensificando o derretimento de neve, permafrost e de geleiras, principalmente nos meses de verão (HARRIS, et al., 2009). No entanto, esse resultado pode estar indicando que as estações mais quentes e mais frias estão passando por modificações.

Nesta região, quatro estações demonstraram ponto de mudança na média anual de vapor de água, no entanto, apenas em uma, estação 70414, apresentou redução após o ponto de mudança ocorrido em 1996, com redução de 10,35% (Figura 12). Essa redução pode ser decorrente da mudança da temperatura das águas superficiais do oceano Pacífico, reduzindo a advecção de umidade para a região onde a estação está localizada neste oceano.

Nas demais estações, depois do ponto de mudança houve um aumento na média anual de vapor de água na ordem de 6,85, 6,30 e 9,01%, respectivamente, para as estações 70316, 70133 e 70026. O maior aumento foi observado na estação 70026, onde a média, antes do ponto de mudança $\mu_1 = 0,998$, passou para $\mu_2 = 1,088 \text{ gkg}^{-1}$ de vapor de água. Embora essas estações demonstrem aumento na concentração de vapor de água, com tendência significativa ratificando esse aumento, observar-se-á na Figura 12 que, próximo ao ano 2000, à concentração de vapor de água começa a diminuir, o que pode ser decorrente da redução da temperatura do oceano Pacífico.

A variabilidade temporal no vapor de água observada pelas estações localizadas no Mar de Bering, Arquipélago das Aleutas e Alasca, mostra um padrão distinto. Parte desse padrão é reflexo da circulação global existente nesta região, no entanto, se observa a resposta do vapor de água também a um padrão local de variabilidade.

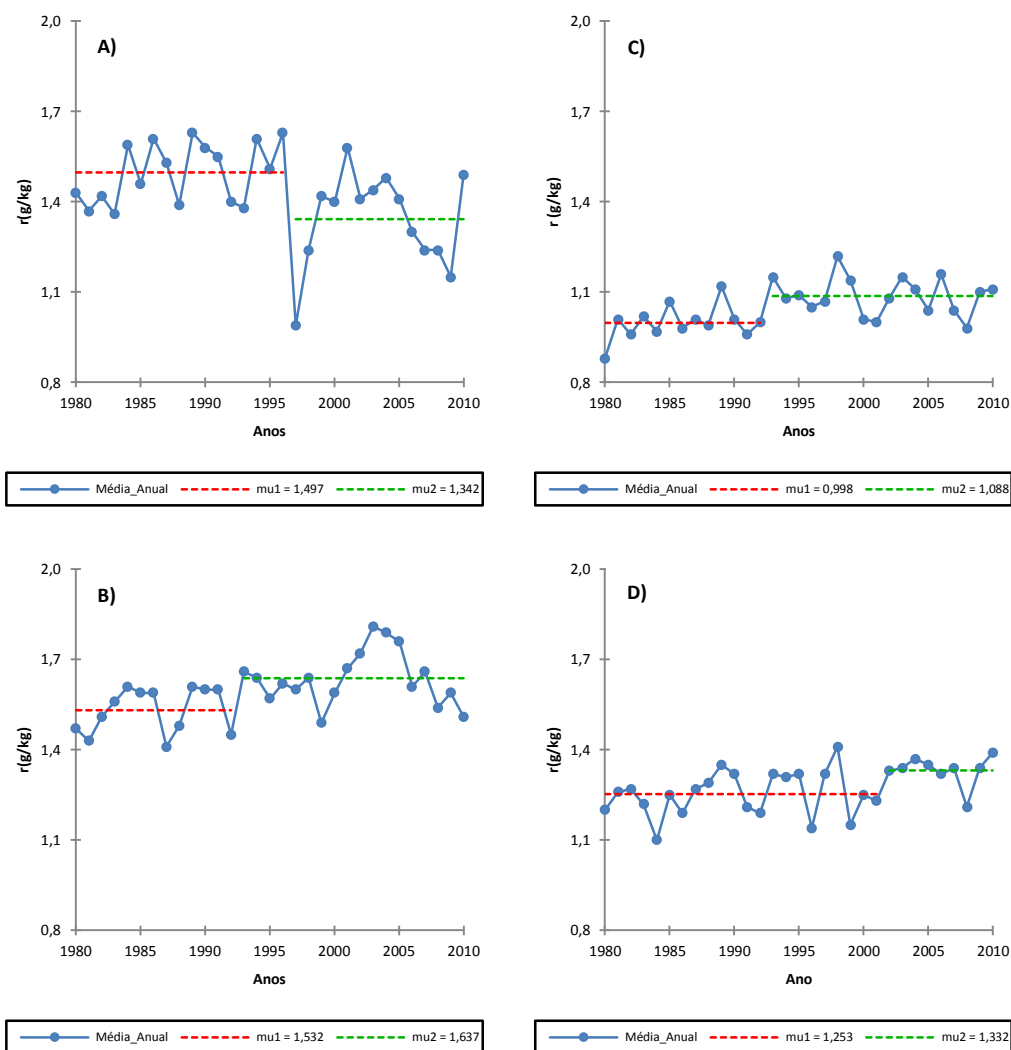


Figura 12. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas no Mar de Bering, Arquipélago das Aleutas e Alasca no nível de 700 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 70414, b) 70316, c) 70026 e d) 70133.

Este fato é comprovado na redução de vapor de água ocorrida no ano de 1984 na estação 70133, onde esse decréscimo é coerente com o La Niña ocorrido neste ano. Entretanto, no ano 1986 na estação 70273, e 1987 nas estações 70308, 70316, 70231, 70133, também foi observada redução na concentração de vapor de água, embora no ano 1986/87 seja de El Niño. Nos anos de 1995, 1996, 1997, 1999 e 2000 também apresentaram redução no vapor de água nas estações 70273, 70231, 70414, 70316, 70308 respectivamente. Nestes anos foram observados tantos eventos El Niño, quanto La Niña.

Parte da redução observada no vapor de água atmosférico, nestas estações, foi decorrente de erupções vulcânicas ocorridas na região em análise. O Alasca e sua península juntamente com as ilhas que formam o arquipélago das Aleutas apresentam,

em média, 25 vulcões ativos. Um destes vulcões, o Shishaldin, entre os anos de 1981 a 2008 apresentou 14 erupções. Uma erupção vulcânica aumenta o nível de condensação na atmosfera.

Destas erupções, algumas duraram quase um ano, como a ocorrida em 19 de março de 1986, que perdurou até março de 1987. Outra erupção originou uma pluma de mais de 17.000 metros de altura, como a ocorrida em 9 de fevereiro de 1999 (BEGET et al., 2002). Algumas das reduções também estão em conformidade com os anos de La Niña, como por exemplo, as ocorridas em 1986/87 e 1999/2001.

Quase a totalidade dos anos que demonstram acréscimo do vapor de água na atmosfera coincide com anos de El Niño, como se observou nos anos de 1997/98 e 2002/2003, por exemplo. Episódios de aumento na concentração de vapor de água também foram observados nestas estações, como os ocorridos em 1998 e 2003, bem como os sucedidos nas estações 70231 (Mcgrath) e 70237 (Anchorage) de 1996 a 2005 e 1986 até 1994.

As estações localizadas no norte do Canadá, contidas no Círculo Polar Ártico, apresentaram o mesmo padrão observado no Alasca e Aleutas. A tendência observada na média anual de vapor de água em todas as estações foi de aumento. Para algumas estações esse aumento apresentou significância estatística. A única exceção está na estação 71917, que demonstrou tendência negativa por meio do teste de Mann-Kendall (Tabela 5).

Na estação 71917 (Eureka, CAN), a tendência anual indica que o vapor de água está diminuindo (Z com sinal negativo), decorrente da diminuição do vapor de água observado na última década em análise. No entanto, o teste t mostra uma tendência linear ainda positiva, ou seja, de aumento no vapor de água. Apesar da discordância entre os testes, os índices obtidos pelos testes estão próximos de zero.

Para essa estação, o teste de Mann-Kendall indicou a redução de vapor de água, a qual outrora foi positiva em virtude do aumento de vapor de água nos primeiros anos da série. Em contra partida, a tendência demonstrada pela regressão linear ainda foi de aumento.

Entre os meses de maio a outubro, no norte do Canadá foi observada tendência positiva, com algumas estatisticamente significativas, ratificando o aumento de vapor de água nestes meses, embora existam estações que demonstrem redução no vapor de água em um destes meses, porém sem valor estatístico.

Tabela 5: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as estações localizadas no Círculo Polar Ártico, norte do Canadá

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 71081 Hall Beach, Canadá													
Z	-0,75	-1,03	0,28	1,21	2,07*	3,04*	2,85*	3,50*	0,37	1,71	-2,29*	-0,08	2,44*
T	-1,09	-0,67	-0,14	1,09	1,80	3,55*	3,71*	3,72*	0,54	1,82	-1,69	-0,45	3,22*
β_{10}	-0,01	-0,01	0,00	0,02	0,08	0,11	0,14	0,16	0,02	0,06	-0,04	-0,01	0,04
Pettitt	1995	1988	1981	1993*	1992	1994*	2001*	1997*	1997	1999	1988	2008	1997
Estação 71082 Alert, Canadá													
Z	-1,92	-0,51	-2,72*	-1,15	1,53	1,60	2,90*	2,46*	1,37	-1,41	-0,98	-0,56	2,00*
T	-2,31*	-0,28	-3,04*	-1,22	1,41	2,18*	3,70*	2,85*	1,91	-0,91	-1,16	-0,23	2,50*
β_{10}	-0,03	0,00	-0,03	-0,02	0,03	0,05	0,10	0,09	0,04	-0,02	-0,01	0,00	0,02
Pettitt	1987*	2004	1992*	1998	2000	1998	1993*	1997*	1998	1987	1999	1990	2001
Estação 71906 Kuujuaq, Canadá													
Z	-0,91	-0,86	-0,81	-0,28	1,30	0,52	2,80*	1,93	0,34	2,70*	0,78	0,95	2,58*
T	-0,71	-0,54	-0,80	-0,08	1,30	0,49	3,16*	2,15*	0,58	2,67*	0,91	0,76	3,13*
β_{10}	-0,02	-0,02	-0,02	0,00	0,07	0,03	0,19	0,23	0,37	0,12	0,03	0,04	0,05
Pettitt	1987	1987	1991	1988	1996	2005	1989*	1994	2003	2002*	2007	1992	1997
Estação 71907 Inukjuak, Canadá													
Z	-0,25	-1,44	-0,34	-1,05	0,69	-0,32	2,17*	1,15	0,00	2,55*	0,90	0,35	1,61
T	-0,36	-1,55	-0,59	-0,88	0,73	-0,95	2,02	1,74	0,42	2,94*	1,06	0,60	1,82
β_{10}	0,00	-0,04	-0,01	-0,03	0,04	-0,05	0,15	0,13	0,03	0,13	0,04	0,02	0,03
Pettitt	1987	1987*	1991	1987	1997	1981	1998*	1993	2004	2003*	1999	2003	1997
Estação 71909 Iqaluit, Canadá													
Z	-0,45	-0,85	0,00	-0,57	1,37	1,22	1,41	1,98*	0,13	1,25	0,06	0,81	1,90
T	-0,82	-0,38	0,09	0,18	1,04	1,79	1,23	2,60*	0,77	1,18	0,48	1,03	2,52*
β_{10}	-0,02	-0,01	0,00	0,00	0,04	0,09	0,08	0,14	0,05	0,05	0,01	0,03	0,04
Pettitt	1988	1988	2004	1989	1992	1997	2001	1997*	1984	2000	1988	1994	1999
Estação 71915 – Canadá													
Z	-0,85	-1,20	-1,15	0,71	1,13	2,04*	1,73	2,82*	1,22	1,24	-2,00*	0,34	1,29
T	-1,20	-1,50	-0,80	0,37	1,41	1,04	1,39	3,44*	0,92	1,21	-1,15	0,56	1,95
β_{10}	-0,01	-0,03	-0,02	0,01	0,07	0,04	0,07	0,17	0,04	0,05	-0,03	0,01	0,03
Pettitt	1988	1988	2004	1989	1992	1997	2001	1997*	1984	2000	1988	1994	1999
Estação 71917 Eureka, Canadá													
Z	-2,77*	0,03	-1,68	-0,63	-0,06	0,34	1,22	0,93	0,76	-1,77	-0,47	-1,11	-0,47
T	-3,38*	-0,24	-2,06*	0,08	0,14	0,16	1,16	0,75	1,04	-1,00	-0,24	-0,57	0,04
β_{10}	-0,03	0,00	-0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	-0,02	0,00	0,00	0,00
Pettitt	1990*	2004	1992	2000	1988	1981	1988	2000	2001	1988	1999	1989*	1991
Estação 71924 Resolute, Canadá													
Z	-1,92	-0,85	-0,98	0,22	0,39	1,44	2,14*	2,51*	0,27	0,45	-1,27	0,00	1,90
T	-2,00	-0,91	-1,36	0,40	0,42	1,29	2,09*	3,15*	0,05	1,06	-0,84	-0,07	2,20
β_{10}	-0,02	-0,01	-0,02	0,01	0,01	0,05	0,13	0,14	0,00	0,03	-0,01	0,00	0,02
Pettitt	1993	1993	2001	1999	1996	1998	1988	2000*	1995	2001	1989	2000	2000
Estação 71925 Cambridge, Canadá													
Z	0,80	-2,18*	-0,32	-0,25	-1,10	1,32	1,70	1,42	1,79	1,87	-1,29	0,49	1,63
T	0,09	-2,31*	-0,12	-0,17	-1,29	1,51	1,87	1,51	1,97	2,52*	-1,30	0,46	1,95
β_{10}	0,00	-0,04	0,00	0,00	-0,04	0,07	0,10	0,08	0,10	0,07	-0,02	0,01	0,02
Pettitt	2002	1991*	1995	1998	1994	1993	1995	1993	1995*	1999	2003	1991	1993
Estação 71926 Baker Lake, Canadá													
Z	-0,08	-2,34*	-1,25	-0,88	-0,52	0,17	0,06	0,85	0,74	0,39	-1,05	0,44	0,00
T	-0,39	-0,74*	-1,29	-0,76	-0,64	0,41	0,22	0,96	1,18	0,86	-0,99	0,48	0,11
β_{10}	-0,01	-0,05	-0,03	-0,02	-0,03	0,02	0,01	0,05	0,05	0,03	-0,01	0,01	0,00
Pettitt	1993	1993*	1995	1992	2003	1985	1991	1993	1993	1991	1992	1984	1999

* estatisticamente significativo a 5%

Em todas as estações analisadas no norte do Canadá, a tendência foi sempre positiva nos meses de julho, agosto e setembro. No entanto, nas estações 71906, 71907 e 71909, a tendência positiva com início no mês de maio, se estende até o mês de dezembro. Este resultado pode indicar que a região onde essas estações estão localizadas está apresentando um degelo maior no período mais frio.

Resultado análogo também foi observado nas estações 71915, 71924, 71925 e 71926, embora a tendência no mês de novembro seja negativa. Este efeito pode ser ratificado pelo aumento na temperatura desta região, principalmente nos meses de outono e inverno. Essa maior temperatura faz com que exista um atraso no congelamento da água sobre o continente, lagos e oceanos existente nesta região, (OHASHI e TANAKA, 2010).

O aumento de vapor de água para esse período é uma resposta ao acréscimo da temperatura do ar e da redução da cobertura de gelo. O aumento do vapor de água na troposfera do Ártico, pode contribuir para amplificar as mudanças já existentes nesta região, sobretudo com relação ao aumento de sua temperatura, a qual aceleraria a redução nas calotas polares (GRAVERSEN e WANG, 2009).

Os resultados apresentados nesta pesquisa reforçam os resultados obtidos por Screen e Simmonds (2010). Os autores constataram que o aumento no teor de vapor de água atmosférico, em resposta à redução da cobertura de gelo marinho, contribui para um aquecimento maior na parte mais baixa da atmosfera durante o verão e início do outono. O maior aquecimento aumenta a quantidade de vapor na atmosfera e retarda o congelamento em superfície.

O derretimento da neve nesta região tem início no mês de maio, justamente onde se observou o início das tendências positivas, tanto para a região das Aleutas, Alasca e norte do Canadá (Tabelas 4 e 5). Este resultado ratifica estudos como o de Screen e Simmonds (2010), os quais mostraram um maior aquecimento na primavera no setor Siberiano e na bacia do Ártico, onde os maiores aumentos de umidade são encontrados na bacia do Ártico.

Os meses de novembro a março foram caracterizados por apresentarem redução estatisticamente significativa na concentração de vapor de água. Embora possam ser observadas exceções para algumas estações, que demonstraram valores positivos em um desses meses, mas sem significância estatística.

Sem significância também foi à aplicação do teste de Pettitt para a média anual de vapor de água nestas estações, onde não foram identificados ponto de mudança para a média anual. Para a média mensal, em vários meses foi identificado mudança abrupta na média com significância estatística.

Apesar desses pontos de mudança ocorrerem em vários meses para uma mesma estação, esse aumento ou diminuição, por si só, não foi suficiente para indicar mudanças na média anual.

As estações localizadas na Groenlândia e oceano Ártico demonstraram o mesmo molde de acréscimo no vapor de água atmosférico anual das demais estações localizadas no Círculo Polar Ártico. Em todas as estações foi observado aumento anual de vapor de água. Sete das estações analisadas localizadas na Groenlândia e oceano Ártico, cinco evidenciaram tendência estatisticamente positiva para o aumento (Tabela 6).

Tabela 6: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as estações localizadas na Groenlândia e oceano Ártico

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 04320 Danmarkshavn, Groenlândia													
Z	1,20	1,54	0,90	0,79	1,46	1,14	0,59	0,40	1,64	0,27	0,23	2,17*	2,54*
t	1,50	1,73	1,38	1,18	1,06	0,04	0,00	0,01	1,05	0,39	0,06	1,93	1,66
β_{10}	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,01	0,01	0,05	0,02	0,00	0,04	0,03
Pettitt	1995	2002	2002	1991	1997	1996	1986	1996	1994	1997	2003	1993	1996*
Estação 04360 Tasiilaq, Groenlândia													
Z	2,46*	1,68	3,28*	1,98*	0,81	1,71	1,34	2,37*	1,95	0,98	1,22	2,26*	3,70*
t	1,93	1,95	3,76*	2,58*	0,72	1,73	1,42	2,86*	2,02	1,43	0,68	2,38*	5,12*
β_{10}	0,07	0,06	0,13	0,10	0,04	0,09	0,09	0,17	0,15	0,06	0,03	0,09	0,09
Pettitt	1995*	2002*	2001*	1995*	1996	2000	1986	1992	1992	1988	1986	1995*	1995*
Estação 04270 Narsarsuaq, Groenlândia													
Z	1,94	1,29	0,74	1,29	-1,13	0,68	-0,85	1,71	1,83	0,23	1,22	0,93	1,49
t	1,88	1,58	0,68	1,54	-1,34	0,86	-0,52	2,45*	2,34	0,73	1,22	1,14	2,64*
β_{10}	0,07	0,07	0,03	0,08	-0,07	0,06	-0,04	0,17	0,15	0,04	0,07	0,05	0,05
Pettitt	1995	2003	2002	1994*	1991	1994	1991	1992	1992*	1986	1986	1994	1994
Estação 04018 - Islândia													
Z	1,97*	-0,88	1,29	1,24	-0,13	0,69	0,91	2,41*	3,09*	0,95	1,32	1,39	3,65*
t	2,13*	-0,09	1,72	1,87	-0,35	0,91	0,79	2,96*	3,45*	1,56	1,92	0,94	4,36*
β_{10}	0,07	-0,00	0,59	0,09	-0,02	0,06	0,04	0,18	0,20	0,08	0,09	0,04	0,07
Pettitt	1986	1987	1999	1995*	2002	1994	1986	1987*	1995*	1987	1986*	1995	1996*
Estação 06011 - Ilha Feroe													
Z	1,02	0,35	0,03	2,29*	-0,37	-1,17	0,20	1,02	0,66	1,56	0,57	0,01	1,00
t	0,97	0,27	-0,12	2,24*	-0,12	-1,33	0,56	1,09	0,91	1,86	0,62	0,10	1,54
β_{10}	0,04	0,01	0,00	0,10	0,00	-0,06	0,03	0,06	0,07	0,11	0,03	0,00	0,03
Pettitt	1988	1991	1982	1995	2004	1990	1982	1987	1996	1993	1981	1998	1997
Estação 01001 - Ilha Jan Mayes													
Z	1,21	-1,07	1,21	0,66	0,54	-0,22	-1,80	1,07	0,22	1,14	0,17	1,88	2,15*
t	1,23	-1,08	0,82	0,90	0,50	-0,60	-2,12*	1,08	0,51	1,58	0,03	1,88	1,01
β_{10}	0,04	-0,04	0,02	0,03	0,02	-0,03	-0,10	0,07	0,02	0,05	0,01	0,06	0,02
Pettitt	2003	1985	1992	2001	1996	1999	1998	1989	2007	2002	1988	1988	1997
Estação 01028 - Ilha Svalbard													
Z	1,22	-1,10	-0,25	0,40	1,12	0,25	-0,51	0,90	1,78	0,85	1,03	2,33*	2,44*
t	1,36	-1,21	-0,05	0,16	0,55	0,87	-0,50	0,82	2,45*	0,82	1,16	2,57*	1,75
β_{10}	0,04	-0,03	-0,00	0,00	0,02	0,01	-0,02	0,04	0,18	0,04	0,05	0,08	0,03
Pettitt	2003	1984	2007	2000	1998	2004	1989	1999	1996*	1995	1995	1989*	1998*

* estatisticamente significativo a 5%

As estações inseridas na Groenlândia e oceano Ártico mostraram tendência mensal diferente das demais estações analisadas no Círculo Polar Ártico. Embora o padrão de aumento anual da concentração de vapor de água tenha sido o mesmo das demais estações localizadas na região do Ártico.

Para a Groenlândia e oceano Ártico o aumento de vapor de água mensal, para quase todas as estações em análise, ocorreu, sobretudo nos meses de inverno e primavera no hemisfério norte. Em todas as estações incluídas na Tabela 6, entre os

meses de agosto a janeiro, foi observada tendência positiva, ratificando aumento no vapor de água.

Para várias estações foram observados meses com tendência positiva estatisticamente significativa (Tabela 6). Essas tendências não apresentaram o mesmo padrão observado nas demais estações apresentadas nas Tabelas 3 e 4, em virtude de ser observada significância estatística para quase todos os meses. Nas estações localizadas nas Aleutas, Alasca e norte do Canadá, foi no período de inverno e primavera que se observou tendências negativas.

Em algumas dessas estações, como a 04320 e 04360, todos os meses mostram tendência positiva. Estas estações estão localizadas na costa leste da Groenlândia, região onde se observa e se projeta um aumento do número de dias quentes e de precipitação na forma líquida, com redução na forma de neve (STENDEL et al., 2008).

Nas outras estações, em apenas um ou dois meses há tendência de redução no vapor de água, a saber: estações 04270 e 06011 no mês de maio, 04018 nos meses de fevereiro e maio. A única estação em que foi observada redução no vapor de água estatisticamente significativa foi a 01001, localizada na ilha Jan Mayen, entre os mares da Groenlândia e Noruega, com tendência negativa no mês de julho.

Screen e Simmonds (2010) notaram que a amplificação do aquecimento do Ártico, acima de 700 hPa, está restrita ao inverno, ainda que esse seja mais fraco do que o observado perto da superfície. A presença dessa amplificação seria resultado da perda de gelo no inverno e aumento do vapor para a atmosfera, como observado nesta região na Tabela 6.

A maior parte do aquecimento de inverno está associada a alterações na cobertura de gelo do mar. A temperatura mais alta do oceano aumenta a perda de gelo marinho. Deste modo, o excesso de calor armazenado na parte superficial dos oceanos é liberado para a atmosfera durante o inverno. Isso faz com que a cobertura de gelo no mar durante o inverno se reduza, facilitando uma maior transferência de calor e umidade para a atmosfera.

Em quatro estações foi identificado ponto de mudança na média anual estatisticamente significativa (Figura 13). Essas mudanças ocorreram entre os anos de 1995 a 1998. Na estação 04320, esse ponto de mudança corresponde ao ano de 1996, onde houve um acréscimo na média de 8,41%. A média anual de vapor de água para o período compreendido entre o início da série, até o ano de mudança, sobre a estação 04320, passou de $\mu_1 = 0,868$ para $\mu_2 = 0,941 \text{ gkg}^{-1}$ de vapor de água.

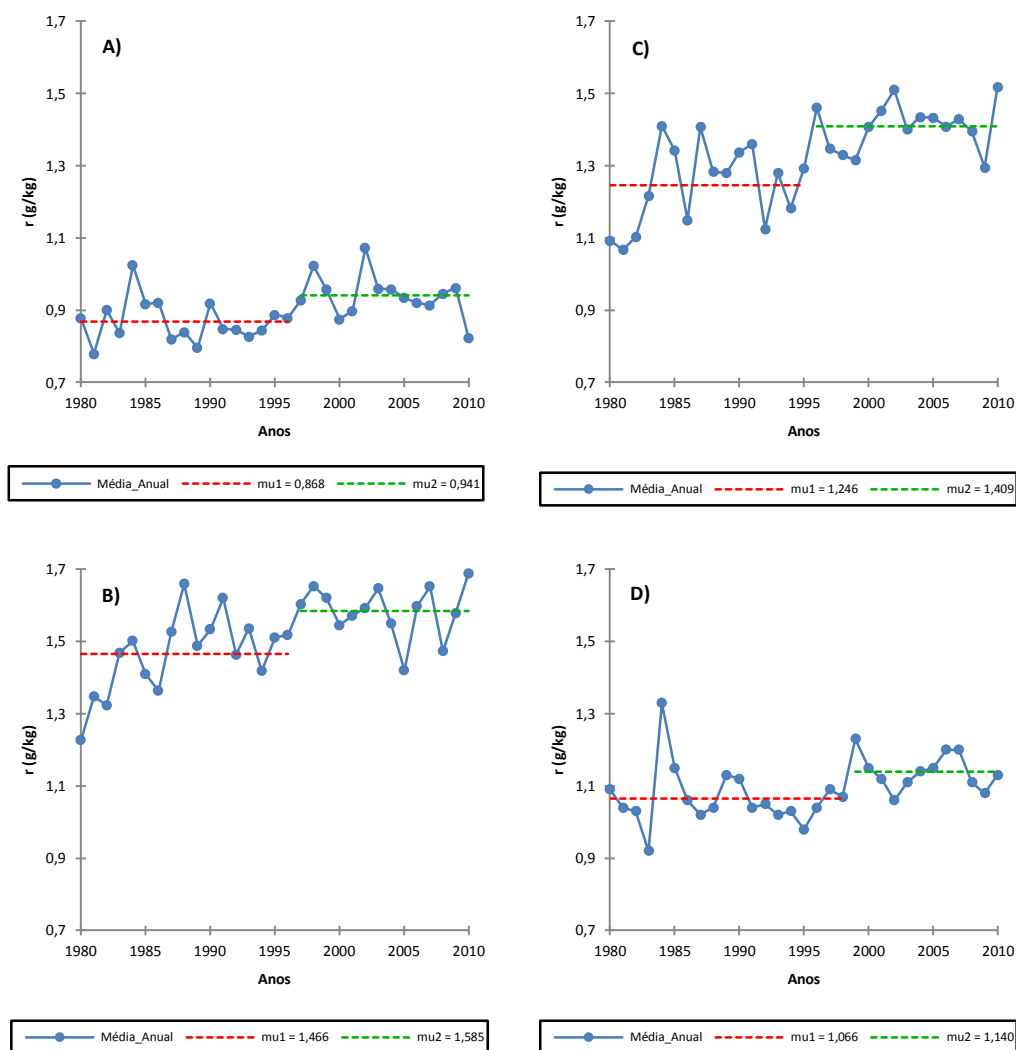


Figura 13. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas na Groenlândia e oceano Ártico no nível de 700 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 04320, b) 04018, c) 04360 e d) 01028.

Na estação 04360 também localizada na Groenlândia, o aumento na média foi de 8,11%, próximo ao encontrado na estação 04320, embora essa mudança tenha ocorrido antes, no ano de 1995. Nesta estação, os meses de janeiro, abril e dezembro também mostraram mudança para esse ano, com um aumento na média de 11,40, 15,88 e 11,92%, respectivamente para o período anterior e posterior ao ponto de mudança. Em março essa mudança foi encontrada no ano de 2001, e em 2002 para o mês de fevereiro, com um aumento de 11,60 e 15,20%, respectivamente.

A estação 04270 não mostrou ponto de mudança na média anual, no entanto, em dois meses foi observada a mudança, abril e setembro. Em abril, no ano de 1994, com um incremento de 22,18% na média mensal. Para setembro, o ponto de mudança foi em 1992, com aumento de 18,20%.

O maior aumento na média das estações que mostraram ponto de mudança foi observado para a estação 04018, com um acréscimo de 13,08% na concentração de vapor de água anual. Nesta estação também foram identificadas mudanças na média nos meses de abril e setembro em 1995, com aumento de 17,02 e 17,70%, também sendo notado em agosto no ano de 1987, com aumento de 19,48% e novembro com 25,28%.

A menor mudança anual foi observada em 01028, com aumento de 6,94% a partir de 1998. Nesta estação os meses de setembro e novembro apresentaram mudança em 1996 e 1989, com aumento de 16,72 e 24,22%, respectivamente. Os demais pontos de mudanças identificados pelo teste de Pettitt não apresentaram mudança com significância estatística.

O padrão de mudança observado nestas estações, para a média anual na concentração de vapor de água, apresentou característica peculiar, mesmo para as estações que não demonstraram significância estatística para a mudança. Observou-se que a mudança na média anual ocorreu de oeste para leste, ocorrendo quase sempre em anos posteriores com a diminuição da longitude.

É interessante notar que padrão semelhante foi observado por Forbrot (2007) e Harris et al. (2009) para a Islândia e alguns países nórdicos, onde indicaram uma redução de oeste para leste no limite inferior do permafrost. Esses pontos que indicam mudanças na média, em sua maior parte, são respostas de mudanças locais, sendo difícil uma análise mais criteriosa, principalmente quando ocorre em um mês isolado.

O primeiro indicativo de mudança ocorreu em 1994 na estação 04270, longitude 45° 43' W, localizada no sul da Groenlândia, no entanto essa mudança não apresentou significância estatística. Posteriormente, em 1995 na estação 04360, long 37° 63' W e sucessivamente para as demais estações: em 1996 para as estações 04018 (long 22° 60' W) e 04320 (long 18° 66' W); em 1997 para 01001 (long 8° 66' W) e 06011 (long 6° 76' W) e em 1998 na estação 01028 (long 19° 01' E).

O ponto de mudanças identificado na concentração de vapor de água está refletindo não só a influência do degelo nesta região, como também alterações na circulação oceânica e atmosférica. Estes fatos indicam que o aumento de umidade no Ártico é resultante de interações locais e do aumento do transporte de umidade para o Ártico. Mudanças na cobertura de nuvens, também têm sido propostas como causa das mudanças observadas no Ártico (GRAVERSEN et al., 2008; SCREEN e SIMMONDS, 2010).

As nuvens atuam amplificando o papel de feedback do vapor de água em relação a absorção do espectro solar, onde ao mesmo tempo, diminui a absorção nos níveis mais baixos da atmosfera (SODEN et al., 2008). No Ártico, exceto, por um curto período de verão, nuvens baixas persistentes induzem aquecimento da superfície (INTRIERI et al., 2002).

Segundo Graversen (2006), o derretimento da neve e o feedback do gelo não pode ser a principal causa do aquecimento no ar durante a maior parte do ano no Ártico. Isso se deve ao fato de que esses feedbacks devem afetar principalmente a temperatura na parte mais baixa da atmosfera, resultando em um padrão de aquecimento que só observa-se na primavera, com aumento de umidade, como visto nas estações localizadas fora da Groenlândia e do oceano Ártico.

Graversen et al. (2008) verificaram que o aquecimento excessivo do Ártico se dá devido ao aumento no transporte de calor e umidade para a atmosfera. Estes resultados são apoiados por estudos observacionais, os quais sugerem que as mudanças do transporte de calor contribuíram para o recente aquecimento da superfície do Ártico. A ligação entre o aquecimento do Ártico e as mudanças da circulação atmosférica tem sido investigada e correlacionada com vários índices de circulação do hemisfério norte, como a Oscilação do Ártico (OA) e a Oscilação do Atlântico Norte (NAO, sigla em inglês).

A Oscilação do Ártico representa a variabilidade da circulação atmosférica de todo o hemisfério norte, sendo responsável pela transferência de massa atmosférica entre regiões de alta pressão subtropical e baixas polares. Devido à geometria complexa dos continentes do norte, a Oscilação do Ártico é especialmente forte sobre o Atlântico norte e menos evidente em outras regiões. Em sua fase positiva, a Oscilação do Ártico aumenta a retenção de ar frio no Ártico, aumentando o fluxo norte do jato de oeste, causando baixa temperatura e alta precipitação em forma de neve. Em sua fase negativa, anomalias opostas são observadas.

A mudança na circulação atmosférica associada à redução do gelo marinho mostra resultado em episódios de bloqueio atmosférico mais frequentes, que levam a mudança na circulação em grande parte dos continentes do norte. Em regiões como o nordeste do Canadá e Groenlândia, os ventos de oeste favorecem incursões mais frequentes de massas de ar quentes do Atlântico norte, a qual aumenta a quantidade de vapor de água na região (JACKSON et al., 2010).

Outra condição que pode ter contribuído para o aumento do vapor de água e ocorrência do ponto de mudança nas séries, foi à mudança de fase na Oscilação do Atlântico Norte (NAO) ocorrida em 1997. A fase positiva da NAO está associada com ventos de oeste mais forte do que a média da superfície, com o fluxo meridional anômalo sobre o leste dos EUA e fluxo de norte anômalo no Ártico. Quando se compara seus regimes, observam-se poucas ocorrências de sua fase positivas durante a década de 1960, e muito poucas ocorrências das fases negativas durante a década de 1990.

Com a mudança em sua fase, o fluxo enfraquece e contribui para o aumento de vapor de água no Ártico, uma vez que, o Modo Anular do Hemisfério Norte em sua fase negativa possibilita a entrada de ar mais quente, oriundo dos sistemas de alta pressão de latitudes médias, em direção ao norte. Como a NAO é o modo dominante de variabilidade regional do hemisfério norte, sua mudança contribui para modificar o padrão local observado durante suas fases (HURRELL e DESER, 2009).

Quando a diferença de pressão no inverno é grande, entre Portugal e Islândia, a frequência de tempestades intensas é maior na faixa nordeste no Atlântico norte. Sobre o norte da Europa o clima é mais quente e úmido, e são observadas condições frias e secas no norte do Canadá e condição mais branda de umidade ao longo da costa leste dos EUA (HURRELL e DESER, 2009).

As estações localizadas no Canadá mostraram uma variabilidade maior do vapor de água no nível de 700 hPa, do que as estações inseridas no Ártico, embora na maioria das estações a tendência anual de aumento do vapor de água seja similar. No entanto, apenas na estação 70361, foi observada tendência estatisticamente significativa para o aumento anual do vapor de água (Tabela 7).

A estação 70361 está localizada próxima à fronteira entre o Canadá e o Alasca, por isso foi observado o mesmo padrão de distribuição do vapor de água das estações no Alasca. Variação semelhante também foi observada na estação 70389, localizada mais ao sul da estação 70361. Nestas estações, a concentração de vapor de água aumentou em quase todos os meses, com significância para os meses de junho a agosto na estação 70361, que demonstraram aumento decadal igual ou superior a $0,14 \text{ gkg}^{-1}$ para esses meses.

Tabela 7: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as estações localizadas no Canadá

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 70361 Yakutat, Canadá													
Z	0,44	-0,32	-0,79	0,68	0,39	2,49*	3,12*	2,65*	2,29	0,93	1,02	0,57	2,94*
t	0,21	-0,27	-1,37	0,86	0,13	2,94*	3,50*	3,22*	1,52	0,49	0,81	0,48	3,10*
β_{10}	0,01	-0,01	-0,05	0,02	0,00	0,14	0,16	0,15	0,09	0,02	0,04	0,02	0,05
Pettitt	1986	2004	1994	1988	2001	1993*	1996*	1993*	1994	1997	1986	1983	1992*
Estação 70398 Annette Island, Canadá													
Z	0,56	-0,71	-0,96	1,12	0,47	0,54	1,47	1,46	0,47	-0,45	-0,06	1,15	1,66
t	0,63	-0,70	-1,30	1,01	0,60	0,48	1,79	1,62	0,67	-0,98	0,38	0,93	1,46
β_{10}	0,03	-0,03	-0,05	0,04	0,02	0,02	0,11	0,10	0,04	-0,05	0,01	0,04	0,02
Pettitt	2000	1998	2000	1991	2004	1990	1994	1993	1986	1988	1985	1984	1990
Estação 71043 Norman Wells Ua, Canadá													
Z	-1,24	-0,79	-1,22	-1,37	-1,02	-1,10	0,83	0,10	0,15	-0,28	-0,05	0,10	-1,51
t	-1,26	-0,99	-1,36	-1,59	-0,92	-0,79	0,95	0,10	0,26	-0,40	-0,66	0,12	-1,35
β_{10}	-0,06	-0,03	-0,04	-0,04	-0,05	-0,05	0,07	0,00	0,01	-0,01	-0,02	0,00	-0,02
Pettitt	1993	1993	1994	1994*	1998	1998	1999	1987	1994	1988	1983	1984	1994
Estação 71945 Fort Nelson, Canadá													
Z	0,11	-0,78	-1,46	-1,48	-1,76	0,00	0,95	-0,13	1,27	-0,59	-0,18	0,20	-0,27
t	0,00	-0,82	-1,77	-1,80	-1,89	0,27	0,99	-0,13	1,36	-0,89	0,18	0,14	-0,67
β_{10}	0,00	-0,03	-0,06	-0,05	-0,10	0,01	0,05	0,00	0,06	-0,05	0,00	0,00	-0,01
Pettitt	1987	1988	1988	1996	1994	1996	1996	1997	1998	1988	1985	1984	1988
Estação 71934 Fort Smith, Canadá													
Z	-0,47	-1,36	-0,22	-1,19	-1,98*	0,00	-0,54	0,10	1,76	0,06	0,66	0,98	-0,03
t	-0,48	-1,49	-0,18	-1,24	-2,02*	-0,25	-0,24	0,14	2,58*	-0,06	0,70	0,92	-0,29
β_{10}	-0,02	-0,05	0,00	-0,05	-0,12	-0,02	-0,01	0,01	0,13	0,00	0,03	0,04	0,00
Pettitt	1992	1993	1995	1993	1991*	1992	1991	2007	2005	1993	1998	2001	1993
Estação 71119 Edmonton Stony Plain, Canadá													
Z	0,03	-0,86	-0,42	-1,02	-1,80	-1,36	1,05	-0,54	0,98	-1,59	-1,10	-1,02	-1,18
t	0,00	-1,56	-0,79	-0,69	-2,06*	-0,97	1,26	-0,40	1,06	-1,73	-0,76	-1,03	-1,45
β_{10}	0,00	-0,06	-0,03	-0,03	-0,10	-0,05	0,08	-0,02	0,05	-0,06	-0,03	-0,05	-0,02
Pettitt	1982	1992	1995	1996	1994	1994	1996	1991	1995	1987*	1993	1995	1994
Estação 71913 Churchill, Canadá													
Z	0,00	-1,83	-0,90	-1,08	-1,65	-0,62	1,10	0,69	1,37	-0,13	0,64	0,73	0,16
t	-0,17	-1,75	-0,93	-0,95	-1,74	-0,71	1,45	0,80	1,96	-0,48	0,77	0,42	0,05
β_{10}	0,00	-0,05	-0,02	-0,04	-0,09	-0,04	0,10	0,06	0,10	-0,02	0,02	0,01	0,00
Pettitt	2005	1987	1994	1992	1993	1999	1996	2000	1993	1989	1999	1985	1997
Estação 71867 The Pas, Canadá													
Z	-0,28	-1,15	-0,35	0,11	-0,76	0,15	1,51	1,34	1,78	-0,44	0,68	-0,10	0,39
t	-0,21	-0,93	-0,42	0,15	-0,94	0,15	1,23	1,35	2,13*	-0,64	0,49	-0,01	0,75
β_{10}	0,00	-0,03	-0,01	0,00	-0,07	0,01	0,07	0,09	0,11	-0,03	0,02	0,00	0,01
Pettitt	1988	2000	1995	1983	1991	1986	1999	1994	1993	1982	1998	2006	1986
Estação 71836 Moosonee, Canadá													
Z	0,23	-1,20	-0,32	-1,71	-0,73	0,68	1,07	2,14*	2,12*	0,91	0,25	0,10	1,88
t	0,02	-0,88	-0,58	-1,34	-0,19	0,79	0,96	2,45*	2,10*	1,25	0,48	0,10	2,01
β_{10}	0,00	-0,04	-0,02	-0,06	-0,01	0,06	0,06	0,14	0,18	0,08	0,02	0,00	0,03
Pettitt	2005	1987	1994	1994*	1993	1993	1986	1995*	1997	1993	2007	1990	1995
Estação 71722 Maniwaki, Canadá													
Z	0,39	-1,03	-2,26*	-0,74	-0,96	0,91	1,22	-0,71	-0,96	0,00	-1,31	1,25	-0,83
t	0,53	-1,55	-2,27*	-1,29	-0,96	1,25	0,99	-0,72	-0,42	0,29	-0,78	0,83	-0,85
β_{10}	0,02	-0,07	-0,09	-0,07	-0,08	0,11	0,06	-0,06	-0,03	0,02	-0,04	0,03	-0,01
Pettitt	1985	1986	2000*	1993*	1991	1986	1998	1993	2002	1996	2006	1989	1991
Estação 71811 Sept-Iles, Canadá													
Z	-0,47	-0,35	-1,51	-1,17	-0,86	1,05	1,39	0,96	1,19	2,31*	1,02	0,37	1,47
t	-0,40	-0,44	-1,84	-1,53	-0,85	0,81	1,44	0,90	1,22	2,06*	0,80	0,54	1,00
β_{10}	-0,01	-0,02	-0,07	-0,07	-0,05	0,05	0,09	0,07	0,08	0,09	0,04	0,02	0,01
Pettitt	2005	1987	2000*	1987	1989	2004	1995	2000	1998	1989*	1998	1995	2002
Estação 71600 Sable Island, Canadá													
Z	-0,91	-1,10	-0,95	0,01	0,62	1,90	2,10*	0,56	-0,08	-0,64	0,45	-0,08	1,19
t	-0,71	-1,34	-0,69	0,08	0,69	2,41*	2,67*	1,11	-0,30	-0,62	-0,08	-0,09	1,40
β_{10}	-0,03	-0,07	-0,04	0,00	0,04	0,19	0,27	0,11	-0,02	-0,04	0,00	0,00	0,03
Pettitt	2000	1999	2000	1982	2002	1996*	2001*	1987	1988	1995	1999	1996	2002

* estatisticamente significativo a 5%

Uma característica peculiar foi observada nas estações que apresentaram acréscimo na concentração de vapor de água, elas estão localizadas em regiões próximas a grandes volumes de água. As estações 70361 e 70389, localizadas na costa oeste do Canadá, banhada pelo oceano Pacífico. Estações 71600, 72712 e 71811 na costa leste, banhadas pelo oceano Atlântico e as estações 71913 e 71836 localizadas as margens da baía de Hudson.

Esse aumento na contração de vapor de água possivelmente é reflexo da evaporação da água dos oceanos e do derretimento do gelo existente na baía, principalmente durante os meses de verão-outono, o que pode está demonstrando um atraso no congelamento das águas da baía. Durante esse período, especificamente entre os meses de junho a outubro, foram observadas tendências de aumento mensal na concentração de vapor de água, as quais apresentaram significância estatística (Tabela 7).

O mês de setembro foi o que apresentou o maior número de tendência significativa, um total de quatro, quando para a estação 71836 foi observado um aumento de $0,18 \text{ gkg}^{-1}$ por década na concentração de vapor de água. Este aumento foi o maior das estações localizadas no Canadá.

As estações localizadas na região central, centro-oeste e centro-leste do Canadá foram as que apresentaram redução anual no vapor de água, embora sem tendência significativa. Apenas em três estações 71934, 71119 e 71722, foi observada redução estatisticamente significativa no vapor de água mensal de 0,12, 0,10 e 0,09 gkg^{-1} por década, respectivamente para o mês de maio nas estações 71934 e 71119 e no mês de março na estação 71722. Também foi observada redução em meses como fevereiro e março, a qual ocorreu em todas as estações localizadas no Canadá, no entanto não apresentaram significância estatística.

Apenas na estação 70361 foi identificado ponto de mudança no ano de 1992 (Figura 14). Após esse ponto, foi verificado um aumento na concentração média de vapor de água atmosférica de 6,65%, nesta estação. Do início da série até o ponto de mudança a média sofreu uma modificação de $\mu_1 = 1,729$ para $\mu_2 = 1,844 \text{ gkg}^{-1}$ de vapor de água.

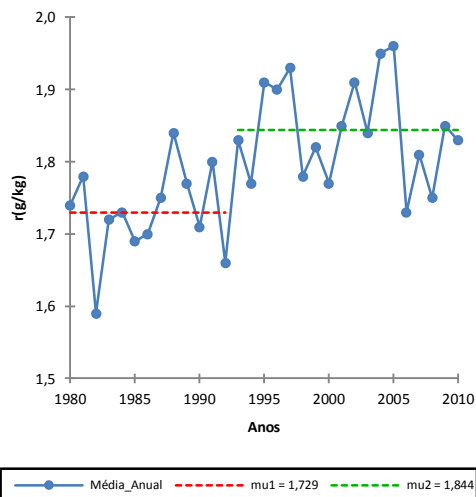


Figura 14. Ponto de mudança na média anual da estação 70361 localizada no Canadá no nível de 700 hPa, identificados pelo teste de Pettitt.

As estações localizadas nos Estados Unidos da América demonstraram padrão análogo às inseridas no Canadá e demais regiões analisadas. Na maioria das estações, a tendência anual na concentração de vapor de água na atmosfera foi positiva. Em quatro estações foi evidenciada significância estatística para esse acréscimo, por pelo menos um teste de cálculo de tendência (Tabela 8).

Semelhante ao Canadá, as estações que demonstraram significância estão localizadas em regiões próximas aos oceanos Pacífico e Atlântico e ao Golfo do México, por exemplo. Esse padrão pode ser observado na estação 72797, localizada no extremo noroeste do EUA, região litorânea banhada pelo oceano Pacífico, que apresentou tendência significativa anual de aumento no vapor de água.

O padrão observado nesta estação, também foi observado na estação 72597, localizada um pouco mais ao sul. Estas estações também demonstraram aumento mensal na concentração de vapor de água com significância estatística nos meses de janeiro, julho e outubro.

As estações situadas nas regiões noroeste, centro oeste e sudoeste dos EUA, demonstraram redução na concentração anual de vapor de água. Essa diminuição foi observada no oeste do Canadá e do EUA, e se estende até o sul do México. Redução semelhante foi documentada por Simmons et al. (2010), que evidenciaram o decréscimo de umidade relativa do ar, para regiões de média latitude, durante um período de 10 anos que antecederam a 2008.

Tabela 8: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as estações localizadas nos Estados Unidos da América

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 72797 Quillayute, WA (EUA)													
Z	0,76	-1,78	0,35	-0,13	1,36	-0,35	2,29*	1,68	0,91	1,25	0,03	0,96	2,00*
t	1,26	-2,06*	0,31	-0,39	1,26	-0,27	2,00	1,57	1,27	1,51	0,16	1,11	2,27*
β_{10}	0,08	-0,09	0,01	-0,02	0,08	-0,01	0,14	0,13	0,08	0,08	0,01	0,04	0,04
Pettitt	1982	1999*	1985	1996	1992	2000	1995*	1988	1990	2002	1999	1992	1990*
Estação 72597 Medford/Jackson, OR (EUA)													
Z	1,97*	-1,24	-0,35	0,05	1,64	0,23	2,24*	0,15	-0,20	2,89*	-0,44	0,28	1,86
t	1,89	-1,35	-0,50	-0,31	1,49	-0,16	2,61*	0,13	-0,36	2,15*	-0,25	0,30	1,35
β_{10}	0,12	-0,07	-0,03	-0,01	0,10	-0,01	0,27	0,01	-0,03	0,12	-0,01	0,02	0,04
Pettitt	1993*	1986	2003	2006	1991*	1985	1989*	1981	2005	1992	1999	1992	1991*
Estação 72681 Boise Mun, ID (EUA)													
Z	0,61	-1,46	-1,80	-0,40	0,49	-0,44	0,11	0,42	-0,35	0,95	-0,18	-0,20	-0,81
t	0,23	-1,62	-2,06*	-0,91	0,28	-0,63	0,24	-0,07	-0,26	0,93	-0,43	0,11	-0,67
β_{10}	0,01	-0,09	-0,10	-0,04	0,02	-0,05	0,02	0,00	-0,02	0,06	-0,02	0,00	-0,02
Pettitt	1991	2000	1993	2007	1992	1998	2006	2000	1983	2002	1998	1983	2006
Estação 72572 Salt Lake Cite/Intl, UT (EUA)													
Z	-0,54	-0,15	-1,83	-0,11	-1,03	-0,05	-0,90	0,37	-1,00	0,91	-0,61	0,75	-0,74
t	-0,79	-0,58	-1,74	-0,25	-1,13	-0,46	-0,99	-0,02	-1,00	0,90	-0,31	0,92	-1,18
β_{10}	-0,04	-0,03	-0,11	-0,1	-0,09	-0,04	-0,08	0,00	-0,12	0,06	-0,02	0,04	-0,04
Pettitt	1999	2000	1993	1987	2000	1998	1987	1996	1984	2002	1991	2001	2005
Estação 72274 Tucson, AZ (EUA)													
Z	-0,91	-1,22	-1,64	-1,88	-0,66	-0,05	0,30	0,66	-0,61	-0,64	-1,03	-2,19*	-1,92
t	-0,78	-0,84	-1,98	-2,22*	-0,71	0,13	0,51	0,18	-0,70	-0,62	-1,02	-2,33*	-2,32*
β_{10}	-0,06	-0,09	-0,14	-0,18	-0,09	0,02	0,06	0,02	-0,09	-0,07	-0,09	-0,15	-0,07
Pettitt	1985	1998*	1995*	1997	1997	1985	1995	1990	1984	1989	1995	1995*	1997*
Estação 72518 Albany, NY (EUA)													
Z	2,43*	-1,30	1,36	0,47	0,44	3,51*	1,61	1,47	0,44	1,51	-0,20	0,95	3,34*
t	2,71*	-0,34	1,32	0,56	0,51	4,47*	1,75	1,44	0,76	2,13*	-0,09	1,14	3,99*
β_{10}	0,15	-0,01	0,06	0,03	0,03	0,38	0,17	0,15	0,08	0,16	0,00	0,07	0,10
Pettitt	1989*	2000	1988	1999	1997	1997*	1985	1996	1984	1989	2006	1989	1997
Estação 72645 Green Bay/Straubel, WI (EUA)													
Z	1,42	-0,03	0,90	-0,25	1,17	1,70	1,05	-0,11	0,85	1,10	-0,86	1,00	2,07*
t	1,79	-0,08	0,67	-0,30	0,68	2,11*	1,39	0,10	0,67	1,50	-0,78	1,06	2,05*
β_{10}	0,08	0,00	0,03	-0,01	0,07	0,19	0,13	0,01	0,05	0,10	-0,04	0,04	0,05
Pettitt	1988	2004	1982	1990	1997	1993	1985	2003	1997	1993	1992	2002	1994
Estação 72747 Int. Falls, MN (EUA)													
Z	0,83	-1,75	0,86	0,90	0,37	1,95	-0,73	-0,49	2,34*	0,95	0,85	0,68	1,68
t	1,06	-1,55	1,29	0,90	-0,01	2,00	-0,45	-0,62	2,68*	0,93	0,90	0,73	1,76
β_{10}	0,04	-0,06	0,05	0,04	0,00	0,13	-0,03	-0,05	0,17	0,06	0,03	0,02	0,03
Pettitt	1982	2000	2003	2000	1984	1993	1996	1991	1997*	1993	1998	1991	1998
Estação 72363 Amarillo Arpt (Awos), TX, (EUA)													
Z	0,00	-0,28	0,54	0,22	-0,40	-0,71	-0,18	-0,74	0,47	1,61	-0,98	-1,05	-0,74
t	-0,22	-0,49	0,48	-0,09	-0,63	-0,39	-0,42	-0,65	0,25	1,55	-0,91	-1,24	-0,54
β_{10}	-0,01	-0,03	0,03	0,00	-0,06	-0,04	-0,04	-0,05	0,02	0,15	-0,07	-0,06	-0,01
Pettitt	1985	1998	2007	1984	1997	1983	2002	2005	2003	1995	2004	1995	2007
Estação 72768 Glasgow/Int, MT (EUA)													
Z	0,88	-1,56	-1,13	2,38*	-1,61	0,42	1,88	-1,07	2,39*	0,54	0,37	0,59	0,88
t	0,74	-1,14	-1,37	2,75*	-1,61	0,28	1,86	-1,14	2,15*	0,46	0,20	0,41	1,00
β_{10}	0,03	-0,04	-0,05	0,11	-0,09	0,02	0,14	-0,09	0,14	0,02	0,01	0,01	0,01
Pettitt	1991	2000	1998	1989*	1991	1984	1996	1984	1993*	1993	1986	2001	1990
Estação 72662 Rapid City, SD (EUA)													
Z	0,54	-0,51	-0,73	2,05*	0,18	0,40	0,56	-0,66	0,64	1,95	-0,18	0,95	1,12
t	0,72	-0,65	-0,25	1,73	0,19	0,36	0,96	-1,04	0,89	2,32*	-0,39	0,30	1,14
β_{10}	0,03	-0,02	-0,01	0,11	0,01	0,02	0,07	-0,09	0,06	0,12	-0,01	0,01	0,02
Pettitt	1992	2001	2007	1991	1986	1985	1995	1991	1994	1993*	1999	2001	1994
Estação 72562 Noth Platte/Lee Bird, NE (EUA)													
Z	0,35	-0,61	0,00	1,41	0,01	0,49	1,29	0,51	-0,08	2,02*	-0,01	0,76	1,12
t	0,92	-0,70	-0,04	1,04	-0,51	0,90	0,77	-0,19	-0,09	2,32*	-0,21	0,69	1,23
β_{10}	0,04	-0,02	0,00	0,07	-0,03	0,10	0,06	-0,02	0,00	0,13	-0,01	0,02	0,03
Pettitt	1992	2001	2007	1989	1996	2001	2005	1996	1989	1996	2005	2002	1993
Estação 72451 Dodge City, KS, EUA													
Z	1,03	0,37	0,45	-0,01	0,69	0,70	0,27	0,36	0,35	2,14*	-0,49	-0,20	1,92
t	1,22	0,25	0,56	-0,45	0,79	1,34	0,60	0,68	0,09	2,42*	-0,39	-0,38	2,16*
β_{10}	0,06	0,01	0,03	-0,03	0,05	0,13	0,06	0,07	0,01	0,19	-0,02	-0,01	0,04
Pettitt	1991*	1985	1997	1984	1986	1983	1997	1987	1996	2001*	2004	1987	1990*

continua...

Continuação													
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 72456 Topeka/Billard Muni, KS (EUA)													
Z	1,64	0,86	1,02	-0,03	-0,04	1,10	0,42	0,00	-1,13	1,49	0,57	0,05	1,29
t	1,27	0,90	1,51	0,53	0,14	1,80	0,81	-0,31	-1,67	1,64	0,70	0,12	1,44
β_{10}	0,06	0,04	0,08	0,03	0,01	0,14	0,95	-0,03	-0,19	0,12	0,04	0,00	0,03
Pettitt	1996	1985	1991	1989	1996	2002	1985	2007	1998	1995	2000	2005	1989
Estação 72327 Nashville/Old Hichory, TN (EUA)													
Z	1,00	0,17	-0,13	0,57	1,41	1,81	0,51	1,29	0,71	0,54	-0,57	-0,42	1,93
t	1,02	-0,22	-0,26	0,18	0,77	2,26*	0,73	1,51	0,63	0,15	-0,78	-0,24	1,81
β_{10}	0,06	-0,01	-0,01	0,01	0,10	0,26	0,09	0,18	0,09	0,01	-0,06	-0,02	0,06
Pettitt	1988	2008	1988	1990	1990	1985	1984	1999	1996	1990	2005	1994	1990
Estação 72317 Greensboro/High Pt, NC (EUA)													
Z	0,39	-0,45	1,78	0,76	0,57	0,51	-0,79	1,36	-0,61	0,08	-0,47	-1,07	0,40
t	0,28	-0,38	1,72	1,00	0,64	0,73	0,15	0,91	-0,43	0,00	-0,47	-0,57	0,57
β_{10}	0,01	-0,02	0,10	0,05	0,07	0,08	0,01	0,10	-0,06	0,00	-0,04	-0,03	0,02
Pettitt	1989	2004	1988	1985	2002	1985	1995	2001	2002	2001	2006	1993	1984
Estação 72208 Charleston/Muni, SC (EUA)													
Z	-0,40	0,96	1,08	0,68	1,08	1,80	0,88	0,64	0,13	0,37	-0,68	-0,11	1,56
t	-0,13	0,49	1,15	0,38	1,34	2,33*	0,99	1,09	0,90	0,00	-0,78	-0,29	1,67
β_{10}	-0,01	0,04	0,09	0,03	0,17	0,31	0,11	0,12	0,12	0,00	-0,08	-0,02	0,07
Pettitt	1998	1988	1988	1995	1994	1990	1990	2002	1985	1986	2004	1998	1990
Estação 72340 Lake Charles/Muni, LA (EUA)													
Z	1,76	0,90	1,42	0,51	0,68	1,34	0,91	-0,03	-0,88	0,00	0,57	-1,27	1,07
t	1,86	0,88	1,24	0,64	0,83	1,66	1,55	-0,42	-0,55	0,23	0,55	-1,50	1,60
β_{10}	0,11	0,06	0,09	0,04	0,08	0,19	0,19	-0,06	-0,07	0,02	0,04	-0,11	0,05
Pettitt	1992	1985	1988	1989	1990	1990	1985	1988	1999	2001	1991	1994	1990
Estação 72235 Jackson Thompson Fld, MS (EUA)													
Z	0,68	0,49	0,35	-0,64	1,42	1,76	2,24*	0,74	0,62	-0,23	-0,35	0,01	1,75
t	0,78	0,53	0,20	-1,01	1,23	1,79	1,86	0,93	0,82	-0,12	-0,57	0,07	1,97
β_{10}	0,06	0,03	0,01	-0,07	0,16	0,26	0,19	0,11	0,10	-0,02	-0,06	0,00	0,06
Pettitt	1988	1988	1988	2003	1990	1990	1987*	2000	1997	1986	2006	1985	1990*
Estação 72201 Key West, FL (EUA)													
Z	-0,74	-0,05	-0,06	0,51	0,18	2,26*	2,21*	2,63*	2,21*	0,76	-1,95	-0,91	1,34
t	-0,65	-0,28	0,27	0,85	0,49	1,99	2,40*	3,48*	2,71*	1,35	-2,53*	-0,91	1,41
β_{10}	-0,09	-0,03	0,03	0,11	0,06	0,25	0,20	0,31	0,25	0,26	-0,37	-0,14	0,07
Pettitt	1999	1984	1998	1998	1983	1990*	1987	1997*	2000*	1990	1998*	1998	1990*
Estação 72250 Brownsville Intl, TX (EUA)													
Z	0,75	1,20	0,22	1,02	-1,66	1,03	1,41	2,04*	1,97*	0,86	0,10	-1,12	1,30
t	0,50	1,09	0,16	1,53	-1,50	1,33	1,36	1,66	2,15*	0,49	-0,80	-1,51	1,32
β_{10}	0,07	0,11	0,02	0,16	-0,17	0,20	0,15	0,15	0,29	0,08	-0,11	-0,20	0,06
Pettitt	1988	1987*	1990	1990	1987	1995	2000	1993	2002*	1999	1984	1994	1990

* estatisticamente significativo a 5%

O decréscimo da umidade atmosférica pode ser devido à oferta limitada de umidade pelos oceanos, onde a evaporação tem sido limitada pela temperatura da superfície dos oceanos, sobretudo com a mudança de fase da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e dos ENOS. Deste modo, essa redução de vapor de água se estende até níveis mais altos da atmosfera, uma vez que a umidade oriunda da superfície dos oceanos é a principal fonte de vapor de água para a atmosfera livre.

Nas demais estações localizadas na região central, norte, nordeste, sul e sudeste, e se estendendo até a costa leste dos EUA, a tendência anual da concentração de vapor de água na atmosfera foi de acréscimo. No entanto, não demonstra a redução observada nos últimos anos na concentração de vapor de água.

Essa redução pode ser observada em estações como: 72363 localizada na região central do EUA, que já demonstra diminuição no vapor de água em oito meses, e

estações 72747 e 72327 no norte e sudeste dos EUA, respectivamente. Esse decréscimo também foi observado até mesmo em estações que demonstraram tendência significativa, como as 72572 e 72797.

O declínio na concentração de vapor de água não é uma característica exclusiva das estações localizadas nos EUA. A redução na série de vapor de água também foi observada em estações localizadas no Ártico (71952), Canadá (71934), México (76612) e Hawaii (91285), dentre outras.

A mudança na concentração de vapor de água nas estações já analisadas ocorreu, na maioria das vezes, na década de 90. Essa mudança também foi ratificada por Randel (2006), Rosenlof et al. (2008) e Solomon et al. (2010). Segundo estes autores, a queda na concentração de vapor de água, têm sido correlacionados com a diminuição da temperatura das águas tropicais quentes da superfície dos oceanos, as quais estão relacionadas com os eventos El Niño e Oscilação do Sul.

Não só a temperatura das águas tropicais da superfície dos oceanos influencia na quantidade de vapor de água atmosférico. A corrente do Golfo também contribui para o aumento do vapor de água atmosférico. Como a temperatura superficial desta corrente é maior do que a do oceano adjacente impulsiona uma maior quantidade vertical de umidade para a atmosfera. Sua influencia pode ser verificada nas estações localizadas na costa leste dos EUA e Canadá, como por exemplo, as 72518 e 71600.

Na região banhada por essa corrente, a quantidade de água evaporada é ligeiramente maior do que a precipitável, o que indica uma disponibilidade local maior de umidade na atmosfera. As observações realizadas por Minobe et al. (2008) indicam que o movimento ascendente, proporcionado pela corrente do Golfo, exhibe uma estrutura profunda que se estende até a troposfera superior, sendo claramente visível em 500 hPa, e podendo ser perceptível no nível de 300 hPa (MINOBE et al., 2008).

A corrente do Golfo e o oceano Atlântico norte são importantes por fornecer calor e umidade para o hemisfério norte. No oceano Atlântico, todo transporte de calor se dá para o norte, sendo a corrente do Golfo e a corrente do Atlântico norte os principais caminhos para essa contribuição. Devido o transporte de calor pela corrente do Golfo, a Europa ocidental, os países do Reino Unido e Escandinávia apresentam temperatura mais amena durante o inverno.

Douglas et al. (1993) e Stensrud et al. (1995) sugerem que a fonte dominante de umidade para o sudoeste dos Estados Unidos e México provêm do Golfo do México e do Golfo da Califórnia. Para essas regiões a umidade é transportada por jatos de baixos

níveis, que são responsáveis por uma parte substancial da umidade em direção ao norte do Golfo do México e centro dos Estados Unidos (FAVORS e ABATZOGLOU, 2013), podendo chegar a $0,4 \text{ gkg}^{-1}$ de vapor de água nos meses de julho e agosto (STENSRUD et al., 1995).

No entanto, a maior parte dessa umidade é observada entre a superfície e o nível de 850 hPa, como demonstrado por Paltridge et al. (2009), onde para algumas regiões do EUA foi observado um aumento significativo abaixo de 850 hPa. Os resultados obtidos por esses autores ratificam as tendências positivas demonstradas nas estações localizadas as margens dos Estados Unidos, banhadas pela corrente do Golfo.

O transporte de umidade para a atmosfera nesta região ocorre principalmente nos meses de junho a setembro. Essa maior quantidade de vapor atmosférico para esses meses foi observada nas estações 72201, 72250 e 72235, com tendência estatisticamente significativa para meses como agosto e setembro.

Nas estações localizadas nos EUA, o aumento mensal da concentração de vapor de água geralmente ocorreu entre os meses de maio a outubro, principalmente para as localidades no centro sul do país, com redução de novembro a abril. Em algum destes meses foi observada tendência estatisticamente significativa. Essa variabilidade ocorre em função de um aparente regime de circulação monçônica durante os meses de primavera e verão (VEIGA et al., 2002).

Para seis estações localizadas nos EUA foi observado ponto de mudança na média anual com significância estatística. Em quatro destas, essa mudança ocorreu nos anos de 1990, e em 1991 e 1997 nas estações 72597 e 72274, respectivamente (Figura 15). Nestas estações, após o ponto de mudança, foi observado aumento na média da concentração de vapor de água em cinco estações.

Esse aumento variou de 3,70 a 6,74% entre mínimo e máximo, respectivamente para as estações 72451 e 72201. Embora seja evidenciado o acréscimo na média anual de vapor de água, quando se observa a variabilidade demonstrada na Figura 15. Nota-se que a concentração de vapor de água apresenta uma redução nos últimos anos em todas as estações mostrada na Figura 15.

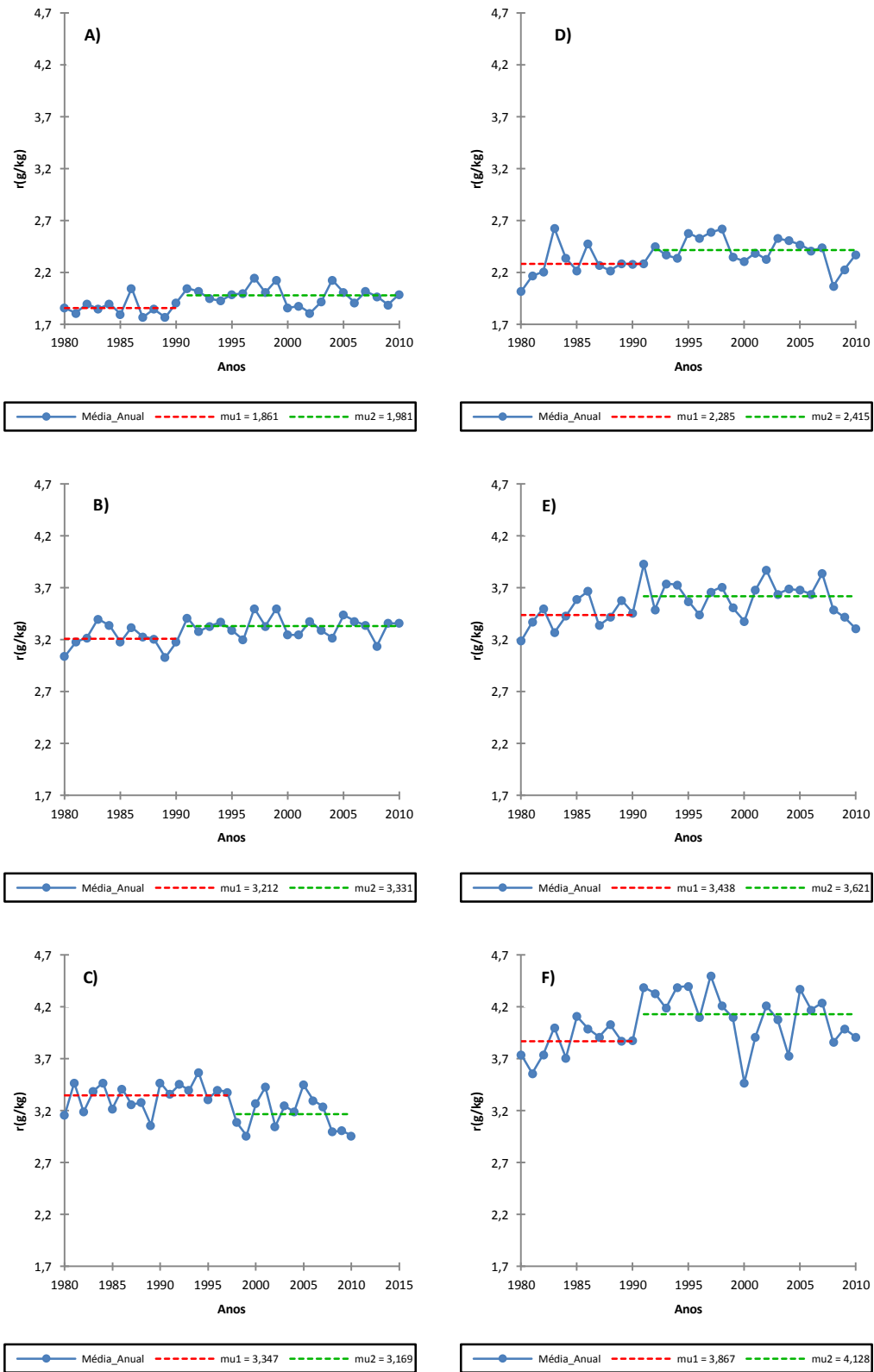


Figura 15. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas nos Estados Unidos da América no nível de 700 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 72797, b) 72451, c) 72274, d) 72597, e) 72235 e f) 72201.

Apenas uma dessas estações demonstrou redução média anual de vapor de água após o ponto de mudança com um decréscimo da concentração de vapor de água de 5,31%, a estação 72274. Antes do ponto de quebra observado na série, à média do período anterior a mudança era de $\mu_1 = 3,347 \text{ gkg}^{-1}$, reduzindo para $\mu_2 = 3,169 \text{ gkg}^{-1}$ de vapor de água para o período posterior a mudança. Em dois meses foi observada tendência negativa com significância estatística nesta estação, apresentando redução de 0,18 e 0,15 gkg^{-1} por década, respectivamente para abril e dezembro.

A variação mensal do vapor de água nas estações localizadas nos EUA demonstraram vários outros anos em que foram indicados mudanças na média com significância estatística. No entanto, não foi possível identificar um padrão de mudança em função do ano de ocorrência, mês de mudança e localização da estação, sendo em muitos casos, essas indicações, reflexo de mudança local.

Nas estações localizadas no México foi notada uma característica peculiar na concentração de vapor de água atmosférica. Em todas as estações analisadas no território mexicano, foi observada tendência negativa na concentração anual de vapor de água, sendo essa tendência significativa nas estações 76225, 76458 e 76612 (Tabela 9).

Tabela 9: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as estações localizadas no México

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 76225 Chihuahua, Chuih, México													
Z	-0,37	-0,90	-1,56	-1,19	-0,01	0,11	-0,25	-0,35	-1,17	-0,67	-1,47	-2,88*	-1,68
t	-0,19	-1,07	-1,49	-1,38	0,18	0,35	-0,28	-0,32	-1,06	-0,66	-1,61	-3,17*	-2,17*
β_{10}	-0,02	-0,11	-0,16	-0,16	0,03	0,07	-0,03	-0,03	-0,15	-0,10	-0,19	-0,35	-0,10
Pettitt	1985	1996	1986	1987	1987	1992	1993	2006	1999	1988	1998	1994*	1993
Estação 76458 Colonia Juancarrasco, México													
Z	-0,32	-1,25	-1,92	-2,80*	-1,34	1,68	-2,05*	-1,27	0,69	-0,30	-0,69	-2,72*	-2,44*
t	-0,36	-1,32	-2,19*	-2,70*	-1,70	2,23*	-1,98	-1,47	0,67	-0,32	-1,11	-3,22*	-2,77*
β_{10}	-0,04	-0,17	-0,30	-0,37	-0,28	0,32	-0,15	-0,18	0,06	-0,05	-0,14	-0,56	-0,15
Pettitt	1994	2001	1997*	2003*	1999	1992*	1994	1995	2002	1998	1998	1994*	1999*
Estação 76612 Guadalajara, Jal, México													
Z	-2,02*	-1,17	-1,88	-0,84	0,03	0,82	-0,56	-0,59	2,15*	-0,11	-2,31*	-2,87*	-2,40*
t	-2,10*	-1,30	-2,17*	-0,58	0,18	0,31	-0,53	-0,17	2,06*	-0,45	-2,79*	-3,65*	-2,19*
β_{10}	-0,40	-0,29	-0,35	-0,12	0,03	0,06	-0,07	-0,02	0,44	-0,08	-0,63	-0,74	-0,18
Pettitt	1994*	1995	1997*	1990	1993	1998	1999	1989	1989*	1994	1998*	1995*	1997*
Estação 76679 Cidade do México, México													
Z	-0,11	-0,47	-0,78	0,95	-0,78	0,68	-0,83	-0,57	-0,37	-0,57	-0,45	-1,71	-0,27
t	-0,29	-0,15	-0,79	0,78	-0,80	1,30	-0,51	-0,77	-0,40	0,02	0,24	-1,71	-0,64
β_{10}	-0,05	-0,02	-0,14	0,11	-0,10	0,16	-0,07	-0,08	-0,06	0,00	0,04	-0,27	-0,04
Pettitt	1995	1998	1997	2004	1992	1983	2003	1999	2004	1984	1998	1994	1994
Estação 76692 Hacienda Ylang Ylang Ver, México													
Z	0,90	0,64	-0,90	0,00	0,88	-1,00	-1,37	-0,34	1,07	-1,10	-0,59	-0,18	-0,73
t	1,43	0,32	-0,66	0,16	1,01	-0,33	-1,05	-0,57	1,35	-1,09	-0,50	-1,07	-0,18
β_{10}	0,27	0,05	-0,14	0,02	0,16	-0,04	-0,14	-0,07	0,17	-0,18	-0,08	-0,18	-0,01
Pettitt	1990	1983	1998	1997	1989	2003	1992	2001	2005	2003	1998*	2001	1998

* estatisticamente significativo a 5%

A diminuição anual da quantidade de vapor de água na atmosfera é reflexo da redução mensal que ocorreu em quase todos os meses, sendo algumas estatisticamente significativas. Em apenas dois meses a tendência foi significativa para o aumento do vapor de água; julho e setembro nas estações 76458 e 76612, respectivamente.

Todas as estações analisadas no México apresentaram um número maior de meses com tendência negativa do que positiva. Quase a totalidade dos meses que apresentaram tendência negativa está compreendida entre o período de novembro a abril, em nove destes meses, foi observada tendência significativa para a redução do vapor de água.

Essa redução de vapor de água observado sobre o México é decorrente do cinturão anticiclônico existente nos oceanos Pacífico e Atlântico. Assim, sobre o México há o predomínio da circulação de alta pressão, com uma crista que se estende até o norte da parte central dos EUA (BARLOW et al., 1998).

O deslocamento desses anticiclones dá início as chamadas monções mexicana, onde no mês de julho, há o deslocamento desse sistema para o norte, alcança o Arizona e o Novo México. Em decorrência da subsidência observada nesta região, encontra-se em superfície um dos maiores desertos da América do Norte, o deserto de Sonora.

Em síntese, a concentração de vapor de água no México, para as estações que demonstraram ponto de mudança na média significativo, apresentaram uma redução nos anos de 1982/83 e outra em 1987/88. Uma tendência crescente também foi observada do início das séries até 1994/95, passando a diminuir no fim da década de noventa (Figura 16).

A diminuição em 82/83 foi referente à erupção ocorrida no vulcão El Chichón, em março/abril de 1982, que injetou cerca de 7 milhões de toneladas de dióxido de enxofre (SO₂) e 20 milhões de toneladas de material particulado na estratosfera. A nuvem de gases e partículas vulcânicas circundou a Terra em três semanas (ROBOCK, 2002).

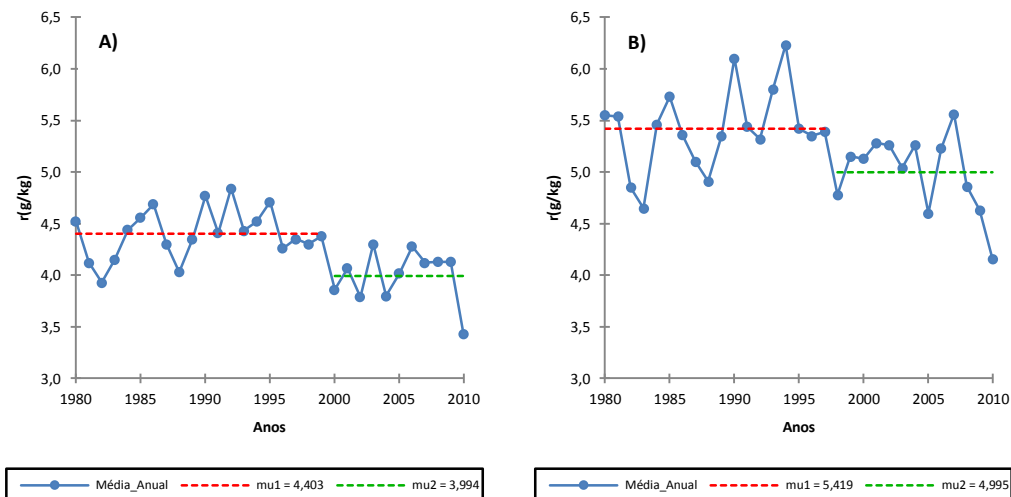


Figura 16. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas no México no nível de 700 hPa para as estações: a) 76458, b) 76612.

A diminuição de vapor de água no fim da década de noventa foi devido à entrada da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) em sua fase fria, reduzindo a advecção de vapor de água no oceano para o continente norte americano. A ODP em sua fase positiva (negativa) tem uma assinatura semelhante ao evento El Niño (La Niña) (BENSON et al., 2003).

Os valores positivos do índice ODP indicam elevada temperatura da superfície do mar (TSM) ao longo da costa da América do Norte, com baixa pressão ao nível do mar (PNM) sobre o oceano Pacífico norte, e alta sobre o oeste dos Estados Unidos. Essa configuração aumenta a evaporação de água do oceano, aumentando o nível de vapor de água atmosférico. A fase fria da ODP ocorre quando a anomalia de TSM é invertida, acompanhando as anomalias de TSM e PNM e do vento no Pacífico norte (BENSON et al., 2003).

Essa mudança também justifica a redução de vapor de água no setor oeste dos EUA, que se estende até o Alasca, como também observado por Neal et al. (2002). Segundo Mantua e Hare (2002) a influencia climática da ODP é mais visível nos extras trópicos, especialmente no setor do Pacífico norte da América do Norte.

Devido a este fato, o teste estatístico utilizado para identificar mudança brusca na média, indicou os anos de 1997 e 1999, respectivamente para as estações 76612 e 76458, como sendo o ponto onde ocorreu tal mudança (Figura 16). Destes pontos em diante, houve uma redução na quantidade de vapor de água de 7,82 e 9,29%, respectivamente para as estações acima referenciadas.

Sobre os oceanos Pacífico e Atlântico, a análise foi realizada nas estações localizadas no arquipélago das Bermudas o no Hawai. A variabilidade observada no arquipélago das Bermudas, localizado a leste da costa dos EUA banhada pelo oceano Atlântico, não demonstrou tendência anual significativa na concentração de vapor de água, bem como as estações localizadas no Hawai (Tabela 10).

Tabela 10: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as estações localizadas em Bermudas e Hawai

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 78016 Bermuda													
Z	-0,20	0,93	0,00	-0,20	1,49	1,47	0,22	2,53*	0,61	0,68	0,47	-0,18	0,67
t	0,38	0,66	0,07	-0,40	1,90	1,38	0,63	2,90*	0,92	0,63	0,77	-0,48	1,51
β_{10}	0,03	0,06	0,00	-0,04	0,24	0,17	0,07	0,39	0,15	0,11	0,08	-0,05	0,10
Pettitt	1986	1987	2003	1986	1987*	1986	1989	1988*	1991	1986	1985	1982	1986*
Estação 91165 Lihue, Hawai													
Z	0,11	-0,59	1,34	0,08	2,05*	1,93	1,03	-1,22	-1,49	-0,06	-0,40	0,11	0,00
t	0,32	-0,83	1,05	0,02	2,13*	1,07	0,16	-1,35	-1,62	-0,08	-0,09	0,09	0,05
β_{10}	0,03	-0,11	0,16	0,00	0,29	0,11	0,02	-0,18	-0,27	-0,01	-0,01	0,01	0,00
Pettitt	2001	1995	1987	2007	1991	2000	1992	1997	1997	1996	1996	2006	1996
Estação 91285 Hilo, Hawai													
Z	0,66	0,69	1,70	-0,51	1,12	1,02	0,62	0,76	-1,53	0,03	1,20	2,46*	0,81
t	0,54	0,65	1,93	-0,68	1,66	0,94	0,63	0,03	-1,91	-0,06	1,06	2,84*	1,05
β_{10}	0,07	0,07	0,32	-0,08	0,25	0,12	0,09	0,00	-0,35	-0,01	0,19	0,30	0,08
Pettitt	1987	1993	2001	1999	1984	1995	1985	1990	1997	1993	1987	1987*	1987

* estatisticamente significativo a 5%

Nestas estações, em três meses foi observada tendência estatisticamente significativa para o aumento do vapor de água atmosférico, agosto, maio e dezembro, respectivamente para as estações 78016, 91165 e 91265. Nos meses de agosto e dezembro, que demonstraram significância estatística para o aumento do vapor de água, também foi constatado ponto de mudança na média. Essa mudança ocorreu em 1988 para o mês de agosto e 1987 para dezembro.

No arquipélago das Bermudas, além do mês de agosto, foi observado ponto de mudança em maio e na média anual de vapor de água, respectivamente nos anos de 1987 e 1986 (Figura 17). Observa-se na figura que a concentração de vapor de água apresenta uma redução em sua concentração nos anos de 1984 a 1986. Para a última década em análise, é observado redução no vapor de água atmosférico neste nível.

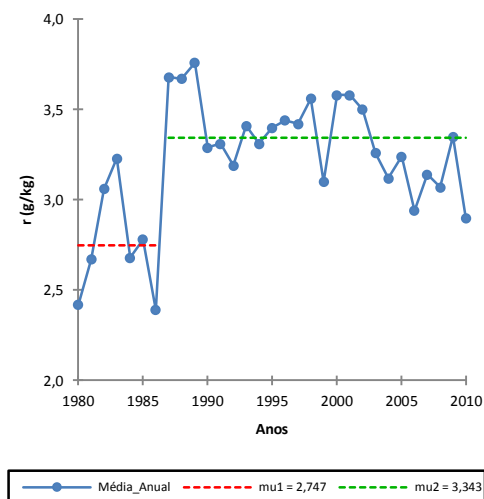


Figura 17. Ponto de mudança na média anual da estação 78016 localizada no Arquipélago das Bermudas no nível de 700 hPa.

A análise realizada para as estações localizadas na América Central demonstrou tendência positiva na concentração anual de vapor de água em quase todas as estações analisadas. Em várias dessas estações, essa tendência apresentou significância estatística (Tabela 11). Essa tendência de aumento na concentração de vapor de água foi observada em quase todos os meses do ano.

O incremento no vapor de água nesta região deve-se a evaporação das águas quentes equatoriais, onde o vapor de água originário do Atlântico e do Caribe é transportado pelos ventos Alísios (BENWAY e MIX, 2004). Embora esse seja o modelo interanual de transporte de vapor de água. Liu e Tang (2005) mostraram um aumento no transporte de vapor de água no sentido sul, entre 10 e 20° N no ano de 2002/03, sendo esse aumento quase o dobro em comparação com os anos anteriores.

Segundo Liu e Tang (2005), essa anomalia pode estar relacionada com episódios de La Niña e de El Niño. Variações como essa são responsáveis, em muitos casos, por originarem mudanças bruscas na variabilidade anual de variáveis como o vapor de água atmosférico, sendo difícil sua identificação.

Nesta região a convecção atmosférica é iniciada pela alta temperatura da superfície do mar (TSM), a qual dá origem a duas temporadas de chuvas em função do deslocamento da zona de convergência intertropical (ZCIT). A primeira estação chuvosa preexiste com deslocamento da ZCIT para o norte, chegando a ~10° N. A segunda temporada de chuvas ocorre com o seu deslocamento para o sul, ~2° S.

Tabela 11: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as estações localizadas na América Central

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 78583 Belize													
Z	0,22	1,15	0,90	0,61	1,92	0,17	1,02	1,93	0,40	0,61	1,07	0,74	3,11*
t	0,23	0,84	1,13	0,30	1,80	0,25	1,27	1,98	-0,35	0,25	0,31	0,18	1,99
β_{10}	0,04	0,17	0,17	0,06	0,42	0,04	0,14	0,23	-0,04	0,03	0,06	0,03	0,11
Pettitt	1994	1996	2002	1988	1989*	1992	1995	1985	1997	1990	1989	1989	1991*
Estação 78073 Bahamas													
Z	-0,57	-1,15	0,85	0,51	0,23	1,46	1,75	1,51	3,63*	1,13	-1,05	1,86	2,32*
t	-0,09	-0,72	1,06	0,61	0,25	1,30	2,15*	1,69	3,07*	1,22	-1,19	1,23	2,40*
β_{10}	-0,01	-0,09	0,13	0,09	0,04	0,23	0,23	0,23	0,45	0,21	-0,16	0,21	0,13
Pettitt	1996	1996	1989	1988	1993	1993	1987	1998*	1993*	2004	1997	1993	1993*
Estação 78526 San Juan, Puerto Rico													
Z	1,41	-1,47	0,05	1,80	-0,13	1,12	1,63	3,45*	1,15	1,70	1,07	1,03	2,17*
t	1,06	-1,80	0,13	2,03	-0,47	1,50	1,98	4,20*	1,51	1,62	1,35	0,70	2,02*
β_{10}	0,17	-0,19	0,01	0,36	-0,08	0,19	0,23	0,33	0,15	0,16	0,21	0,12	0,14
Pettitt	1992	1999*	2001	2001	1983	2004	1996*	1996*	1991	1997	1991	1991	1991
Estação 78866 Saint Martin													
Z	2,15*	0,00	0,69	0,61	0,61	0,78	0,29	3,45*	1,53	1,59	0,08	1,83	2,54*
t	2,53*	-0,07	1,43	0,52	0,51	0,86	1,53	4,88*	1,79	1,78	0,28	2,30*	3,02*
β_{10}	0,36	-0,01	0,29	0,09	0,09	0,12	0,13	0,48	0,19	0,22	0,06	0,46	0,21
Pettitt	1993*	1987	1984	2001	2002	2004	1996	1994*	1986	1999	1991	1994	1991
Estação 78897 Guadeloupe													
Z	-2,17*	-3,16*	-3,91*	-2,31*	-3,04*	-2,72*	-1,58	-1,81	-2,19*	-0,81	-1,68	-0,86	-3,45*
t	-2,58*	-3,50*	-5,30*	-2,78*	-3,57*	-2,76*	-2,71*	-1,83	-2,62*	-0,50	-1,97	-1,22	-4,36*
β_{10}	-0,43	-0,55	-0,73	-0,46	-0,57	-0,38	-0,36	-0,21	-0,30	-0,07	-0,35	-0,25	-0,39
Pettitt	1999	1991*	1991*	1993*	1993*	1993*	1984*	1991	1984*	1984	1992	1983	1991*
Estação 78970 - Trinidad e Tobago													
Z	1,39	-0,40	1,54	0,91	-0,23	0,00	2,83*	1,30	-1,61	-0,44	1,36	0,13	1,80
t	1,74	-0,77	1,92	0,53	-0,36	-0,30	2,91*	0,81	-1,43	-0,54	2,37*	0,05	1,67
β_{10}	0,41	-0,13	0,30	0,10	-0,05	-0,04	0,28	0,07	-0,09	-0,05	0,21	0,00	0,08
Pettitt	1996	2000	1988	1989	2005	2007	1996*	1986	1999	2004	1997	2003	1989
Estação 78988 - Curacao													
Z	0,66	0,22	2,99*	0,81	-0,61	-0,84	1,05	0,18	-0,35	0,18	0,06	1,29	1,41
t	0,43	0,68	3,44*	0,94	-0,70	-0,91	1,24	0,48	-0,70	0,38	0,17	1,28	1,38
β_{10}	0,07	0,12	0,63	0,19	-0,13	-0,13	0,15	0,05	-0,07	0,04	0,02	0,23	0,09
Pettitt	1989	2004	1989*	2001	1983	1998	2000	1989	1999	2006	1983	1990	2003

* estatisticamente significativo a 5%

A cobertura de nuvens, durante a primeira temporada de chuvas, reduz o aquecimento radiativo na superfície, diminuindo a convecção. Para o Panamá essa redução ocorre em julho e agosto, a qual é conhecida como a seca de médio verão (MAGAÑA et al., 1999). Estimativas realizadas por Benway e Mix (2004), mostraram que nesta região até 80% da precipitação anual pode ocorrer entre os meses de maio e dezembro, em função do deslocamento da ZCIT.

A única estação que apresentou redução de vapor de água atmosférico foi a 78897, sendo essa redução estatística significativa em oito meses e na média anual. Tudo indica que essa redução no vapor de água nesta região é decorrente da atividade do vulcão La Soufrière, localizado na ilha Basse-Terre, em Guadalupe.

Embora a última grande erupção desse vulcão tenha ocorrido em julho de 1976, com 26 explosões que perduraram oito meses, depois de maio de 1977, a atividade diminuiu gradualmente passando a praticamente nula entre os anos de 1984 a 1992. No

entanto, devido a uma atividade sísmica ocorrida em 1992, o vulcão volta à atividade, permanecendo em estado de alerta por vários anos (BERNARD et al., 2006).

Em três estações foi identificado mudança na média da concentração de vapor de água anual, a saber: 78583, 78073 e 78897. Nas duas primeiras estações, após o ponto de mudança ocorridas em 1991 e 1993, respectivamente, houve um aumento na concentração de vapor de água de 4,95 e 8,40% (Figura 18).

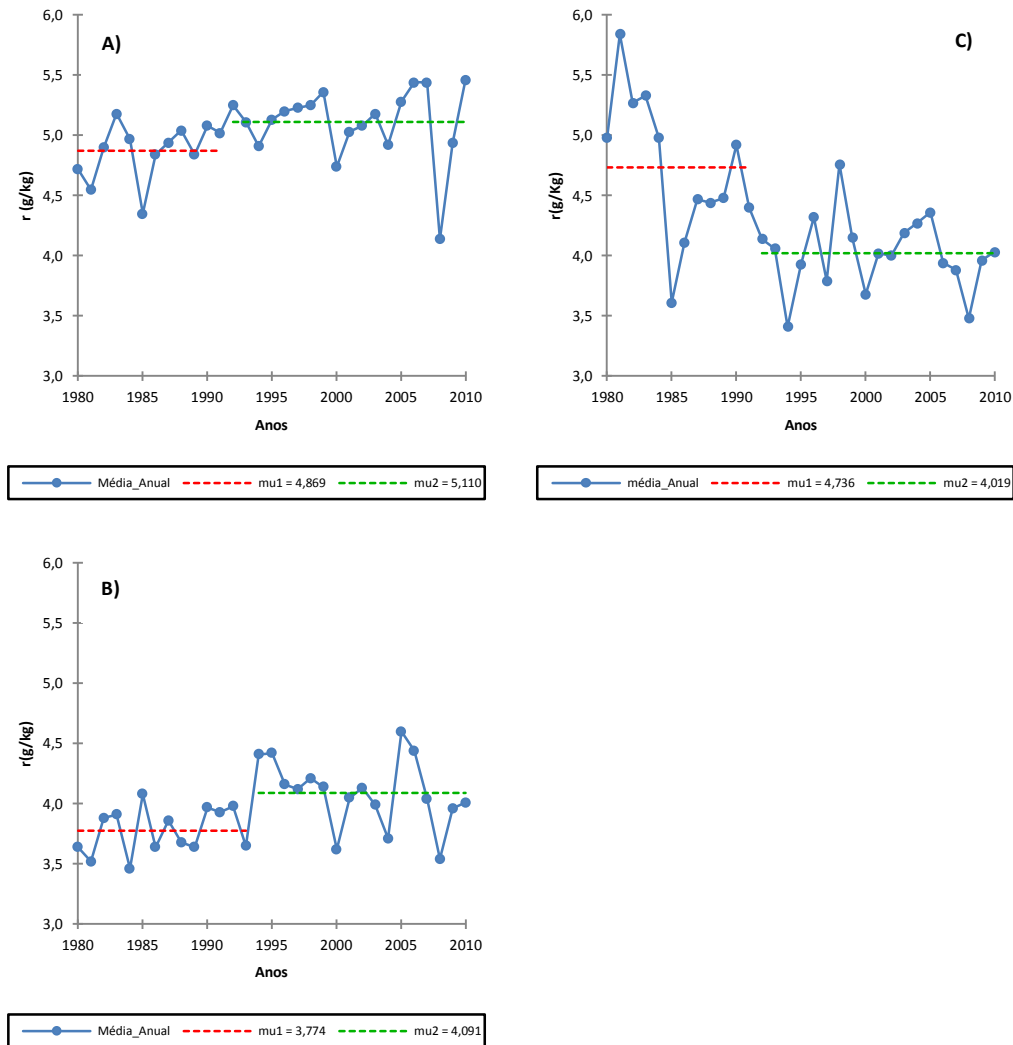


Figura 18. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas na América Central no nível de 700 hPa para as estações: a) 78583, b) 78073 e c) 78897.

Destas estações, a única que demonstrou redução no vapor de água após o ponto de mudança foi à estação 78897, com um decréscimo de 15,13% na média anual de vapor de água. Essa redução pode ser decorrente da atividade do vulcão La Soufrière.

Na América do Sul foi identificado dois padrões distintos de tendência na média anual da concentração de vapor de água em 700 hPa. O primeiro padrão, de aumento no vapor de água, foi identificado para as estações localizadas nas regiões norte, central e leste do continente sul americano, com quase a totalidade das estações inseridas no Brasil demonstrando esse padrão.

Em três dessas estações foi evidenciada tendência estatisticamente significativa na média anual de vapor de água, a saber: 82332, 82599 e 83840 (Tabela 12). O aumento observado nestas estações são respectivamente o maior e terceiro maior incremento decadal de vapor de água para na concentração anual atmosférica registrado em todas as estações analisadas. Esse acréscimo foi de $0,22 \text{ gkg}^{-1}$ por década na estação 82332 e $0,17 \text{ gkg}^{-1}$ por década para as estações 82599 e 83840. O segundo maior aumento decadal foi registrado na estação 78866, localizada na América central, correspondente a $0,21 \text{ gkg}^{-1}$ por década de vapor de água.

Nas estações que demonstraram tendência positiva, a variação mensal da concentração foi de aumento para quase todos os meses, sendo em vários casos, observada tendência estatisticamente significativa para esse aumento. Esse acréscimo pode ser visível em estações como a 82332, a qual demonstrou tendência com significância para seis meses, além da média anual. Tendência de aumento no vapor de água tropical também foi documentada por Paltridge et al. (2009).

O incremento mensal de vapor de água na atmosfera geralmente está inserido nos períodos em que se observa os maiores índices pluviométricos. Essas chuvas são acompanhadas por movimentos de ar ascendente e ventos fracos, característicos dos processos convectivos, típicos das regiões equatoriais, com intenso transporte de energia e massa (FISCH et al., 2007; CORRÊA et al., 2008).

Além destes processos, destacam-se sistemas de escala sinótica, que contribuem com o transporte de vapor de água nas regiões tropicais como: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Alta da Bolívia (AB), Alta subtropical do Atlântico sul, dentre outros. Consoante a estes sistemas, existe mudança no padrão de circulação atmosférica, que envolve variação na circulação de Walker e Hadley, em função de anomalias de temperatura da superfície dos oceanos equatoriais, como o que causou a seca na Amazônia em 2005 e 2010 (MARENGO et al., 2008; ANDREOLI et al., 2012).

Tabela 12: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 700 hPa para as estações localizadas na América do Sul

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 80222 – Bogota, Colômbia													
Z	-0,13	-0,37	2,53*	-0,93	0,15	0,32	0,08	0,68	0,44	1,27	0,64	0,84	0,98
t	-0,17	0,00	2,69*	-1,16	0,66	0,43	-0,08	0,82	0,36	0,99	0,86	0,84	1,13
β_{10}	-0,03	0,00	0,46	-0,22	0,15	0,07	-0,01	0,09	0,04	0,15	0,14	0,13	0,08
Pettitt	1999	1986	1992*	1994	2005	2004	1998	2005	2005	2005	2005	2006	2005
Estação 82332 – Manaus, Brasil													
Z	-0,76	0,30	0,93	2,20*	1,30	2,97*	2,70*	1,88	1,95	1,68	1,27	2,00*	3,15*
t	-0,55	-0,33	0,80	2,25*	1,07	2,96*	2,87*	2,24*	2,50*	2,13*	1,45	2,04	4,11*
β_{10}	-0,05	-0,05	0,08	0,28	0,14	0,63	0,44	0,31	0,26	0,24	0,17	0,26	0,22
Pettitt	2001	1988	2005	1998*	1993	1996*	1997*	1995*	1995*	1996*	1996	1988	1987*
Estação 82599 – Natal, Brasil													
Z	1,92	0,45	0,44	2,95*	0,86	2,41*	0,44	-0,11	-0,30	1,13	2,34*	0,78	2,37*
t	1,99	0,45	-0,05	3,42*	1,32	1,92	-0,52	0,04	0,03	1,12	2,44*	1,05	2,38*
β_{10}	0,36	0,08	0,00	0,59	0,26	0,36	-0,12	0,00	0,00	0,13	0,22	0,13	0,17
Pettitt	1998	2002	1984	1993*	2001	1992*	1994	1984	1984	1989	1986*	1998	1993*
Estação 83378 – Brasília, Brasil													
Z	0,52	1,00	0,42	0,66	-0,25	-1,02	0,39	-1,47	-0,56	0,42	1,46	0,20	0,06
t	0,62	1,92	-0,02	1,03	-0,65	-0,43	0,10	-1,43	-0,73	0,44	1,76	-0,26	0,43
β_{10}	0,08	0,26	0,00	0,18	-0,08	-0,07	0,02	-0,34	-0,14	0,05	0,19	-0,02	0,03
Pettitt	2002	1986*	2004	1986	1996	1998	1995	1992	2001	1986	2004	2007	1998
Estação 83612 – Campo Grande, Brasil													
Z	-1,00	-0,54	-1,64	-2,34*	-0,74	-1,68	1,15	-2,41*	-0,17	0,59	2,36*	0,47	-0,95
t	-1,47	-0,91	-1,57	-2,36*	-0,91	-1,70	1,52	-2,02	-0,30	0,50	2,55*	0,79	-1,41
β_{10}	-0,23	-0,12	-0,23	-0,23	-0,16	-0,26	0,29	-0,39	-0,04	0,08	0,36	0,12	-0,07
Pettitt	1992	2003	2002*	1990*	1994	1994	1997	1987	1983	1989	2004	1992	1984
Estação 83746 – Rio de Janeiro, Brasil													
Z	2,19*	2,20*	1,97	0,28	-0,56	-0,69	0,81	-1,37	0,40	1,13	2,38*	-0,11	1,59
t	2,43*	2,43*	1,82	0,72	-0,68	-1,03	1,11	-1,00	-0,36	1,84	2,33*	-0,17	1,69
β_{10}	0,31	0,41	0,29	0,10	-0,10	-0,12	0,14	-0,14	-0,08	0,30	0,26	-0,03	0,11
Pettitt	1993	1985	1990	2003	2005	1993	1988	1992	1986	2003	1988*	2005	1986
Estação 83840 – Curitiba, Brasil													
Z	2,75*	0,84	1,34	1,90	-0,73	0,78	2,00*	-0,48	1,81	1,05	0,44	0,00	2,95*
t	3,23*	1,38	1,55	1,74	-0,83	0,40	1,68	-0,61	1,50	1,87	1,80	0,04	3,66*
β_{10}	0,54	0,21	0,21	0,30	-0,11	0,04	0,21	-0,10	0,18	0,39	0,19	0,00	0,17
Pettitt	1992*	1991*	1988*	1997	1988	1998	1991	1998	1986	1999	1999	1992	1991*
Estação 83971 – Porto Alegre, Brasil													
Z	0,88	0,40	1,46	0,00	-1,41	1,18	-0,10	0,00	0,95	0,00	-0,68	0,18	0,54
t	1,05	0,22	1,61	0,00	-1,64	0,78	-0,28	0,17	0,71	0,30	0,16	-0,19	0,75
β_{10}	0,16	0,04	0,25	0,00	-0,23	0,08	-0,03	0,01	0,08	0,04	0,01	-0,01	0,03
Pettitt	1992	1991	1997	2005	1995	1996	2004	1993	1987	1992	1997	1990	1992
Estação 85442 – Antofagasta, Chile													
Z	0,33	-0,16	-0,54	0,52	-1,00	-1,32	-1,31	-1,44	-2,65*	-2,15*	-2,36*	-0,44	-1,24
t	0,34	-0,39	-0,38	0,82	-0,91	-1,32	-0,98	-1,54	-3,16*	-2,42*	-2,44*	-0,98	-1,71
β_{10}	0,06	-0,07	-0,07	0,06	-0,06	-0,08	-0,07	-0,10	-0,18	-0,17	-0,18	-0,09	-0,08
Pettitt	1983	2004	2002	2007	1992	1998	1987	1989	1997*	1987*	1993*	1988	2002
Estação 85799 – Puerto montt Chile													
Z	0,32	0,00	1,00	-1,73	-0,27	-0,05	-0,81	0,35	-1,73	0,06	0,71	-0,40	-0,54
t	0,17	0,18	1,08	-1,82	-0,27	0,14	-0,69	0,24	-1,61	0,06	0,80	-0,17	-0,30
β_{10}	0,00	0,01	0,10	-0,12	-0,02	0,01	-0,04	0,01	-0,08	0,00	0,05	-0,01	0,00
Pettitt	2004	1983	1985	1998*	2002	1984	2001	1986	2003	1985	1985	1996	1984
Estação 85934 – Punta Arena, Chile													
Z	-0,39	-0,71	0,32	0,52	-1,34	1,25	-1,07	2,12*	0,54	-1,98*	-1,90	-2,04*	-1,20
t	-0,92	-0,78	0,24	0,68	-0,98	0,75	-1,29	2,16*	0,58	-1,97	-1,71	-1,63	-1,25
β_{10}	-0,07	-0,04	0,01	0,03	-0,04	0,03	-0,05	0,06	0,02	-0,07	-0,07	-0,08	-0,02
Pettitt	2006	1991	2005	1990	1991	2003	1990	2001	2004	1993*	1989	1987*	2005
Estação 87344 – Cordoba, Argentina													
Z	-1,41	0,83	0,66	0,64	-0,95	-1,88	-4,08*	-2,68*	-0,66	-1,13	0,00	0,27	-1,27
t	-1,88	0,18	0,86	0,45	-1,01	-2,19*	-5,39*	-3,36*	-0,71	-1,26	-0,11	0,41	-2,04
β_{10}	-0,22	0,02	0,14	0,05	-0,08	-0,17	-0,40	-0,32	-0,09	-0,13	-0,01	0,56	-0,09
Pettitt	1988	1999	1998	1999	1985	1986	1994*	1994*	2002	1986	1985	2004	1986*
Estação 87576 – Buenos Aires, Argentina													
Z	-1,66	0,06	-1,63	-2,70*	-2,15*	-1,22	-1,17	-1,51	-0,64	-2,10*	-1,93	-3,29*	-3,90*
t	-1,68	-0,25	-1,49	-3,68*	-2,14*	-1,20	-1,18	-1,55	-0,82	-2,22*	-1,89	-3,74*	-4,75*
β_{10}	-0,15	-0,03	-0,21	-0,37	-0,24	-0,11	-0,09	-0,13	-0,08	-0,24	-0,19	-0,35	-0,18
Pettitt	1994*	1990	2002	2004	2003	2006	1987	2005	1997	1993	1993	1997*	1994*

continuação...

Continuação													
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 87623 – Santa Rosa, Argentina													
Z	0,10	1,27	-0,44	-1,93	-0,57	-2,43*	-1,61	-1,66	-0,74	0,00	0,81	-0,13	-1,15
t	-0,46	1,39	-0,41	-2,69*	-0,44	-1,06	-1,61	-1,21	-1,21	0,22	0,72	0,11	-1,15
β_{10}	-0,03	0,17	-0,05	-0,28	-0,04	-0,14	-0,13	-0,07	-0,09	0,02	0,05	0,01	-0,05
Pettitt	1993	1987	1981	1986	1988	2001*	1998	1987	2004	1996	2002	1983	2002

* estatisticamente significativo a 5%

A região central do Brasil, onde a circulação é dominada pelo equilíbrio do anticiclone do Atlântico Sul, é caracterizada por apresentar convergência de fluxo de vapor de água junto ao continente no setor ocidental do Atlântico sul, principalmente durante o verão. Isto produz convergência de fluxo de vapor de água consistente com a máxima precipitação que ocorre nesta região, caracterizadas pela Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), (LABRAGA et al., 2000). Esse aumento de vapor de água pode ser observado para alguns meses com tendência estatisticamente significativa.

Destaca-se também a influência da alta subtropical do Atlântico Sul, no transporte de umidade da região oeste do oceano Atlântico tropical para a bacia amazônica. A esse vapor de água soma-se o que é evapotranspirado pela floresta tropical. O transporte de umidade atmosférica continua sendo observado até na região extratropical da América do Sul, mais especificamente na Bacia do Rio da Prata, distante mais de 3.000 km (VERA et al., 2006).

Esse fluxo contribui para as tendências positivas de vapor de água observadas sobre quase todo o Brasil. No final do verão, no hemisfério sul, é observado uma diminuição da umidade provinda da floresta Amazônica e oceano Atlântico ratificando as tendências negativas na região central do Brasil (VEIGA et al., 2002).

O outro padrão observado, o de redução no vapor de água, abrange toda parte sul da América do Sul, compreendida pela estação localizada em Campo Grande (83612), que pode estar refletindo mudança antrópica na superfície devido ao desmatamento. As demais estações estão localizadas no Chile e Argentina.

As estações localizadas no sul do continente sul americano, embora mostrem redução na concentração de vapor de água, apenas na estação 87576, esse decréscimo foi estatisticamente significativo. No entanto, a redução mensal de vapor de água foi ratificada em várias estações, com algumas mostrando tendência negativa em quase todos os meses, com tendência estatisticamente significativa sendo observada.

A ocorrência de meses com significância está compreendida para o período de abril a dezembro, embora em alguns casos, seja observada a mesma tendência em meses

diferentes. Entretanto, esse comportamento não pode ser caracterizado como um padrão, pois em quase todos os meses a tendência foi de redução na concentração de vapor de água mensal.

Esses resultados estão coerentes com os apresentados por Cai et al. (2012) os quais mostraram que desde o final da década de 1970, regiões semiáridas do hemisfério sul, como Chile e Argentina, África do Sul e Austrália, têm experimentado uma tendência de seca nos meses de outono, predominantemente durante abril e maio. A redução das chuvas neste período coincide com os meses de expansão da célula de Hadley em direção aos polos. Todavia, somente para o setor sudeste da Austrália foi confirmada essa influência, com redução da precipitação.

Para a África do Sul o estudo de Cai et al. (2012) comprovam que a região não é diretamente afetada pela variabilidade da borda da célula de Hadley em qualquer período, embora seja observada uma mudança no padrão da precipitação em direção ao polo. Para o Chile, não se pode atribuir a redução da precipitação a uma expansão nas extremidades da célula de Hadley, em direção aos polos, porque não foi comprovada essa evidência, já que a redução máxima de precipitação foi observada em 40° S, não coincidindo o ramo descendente da célula de Hadley.

Esse deslocamento mais ao sul da célula de Hadley pode estar associado aos eventos El Niño e Oscilação Sul (ENOS), o qual revelou um agrupamento estatisticamente significativo de sua circulação com El Niño. Para eventos neutros e La Niña, se observou pouca diferença na intensidade da célula no verão e inverno (STACHNIK e SCHUMACHER, 2011). Antes do período de 1980-2010, a existência de um padrão entre a célula de Hadley e os ENOS não foi observado. Isso pode sugerir que a associação da célula de Hadley com os ENOS apresenta uma forte influência da variabilidade multidecadal, pois antes e depois da mudança em meados da década de 1970, o clima apresentou respostas diferentes (QUAN et al., 2004).

Em cinco estações foram identificados pontos de mudança estatisticamente significativa na média anual de vapor de água (Figura 19). Para três destas estações, 82332, 82599 e 83840 houve aumento da concentração de vapor de água após o ponto mudança de 7,29, 9,25 e 8,47%, respectivamente. As estações que demonstraram aumento após o ponto de mudança também apresentaram tendência com significância estatística.

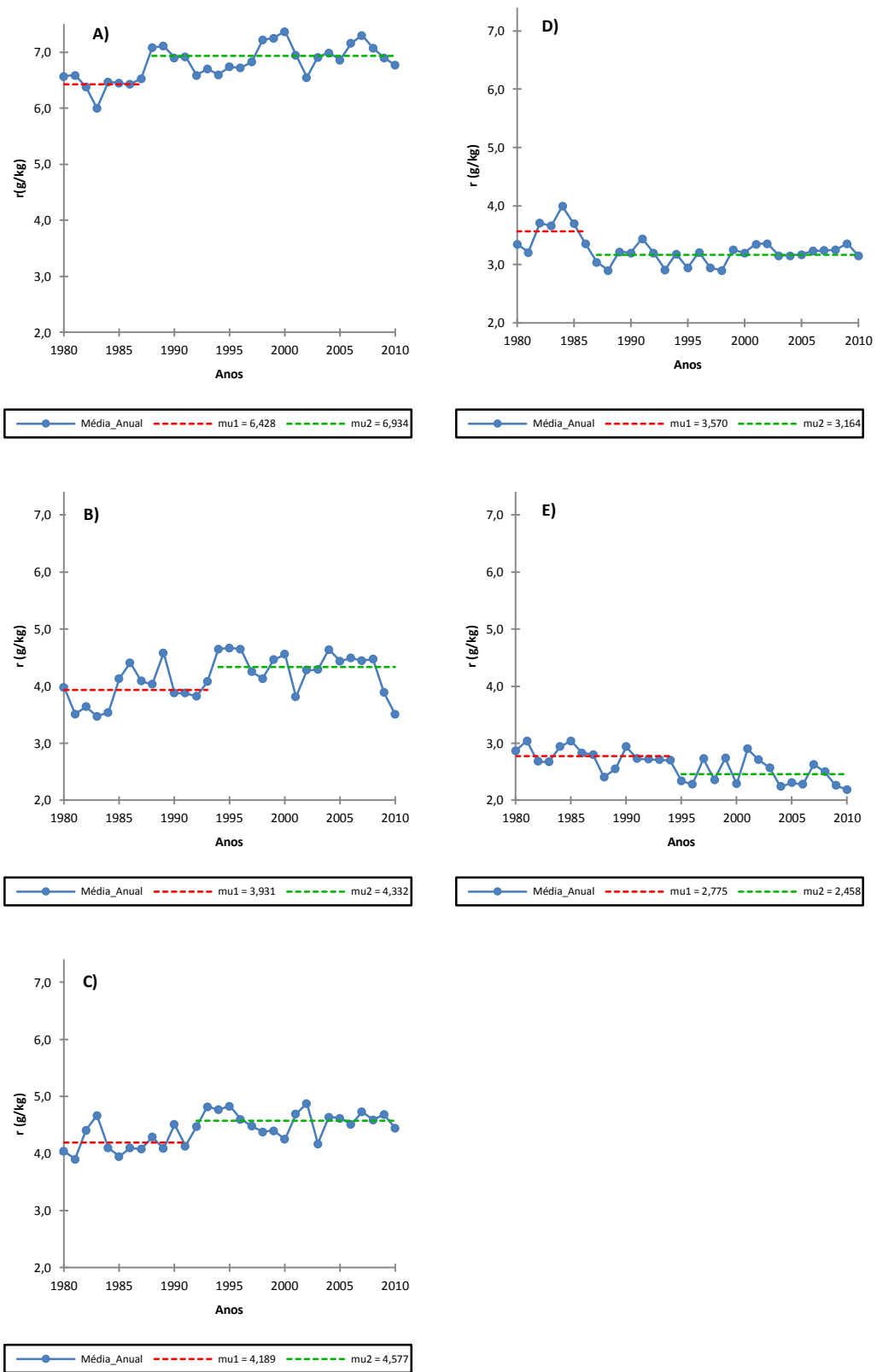


Figura 19. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas na América do Sul no nível de 700 hPa para as estações: a) 82332, b) 82599, c) 83840, d) 87344 e e) 87576.

Os pontos de mudança nestas estações ocorreram em 1987, 1991 e 1993, respectivamente para as estações 82332, 83840 e 82599. Aumento de vapor de água no início da década de 90 nos trópicos também foi encontrada por Paltridge et al. (2009). Nas demais estações onde foi identificado ponto de mudança na média anual, após o ano indicado de mudança, a concentração de vapor de água apresentou redução de 11,37 e 11,43%, respectivamente para as estações 87344 e 87576. A diminuição de vapor observada para o sul da América foi a segunda maior redução em porcentagem observada no estudo.

O maior decréscimo de vapor de água na troposfera foi observado na estação 78897, com um decréscimo de $0,39 \text{ gkg}^{-1}$ de vapor por década, no entanto, essa estação está refletindo uma mudança local. A redução de vapor de água observada para a estação 87576, localizada no sul da América do Sul foi de $0,18 \text{ gkg}^{-1}$, a segunda maior observada. Na estação 76612, localizada no México, o decréscimo de vapor de água foi análogo ao da estação 87576, entretanto essa estação está localizada a 20° N , onde a concentração de vapor de água é maior.

A redução na estação 76612 foi de 7,82%, enquanto que na estação 87576 foi de 11,43%. Essa redução no vapor de água atmosférico na região sul da América, pode comprometer o regime hidrológico da região. A disponibilidade hídrica em países como a Argentina é, quase que na sua totalidade, suprida pelo degelo que ocorre nos Andes. Isso pode ser um agravante tendo em vista que a precipitação anual é inferior a 200 mm por ano para algumas regiões do sul do continente (TRENBERTH, 1991).

A diminuição de vapor de água na atmosfera, além de contribuir para a redução da precipitação é um fator preponderante para a formação de neva nas montanhas andinas. Essa redução de vapor de água na troposfera pode comprometer o abastecimento de água em países sul americano como Chile e Argentina, bem como comprometer sua agricultura.

O transporte de umidade no sul da América do Sul está associado com os ventos de oeste sobre o leste do Pacífico e oeste do Atlântico. Durante os meses de inverno, com deslocamento do anticiclone do Pacífico ocorre o desenvolvimento de uma crista no campo de pressão sobre o continente. Este deslocamento faz com que seja produzido uma componente zonal do gradiente de pressão para o lado ocidental do continente. Essa configuração contribui para que o fluxo de vapor de água atinja os Andes, fazendo com que o fluxo de oeste estenda-se mais para o norte (RAO et al., 2002).

Esta configuração faz com que, durante os meses de agosto a novembro na estação 85799, localizada no Chile, seja observada tendência positiva para o vapor de água atmosférico, enquanto que nas estações argentinas 87344 e 87576, sejam observadas tendências negativas. Devido ao encontro do fluxo de umidade com os Andes, a região a sotavento dos Andes até a Patagônia apresenta uma precipitação anual inferior a 200 mm por ano (TRENBERTH, 1991). Devido ao déficit de umidade na atmosfera, foram observadas as tendências negativas sobre o sul da América do Sul.

Observações realizadas por Vuille et al. (2008) comprovaram que a extensão das geleiras nos Andes encolheram. Em paralelo com o recuo das geleiras, o clima nos Andes tropical mudou significativamente ao longo dos últimos 60 anos, apresentando um aumento na temperatura de aproximadamente 0,1 °C por década, com diminuição da precipitação. Essa mudança observada tem potencial para afetar o balanço energético das geleiras por meio de sua sensibilidade à mudança na umidade atmosférica, precipitação, albedo e balanço de energia.

As simulações realizadas pelo IPCC (2007) indicam que as geleiras continuarão a recuar, com base em diferentes cenários para 2050 e 2080. Para algumas dessas geleiras as previsões são de que elas desapareçam em poucas décadas. Para as que não desaparecem completamente, espera-se também mudança na sazonalidade das vazões devido à redução do gelo durante a estação seca, que afetaria significativamente a disponibilidade de água a jusante.

4.2. Nível Bórico de 500 hPa

O padrão de variabilidade observado na distribuição da concentração de vapor de água, em médios níveis atmosféricos, foi análogo ao observado no nível inferior já analisado. Essa semelhança foi percebida tanto para a distribuição anual quanto mensal na distribuição do vapor de água atmosférico.

Para esse nível foi observado um aumento do número de tendências estatisticamente significativa obtida pelo teste de Mann-Kendall para a média anual de vapor de água na troposfera (Figura 20). Esse aumento pode ser observado para regiões como o Alasca, oeste do Canadá e região central dos Estados Unidos. Para a Groenlândia e a região do Caribe a tendência de aumento no vapor de água foi semelhante ao nível de 700 hPa.

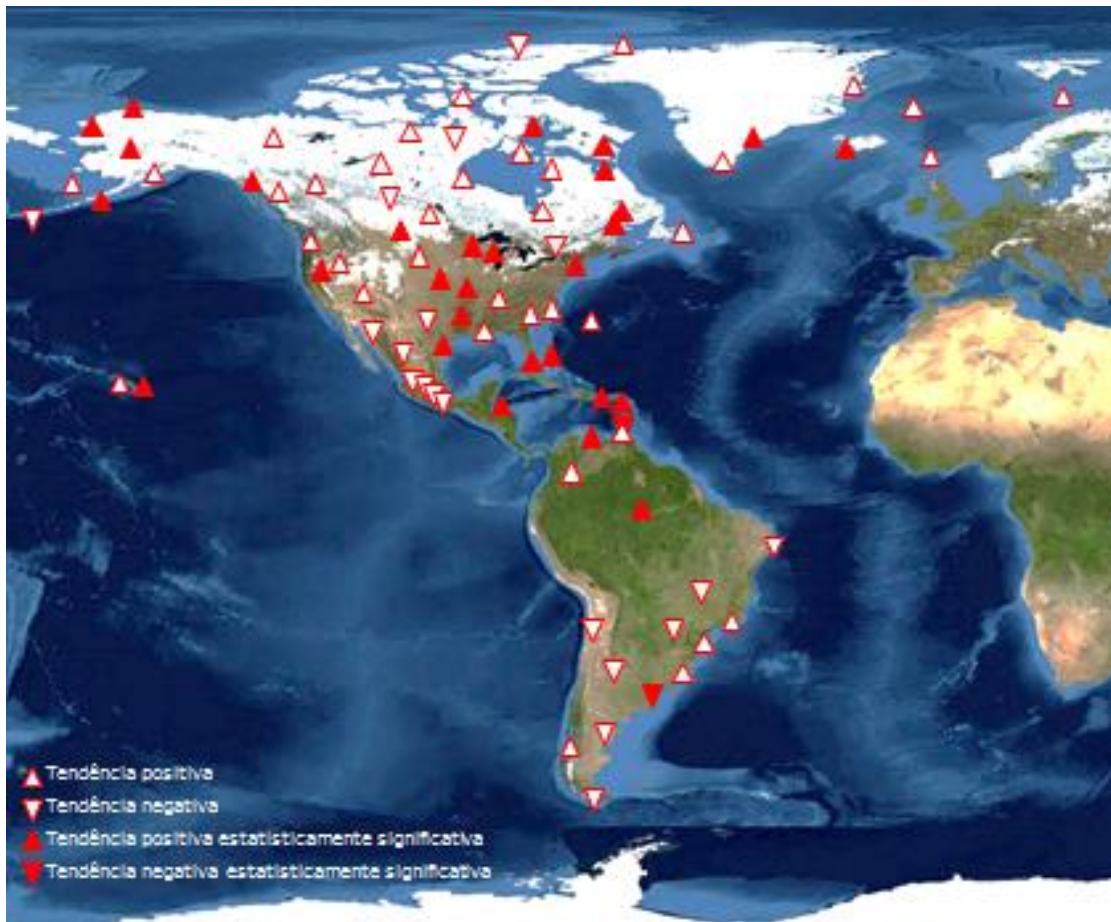


Figura 20. Tendência do vapor de água anual em 500 hPa obtida pelo teste de Mann-Kendall.

No Círculo Polar Ártico, mais especificamente para as estações localizadas no Mar de Bering, Arquipélago das Aleutas e Alasca a tendência anual identificada foi de aumento na concentração de vapor de água para quase todas as estações analisadas. A única estação que apresentou tendência negativa foi a 70414, ainda que essa não tenha apresentado significância estatística (Tabela 13).

A tendência de redução apresentado na estação 70414 também foi observado no nível de 700 hPa, com os meses de fevereiro, outubro, novembro e dezembro demonstrando tendência estatisticamente significativa para o declínio do vapor de água. Neste nível em análise, os meses de fevereiro, outubro e novembro também apresentaram redução estatisticamente significativa para o vapor de água.

Tabela 13: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas no Mar de Bering, Arquipélago das Aleutas e Alasca

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 70414 Ilha Near, Semichi - Arquipélago de Aleutas (EUA)													
Z	-0,37	-2,10*	-0,99	-0,85	-0,01	1,19	-0,23	-1,44	1,64	-2,50*	-2,81*	-0,97	-0,81
t	-0,33	-1,84	-1,19	-0,71	-0,20	1,46	-0,41	-1,52	0,80	-2,76*	-2,87*	-0,18	-0,95
β_{10}	0,00	-0,03	-0,01	-0,01	0,00	0,05	-0,01	-0,05	0,03	-0,04	-0,03	0,00	-0,01
Pettitt	2005	1996*	1990	1992	1983	1993	2002	2001	1983	1993*	1999*	1998	2002
Estação 70308 Ilha Saint Paul, Mar de Bering (Alasca-EUA)													
Z	0,54	1,15	1,61	2,26*	2,26*	1,83	-0,06	1,25	-0,54	-0,51	0,50	-0,51	1,61
t	0,79	0,38	1,82	2,39*	2,65*	2,20*	-0,06	1,25	-0,57	-0,45	-0,09	-0,93	1,92
β_{10}	0,00	0,00	0,02	0,04	0,04	0,04	0,00	0,04	-0,01	0,00	0,00	-0,01	0,01
Pettitt	1986	1988	1988	1997*	2001	1995*	1992	1992	2006	1993	1991	1992	1992
Estação 70316 Cold Bay, Península do Alasca (EUA)													
Z	0,97	1,36	0,10	3,15*	2,72*	1,84	1,92	1,56	1,07	0,23	0,49	-0,49	3,05*
t	0,86	0,73	0,25	3,42*	2,75*	1,88	2,44*	1,56	1,34	0,21	0,45	-0,63	3,65*
β_{10}	0,01	0,01	0,00	0,06	0,05	0,04	0,09	0,06	0,04	0,00	0,01	-0,01	0,03
Pettitt	1990	1987*	1988	1997*	1987*	1995*	1992*	1992*	1984	1982	1991	1995	1992*
Estação 70026 Barrow, North Slope – Alasca (EUA)													
Z	-3,33*	-0,73	-0,82	3,26*	2,45*	2,38*	0,59	2,70*	2,06*	-0,73	0,00	0,34	3,00*
t	-4,01*	-1,64	-0,84	3,83*	2,87*	2,82*	0,82	3,15*	2,11*	-0,08	-0,09	0,59	3,46*
β_{10}	-0,03	-0,02	0,00	0,02	0,03	0,04	0,02	0,09	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01
Pettitt	1988*	1995	1998	1994*	1994*	1995*	1992	1986*	1994	1993	1990	2001	1992*
Estação 70133 Kotzebue, Ralph Wien - Alasca (EUA)													
Z	-2,08*	-0,29	-0,75	1,65	1,95	2,67*	2,68*	2,82*	2,11*	0,61	-0,11	-0,17	3,41*
t	-2,45*	-0,99	-0,58	1,86	2,36*	3,45*	3,15*	3,14*	2,25*	1,00	-0,02	-0,06	4,88*
β_{10}	-0,02	-0,01	0,00	0,02	0,04	0,06	0,07	0,08	0,04	0,01	0,00	0,00	0,02
Pettitt	1997	1995	2006	1987	1987	1995*	1992*	1996*	1993	2001	1986	1990	1996*
Estação 70231 Mcgrath, Alasca (EUA)													
Z	-1,82	-0,32	-0,92	2,54*	0,59	0,74	2,65*	1,25	0,69	0,22	-0,27	0,00	2,05*
t	-1,94	-0,46	-0,89	2,82*	0,95	1,36	3,48*	1,19	0,94	0,74	-0,36	0,00	1,78
β_{10}	-0,02	0,00	0,01	0,03	0,02	0,02	0,07	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01
Pettitt	1994	1987	1994	1988*	1987	1989	1991*	1987	1988	2000	2004	1993	1988*
Estação 70273 Anchorage, Alasca (EUA)													
Z	-0,13	-0,57	-0,66	2,67*	0,49	0,80	1,36	1,34	0,93	-0,18	-0,20	-0,49	1,88
t	-0,19	-0,54	-0,75	3,34*	0,87	0,20	1,60	1,21	1,04	0,85	-0,24	-0,38	1,73
β_{10}	0,00	-0,01	-0,01	0,04	0,02	0,00	0,04	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01
Pettitt	2005	1997	1998	1992*	1992	2001	1993	1987*	1988	2006	2004	1993	1992

* estatisticamente significativo a 5%

Além dessa redução estatística para a média mensal apresentada por essa estação, em mais duas estações 70026 e 70133, foi identificada tendência negativa significativa, ambas para o mês de janeiro. Nas demais estações, as tendências estatisticamente significativas identificadas foram todas positivas e compreendidas entre os meses de abril a setembro, ou seja, primavera-verão no Hemisfério Norte (HN).

O padrão de intensificação das épocas anuais só foi observado nestas estações 70316, 70026, 70133, 70231 e 70273, onde todos os meses demonstraram tendência positiva para essa região. Isso se deve ao fato de que nas outras estações de medição, nos meses do verão (inverno), onde supostamente se observaria tendência positiva (negativa), não foi observada essa tendência, mostrando, em vários casos, tendência oposta à esperada.

Mesmo assim, foi observado um aumento de quase 60% no número de meses com tendência estatisticamente significativa nas estações localizadas no Mar de Bering,

Arquipélago das Aleutas e Alasca. Deste modo, das sete estações localizadas nesta região, em seis foi identificada tendência positiva, com quatro apresentando significância estatística na média anual. Nestas estações foi observado um aumento na concentração anual de vapor de 0,01 a 0,03 gkg⁻¹ por década.

Este resultado indica que parte do aumento na concentração de vapor de água neste nível é resposta da circulação geral da atmosfera e não só das mudanças da superfície do Ártico. Para essas localidades há influência dos movimentos ascendentes, originários das regiões de baixa pressão subpolar, decorrentes da convergência dos ventos de leste, oriundos do polo norte, e dos ventos de oeste decorrentes das zonas temperadas.

A advecção decorrente da alta subtropical do Pacífico norte também pode influenciar no fluxo de umidade nesta área. Para essa região do Ártico, Neal et al. (2002) identificaram um maior transporte de massa na fase fria da Oscilação Decadal do Pacífico, com o aumento da precipitação em forma de neve e vazão dos rios.

Em quatro dessas estações foi identificado ponto de mudança na média anual da concentração de vapor de água; estações: 70316, 70026, 70133 e 70231. Para todas as estações que demonstraram mudança, após o ano indicado como sendo o de mudança, a concentração de vapor de água apresentou aumento (Figura 21).

Nas estações 70316 e 70026, essa mudança ocorreu no ano de 1992, com um incremento na concentração de vapor de água de 15,04 e 8,66%, respectivamente. Vale ressaltar que a mesma mudança foi observada no nível de 700 hPa, para o mesmo período. Para as estações 70133 e 70231, a mudança foi indicada para os anos de 1996 e 1988, com um aumento de 10,85 e 12,16% na média anual, em comparação com a média do período anterior a mudança brusca.

A semelhança no ano de mudança também foi observada em algumas estações para vários meses. Na estação 70414, o mês de fevereiro, outubro e novembro indicou mudança com significância estatística, no entanto, apenas em fevereiro foi observada semelhança entre os dois níveis, com ruptura da série em 1996. Nesta estação, os meses de janeiro, abril, junho e setembro também demonstraram o mesmo ano de mudança na média, porém sem significância estatística para os dois níveis.

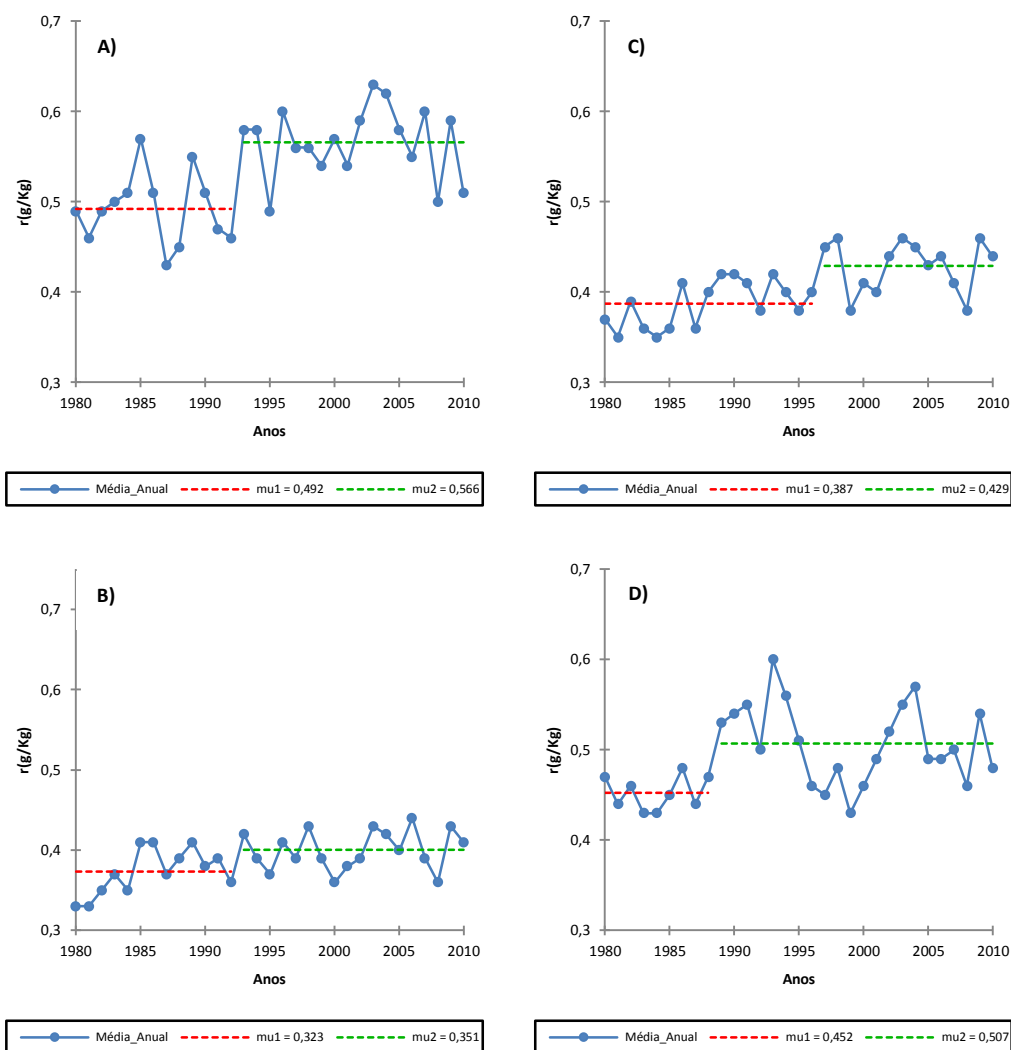


Figura 21. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas no Mar de Bering, Arquipélago das Aleutas e Alasca no nível de 500 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 70316, b) 70026, c) 70133 e d) 70231.

Para as demais estações a similaridade foi observada em junho na estação 70308 no ano de 1995. Em fevereiro, abril, julho e agosto para a estação 70316 e em junho e agosto na estação 70026. Embora vários meses mostre igualdade no ano de quebra, para dois níveis distintos, não foi possível identificar onde a mudança ocorreu primeiro. Pois, em alguns meses foi observado primeiro uma mudança no nível de 700 hPa, e posteriormente no nível acima.

A recíproca também foi identificada, onde para os meses de julho e agosto, nas estações 70316 e 70026, respectivamente, a mudança ocorreu primeiro em níveis superiores, com um ano de antecedência. Nesta região em análise, tanto o número de tendência com significância estatística, quanto o número de ponto de mudança, foi

maior no nível de 500 hPa. Isso pode indicar que em níveis superiores a atmosfera está sofrendo uma mudança maior.

As estações localizadas no Círculo Polar Ártico, inseridas no norte do Canadá, a tendência anual foi positiva na maioria das estações, sendo destas três estatisticamente significativas. Nesta região em análise, a totalidade das estações que apresentaram tendência estatisticamente significativa mensal positiva (negativa) está compreendida entre os meses de junho a outubro (janeiro a abril) (Tabela 14).

Entre os meses de maio a outubro, foi identificado o maior número de tendência positiva, e entre novembro a abril, o de tendência negativa. O mesmo padrão observado de tendência positiva entre os meses de maio a dezembro visto nas estações 71906, 71907 e 71909, no nível de 500 hPa, também foi observado em 700 hPa. Nesta região foi possível identificar uma distribuição sazonal mais ás claras na concentração de vapor de água atmosférica.

Para as estações localizadas nesta região do Ártico não foi observado aumento do número de tendência positiva ou negativa estatisticamente significativa. Esse acréscimo só foi verificado no número de estações que apresentaram ponto de mudança, onde em três estações foi identificado ponto de mudança na média anual, em comparação com o nível inferior.

Nas estações 71906, 71909 e 71915 foi identificado ponto de mudança com estatística significativa. Essa mudança ocorreu nos anos de 1997, 1994 e 1997, respectivamente (Figura 22). Para essas estações, a média de vapor de água atmosférico apresentou um aumento de 10,27; 9,94 e 10,54%, respectivamente. Esse padrão de aumento é análogo ao verificado nas estações localizadas no Mar de Bering, Arquipélago das Aleutas e Alasca.

Apesar do aumento na média observado nestas estações ser análogo ao encontrado nas estações localizadas no Mar de Bering, Arquipélago das Aleutas e Alasca, no nível de 700 hPa, em nenhuma destas estações foi observado ponto de mudança na média anual. Este resultado demonstra que tanto para essa região, quanto para a já analisada, a mudança no vapor de água foi maior, indicando que todo o Ártico pode estar passando por mudanças, sendo essa em maior magnitude neste nível em análise.

Tabela 14: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas no Círculo Polar Ártico, norte do Canadá

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 71081 Hall Beach, Canadá													
Z	-1,19	-1,05	-0,44	-0,22	1,57	0,76	4,00*	2,26*	0,18	1,95	-1,85	0,00	2,29*
T	-1,93	-1,38	-1,51	-0,48	1,01	1,18	2,29*	2,93*	-0,04	2,25*	-1,80	-0,53	1,70
β_{10}	-0,01	-0,01	-0,01	0,00	0,01	0,01	0,07	0,05	0,00	0,03	-0,02	0,00	0,01
Pettitt	1987	1988	1982	1984	1999	1994	1997*	1999*	2004	1997	1989	1982	1999
Estação 71082 Alert, Canadá													
Z	-2,40*	-1,21	-1,44	-1,79	0,11	1,91	2,65*	2,28*	1,47	-0,89	-1,69	-1,09	0,08
T	-3,29*	-2,34*	-2,56*	-2,31*	-0,02	1,51	2,80*	2,66*	1,58	-0,10	-2,12	-1,77	-0,10
β_{10}	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	0,00	0,01	0,03	0,04	0,01	0,00	-0,01	-0,01	0,00
Pettitt	1987*	1983	1983	1997	1990	1992*	1994*	1997*	1994	1986	1999	1986*	1984
Estação 71906 Kuujuaq, Canadá													
Z	-0,01	-1,43	-1,31	-0,25	1,12	0,05	2,67*	1,58	2,34*	2,26*	0,80	0,95	3,14*
T	-0,23	-1,02	-0,75	-0,42	1,33	0,54	3,44*	1,87	2,38*	2,43*	0,92	0,91	3,68*
β_{10}	0,00	-0,01	-0,01	0,00	0,02	0,01	0,07	0,04	0,06	0,06	0,01	0,01	0,02
Pettitt	1987	1987*	1984	1988	1996	2005	1992*	1993	1990	1993*	2004	1995	1997*
Estação 71907 Inukjuak, Canadá													
Z	-0,29	-1,55	-1,22	-1,12	0,00	-0,42	0,93	1,10	1,47	2,43*	0,01	0,46	0,85
T	-0,50	-1,80	-1,37	-1,28	0,03	-0,79	0,73	1,46	1,52	2,51*	0,12	0,45	1,26
β_{10}	0,00	-0,02	-0,02	-0,02	0,00	-0,02	0,02	0,03	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00
Pettitt	1987	1987*	1987	1988	1985	1982	1998	1994	1995	2003*	2007*	1998	1997
Estação 71909 Iqaluit, Canadá													
Z	-0,01	-1,43	-1,31	-0,25	1,12	0,05	2,67*	1,58	2,34*	2,26*	0,80	0,95	3,14*
T	-0,83	-1,75	-0,64	0,27	1,86	1,06	2,02*	2,93*	1,00	1,96	0,34	0,75	3,02*
β_{10}	0,00	-0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,04	0,07	0,02	0,03	0,00	0,01	0,02
Pettitt	1982	1987*	1982	1985	1996	2006	2002	1997*	1990	2000	1993	1993	1994*
Estação 71915 – Canadá													
Z	-0,42	-1,36	-0,93	0,73	1,73	0,52	2,02*	2,77*	1,32	2,68*	-1,44	0,30	1,70
T	-1,24	-2,19*	-1,31	0,15	1,79	-0,05	2,05*	3,22*	1,26	3,32*	-0,88	0,08	1,98
β_{10}	-0,01	-0,03	-0,01	0,00	0,03	0,00	0,05	0,07	0,03	0,05	-0,01	0,00	0,01
Pettitt	1987	1987*	1983	2004	1996	1984	2004	1994*	1993	2002*	1988	1982	1997*
Estação 71917 Eureka, Canadá													
Z	-2,75*	-0,60	-1,09	-0,59	0,59	-0,47	1,88	1,87	1,12	-0,30	-1,85	-1,47	-0,32
T	-3,70*	-2,12*	-2,41*	-0,91	0,36	-0,25	1,86	2,17*	1,26	-0,10	-1,87	-1,93	-0,60
β_{10}	-0,02	-0,01	-0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00	-0,01	-0,01	0,00
Pettitt	1987*	1983	1983	1998	2001	2006	1994	1988	1994	2001	1999	1989*	1983
Estação 71924 Resolute, Canadá													
Z	-1,13	-2,22*	-0,97	-0,25	-0,77	0,51	1,65	3,08*	0,13	0,54	-1,77	-0,80	0,61
T	-2,56*	-3,17*	-2,18*	0,03	-0,78	0,57	1,90	3,62*	0,24	0,90	-1,63	-0,81	0,74
β_{10}	-0,01	-0,02	-0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,06	0,00	0,01	-0,01	0,00	0,00
Pettitt	1983	1993*	1982	1999	1986	1993	1992	1998*	1995	2001	1999	1989	2000
Estação 71925 Cambridge, Canadá													
Z	-0,10	-3,04*	-0,66	1,00	-0,95	0,64	1,10	-0,17	1,56	1,04	-0,56	-0,06	0,44
T	-1,07	-3,53*	-0,59	0,19	-1,19	0,50	1,22	0,09	1,44	1,35	-1,30	-0,35	0,30
β_{10}	-0,01	-0,02	0,00	0,00	-0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,02	-0,01	0,00	0,00
Pettitt	1983	1989*	1995	2003	1994	1993	1993	1984	1995	1999	1983	1982	1993
Estação 71926 Baker Lake, Canadá													
Z	-0,76	-2,97*	-1,81	-0,47	-0,44	-1,34	-0,01	-0,42	1,05	1,56	-1,86	0,00	-0,69
T	-1,12	-3,86*	-1,75	-0,26	-0,41	-1,09	0,34	-0,23	1,28	1,99	-1,78	-0,24	-0,93
β_{10}	-0,01	-0,03	-0,01	0,00	0,00	-0,02	0,01	0,00	0,03	0,03	-0,01	0,00	0,00
Pettitt	1987	1987*	1984	1989	2003	1999	2008	1987	1993	2002	1992	1982	1999

* estatisticamente significativo a 5%

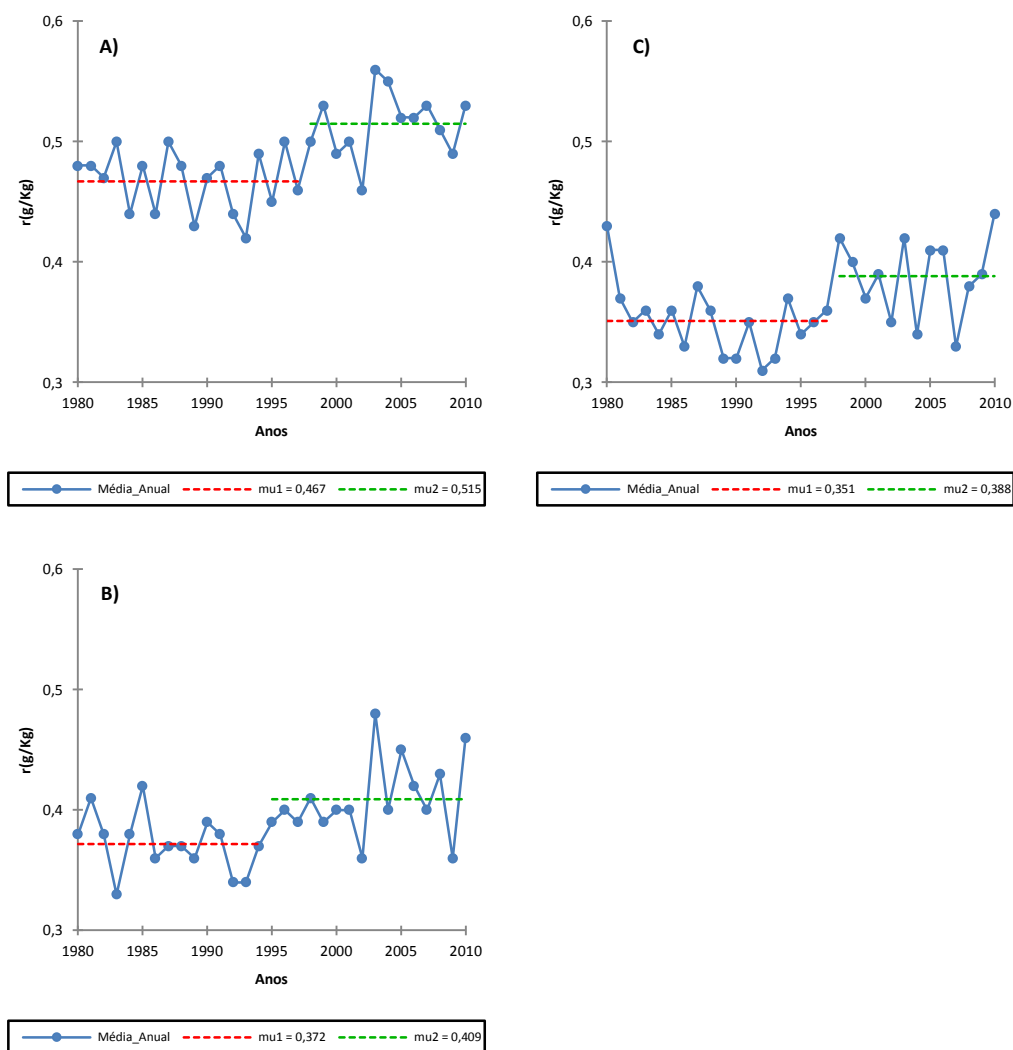


Figura 22. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas no Círculo Polar Ártico, norte do Canadá no nível de 500 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 71906, b) 71909 e c) 71915.

As estações que apresentaram aumento na média estão localizadas entre o mar de Labrador a baía de Hudson, além do próprio Atlântico norte. Essas regiões estão apresentando acentuado aumento na temperatura, o qual favorece a evaporação e o aumento de vapor na atmosfera (OHASHI e TANAKA, 2010). O aumento dos fluxos de umidade sobre as principais regiões polares, principalmente ao longo das regiões costeiras também foi documentada por Cullather e Bosilovich (2011).

Nestas estações também foi observado um aumento da quantidade de vapor de água nos meses de outono e início de inverno, o que contribui para o aumento de vapor de água demonstrado pelo teste de Pettitt. Para os meses compreendidos de janeiro a abril, em que se observou tendência negativa no vapor de água e mudança na média

estatisticamente significativa, esse indicativo ocorreu quase que em sua totalidade no ano de 1987.

Tudo indica que essa redução foi em resposta a La Niña 1986/87, juntamente com a erupção 1986/87 já referenciada. Duas exceções foram observadas para o mês de fevereiro nas estações 71924 e 71925, que indicaram a mudança nos anos de 1993 e 1989, respectivamente. Para os meses em que foram referenciadas tendências positivas com significância estatística e ponto de mudança na média, essa mudança sempre ocorreu na década de 90.

As estações localizadas na Groenlândia e oceano Ártico foram aquelas em que foi identificado o maior número de tendência positiva. A análise mostrou um aumento superior a 75% no número de tendências positivas, indicadas pelo teste de Mann-Kendall, em comparação com o nível de 700 hPa. Em estações como as 04360 e 04018 não foi observada em nem um mês tendência negativa.

Este resultado ratifica que o Círculo Polar Ártico apresentou mudança significativas na concentração de vapor de água para no nível de 500 hPa, sobretudo para o seu aumento. Essa mudança torna-se evidente em regiões como a Groenlândia, onde não foi verificada nenhuma tendência negativa estatisticamente significativa (Tabela 15).

Em três destas estações, houve significância estatística para o aumento da concentração média anual de vapor de água, 04360, 04270 e 04018. O incremento de vapor de água nestas estações também foi observado no nível bórico de 700 hPa. Também nestas estações foi identificado o maior aumento decadal na concentração de vapor de água para o Ártico de $0,04 \text{ gkg}^{-1}$ por década.

Para várias estações foi identificada tendência mensal positiva estatisticamente significativa. No entanto elas foram indicadas não só para o período de fim da primavera, verão e início do outono, como nas demais estações localizadas no Círculo Polar, mas sim para quase todos os meses. Esse padrão também foi observado no nível de 700 hPa.

Tabela 15: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas na Groenlândia e oceano Ártico

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 04320 Danmarkshavn, Groenlândia													
Z	1,04	-0,11	-0,46	0,52	0,54	0,35	-0,61	0,39	1,72	1,26	-1,05	1,81	0,73
t	1,55	0,03	-0,13	1,09	0,22	-0,15	-0,56	0,00	2,15*	1,29	-1,14	1,45	0,92
β_{10}	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00
Pettitt	1995	1998	1986	1992	1996	2004	1987	1994	1994	1997	2003	1991	1996*
Estação 04360 Tasilaq, Groenlândia													
Z	2,40*	1,58	2,81*	3,00*	1,22	0,52	1,46	1,51	2,14*	0,95	1,37	2,61*	2,87*
t	2,19*	1,57	3,39*	3,53*	0,98	1,00	1,27	1,75	2,30*	1,15	1,19	2,63*	3,92*
β_{10}	0,03	0,03	0,04	0,05	0,02	0,02	0,03	0,06	0,07	0,02	0,03	0,04	0,04
Pettitt	1995*	2002	1990*	1995*	1983	1994	1986	1989	1994	1987	1986	1994*	1994*
Estação 04270 Narsarsuaq, Groenlândia													
Z	1,75	1,27	0,93	1,87	-1,63	-0,35	-1,53	1,75	2,41	0,73	1,15	1,03	1,59
t	2,11*	1,38	0,61	1,74	-1,85	0,06	-1,05	1,76	2,84	1,07	1,10	1,48	2,12*
β_{10}	0,03	0,02	0,01	0,03	-0,03	0,00	-0,03	0,05	0,07	0,03	0,03	0,02	0,02
Pettitt	1995*	2002	1990	1994*	1991	1984	1991	1992	1994*	1986	1986	1995	1994
Estação 04018 - Islândia													
Z	0,56	0,30	1,45	0,64	0,71	1,87	1,17	2,28*	3,67*	0,32	1,44	1,65	3,11*
t	0,52	0,41	1,46	0,84	0,84	1,97	1,27	2,23*	4,65*	0,84	1,66	1,80	4,31*
β_{10}	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,05	0,03	0,05	0,10	0,02	0,03	0,02	0,03
Pettitt	1995	2002	1999	1995	1986	1998	1986	1987	1995*	1987	1986	1986	1996*
Estação 06011 - Ilha Feroe													
Z	1,68	0,54	1,43	1,10	-0,57	-0,01	-0,35	-0,23	2,33*	1,07	-0,44	0,37	0,98
t	1,36	0,61	1,05	0,95	-0,88	0,08	0,40	-0,16	2,26*	1,57	-0,39	0,90	1,00
β_{10}	0,02	0,01	0,01	0,01	-0,01	0,00	-0,01	0,00	0,06	0,03	0,00	0,01	0,01
Pettitt	1988*	1990	1982	1986	2002	1982	2004	2000	1995*	1993	1981	1986	1982
Estação 01001 - Ilha Jan Mayes													
Z	1,49	-0,47	0,78	0,70	-0,51	-0,91	-0,97	-0,08	0,25	0,95	-0,17	2,04*	0,66
t	1,50	-0,32	1,00	0,35	-0,30	-0,10	-1,97	0,25	0,22	0,98	-0,10	2,15*	0,19
β_{10}	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	-0,02	-0,04	0,00	0,00	0,01	-0,01	0,02	0,00
Pettitt	1995	1984	1997	2001	2002	1990	1998*	1984	1995	1984	1988	1993	1984
Estação 01028 - Ilha Svalbard													
Z	1,14	-0,46	-1,02	0,76	-0,10	-0,37	-1,05	0,11	0,78	1,07	0,97	2,98*	1,29
t	0,76	-0,74	-0,70	0,48	-0,69	-0,89	-1,37	0,31	1,27	1,05	1,21	2,81*	0,46
β_{10}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,02	-0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,03	0,00
Pettitt	1999	1984	1987	2001	1993	2004	1988	2000	1996	1995	1995	1992*	1996*

* estatisticamente significativo a 5%

Esse resultado demonstra que as mudanças ocorridas no inverno do Ártico, sobretudo na temperatura e cobertura de gelo, estão contribuindo para o aumento de vapor de água nestes meses, associada com a advecção decorrente da circulação global. Isto fez com que a variabilidade normal do vapor de água, observada em outras estações do Ártico seja modificada.

O período compreendido de outubro a abril, caracterizado nas demais estações localizadas no Círculo Polar como sendo o de redução na concentração de vapor de água, apresentou apenas sete meses com essa tendência. No período de maio a setembro, 15 tendências negativas foram identificadas. Esses resultados demonstra o padrão oposto das demais estações localizadas no Ártico.

Em quatro estações foi identificado ponto de mudança na média anual de vapor de água, a saber: 04320, 04360, 04018 e 01028 (Figura 23). Essa mudança ocorreu no ano de 1994 para a estação 04360 e 1996 para as demais estações. Quando se observou

mudança na média estatisticamente significativa, geralmente esta ocorreu em meados da década de 90.

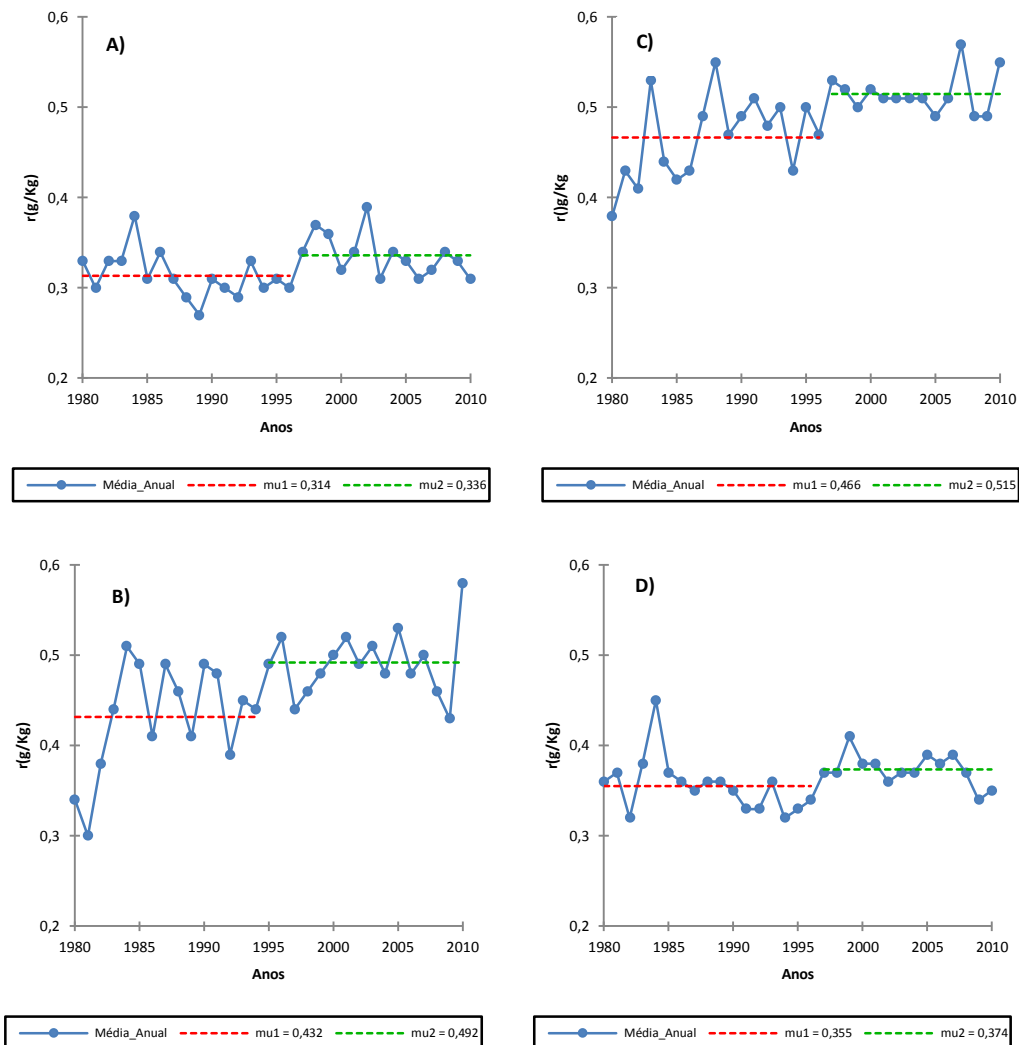


Figura 23. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas na Groenlândia e oceano Ártico no nível de 500 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 04320, b) 04018, c) 04360 e d) 01028.

A mudança observada nestas estações, para esse nível bórico, foram semelhantes ao nível de 700 hPa. No entanto, a mudança observada na estação 04360 ocorreu em 1995, um ano depois de ser indicado neste nível. Isso se deve ao fato da quantidade de vapor de água neste nível ser, em média 60% menor do que o nível inferior, como verificado para esta estação em análise.

Isso faz com que um incremento de 10,51% na média de vapor de água, como foi observado nesta estação, no período depois do ponto de mudança, seja qualitativamente mais expressivo do que os 13,08% observado no nível inferior. No

entanto, para o sistema climático, um aumento de $0,163 \text{ gkg}^{-1}$ como o observado para essa estação no nível de 700 hPa, pode trazer complicações maiores do que o aumento de $0,05 \text{ gkg}^{-1}$ para esse nível, sobretudo devido ao feedback do vapor de água e das nuvens.

O aumento do vapor de água na atmosfera resulta no aumento da absorção de radiação, seja ela de onda curta ou longa. No entanto a radiação de onda curta depende da atividade solar e do número de mancha solar. A absorção de onda curta pelo vapor de água é aproximadamente de 5 a 10 vezes menores do que os calculados para a radiação de onda longa. No entanto, para as altas latitudes esse valor é maior, assim, a sensibilidade de ondas curtas é maior nos níveis mais baixos, onde a concentração de vapor é maior (SODEN et al., 2008).

Essa maior absorção é decorrente do reflexo da radiação incidente sobre a superfície coberta de neve e/ou gelo nas regiões polares, o que aumenta a absorção da radiação refletida de volta para a atmosfera, aumentando sua temperatura. Deste mesmo modo, as nuvens atuam para intensificar o feedback do vapor de água na atmosfera, aumentando o caminho óptico do espectro solar na atmosfera por meio da reflexão (SODEN et al., 2008).

A presença de nuvens aumenta a absorção de radiação em relação às condições de céu sem nuvem e ao mesmo tempo diminuir a absorção nos níveis mais baixos. Soden et al. (2008) mostraram que a absorção de radiação de onda longa (curta) aumentou (diminuiu) de 1,13 (0,16) para 1,62 (0,27) $\text{Wm}^{-2}\text{k}^{-1}$ com o aumento da fração de nuvem.

Nas demais estações que apresentaram significância estatística no teste de homogeneidade, 04320, 04018 e 01028; após o ano de mudança observou-se um acréscimo na concentração de vapor de água de 7,00, 13,88 e 5,35%, respectivamente. Para a estação 04018 foi observado o maior aumento na média de vapor de água após o ponto de mudança. Esse aumento foi ratificado para os dois níveis analisados.

A estação 04018 está localizada na Islândia, país nórdico insular europeu situado no oceano Atlântico norte. Para o hemisfério norte tem se observado um aumento do aquecimento com o aumento da latitude, sobretudo para grande parte do oceano Ártico durante vários meses do ano. Esse aquecimento é atribuído à redução da espessura do gelo do mar. Quando a espessura do gelo do mar diminui, devido ao aquecimento global por exemplo, a taxa de condução de calor para cima através do gelo do mar aumenta, devido a temperatura da água do mar abaixo de gelo ser maior do que a temperatura do

ar na superfície de cima do gelo do mar (MANABE et al., 2011). Isso faz com que grande parte da superfície durante o inverno aqueça, e seja observado elevado índice de evaporação.

A análise realizada por Polyakov et al. (2010) mostrou que a temperatura da água dos oceanos Atlântico norte e Ártico apresentou um aumento nas últimas décadas. O aquecimento observado no Atlântico foi desigual no tempo, embora em meados da década de 90, tenha sido observado aumento da ordem de 1° C na temperatura de sua água.

Esse maior aquecimento das águas do oceano ajuda a explicar o aumento de vapor de água indicado nos testes realizados para o Círculo Polar Ártico, tanto para as tendências positivas, e sobretudo para os pontos de mudança na média que ocorreram em meados da década de 90. Com a água dos oceanos mais quente a evaporação e o derretimento do gelo são maiores, o que favorece o incremento de vapor de água na atmosfera, principalmente no inverno.

O aquecimento anômalo das águas do Atlântico norte foi responsável pela mudança observada na concentração de vapor de água de oeste para leste no nível de 700 e 500 hPa. O deslocamento da água mais quente do oceano Atlântico norte para o oceano Ártico, favoreceu o aumento observado na concentração de vapor do sul da Groenlândia e países Nórdicos, como observado principalmente em 700 hPa.

No início do verão e outono, quando a cobertura da área de gelo é mínima e a absorção da radiação solar é máxima, a temperatura da superfície permanece perto do ponto de congelamento da água do mar devido à fusão do gelo. A temperatura da superfície dificilmente aumenta ao longo do oceano Ártico no verão, por isso, a quantidade de vapor de água mostrou tendência negativa para esse período.

Nas estações localizadas no Canadá a variabilidade do vapor de água foi semelhante ao nível de 700 hPa, embora tenha sido observado um aumento no número de estações com tendência positiva na média anual. Destas estações, em três foi ratificada tendência estatisticamente significativa (Tabela 16).

As estações com significância estatística na tendência apresentaram um crescimento decadal na concentração de vapor de água de anual de 0,01 a 0,03 gkg⁻¹. O maior aumento foi registrado na estação 70361, localizada no extremo noroeste do Canadá, já na fronteira com o Alasca. Esse aumento também foi estatisticamente significativo em 700 hPa. No entanto, essa estação apresentou redução na concentração de vapor de água após o ano de 2004, em 500 hPa.

Tabela 16: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas no Canadá

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 70361 Yakutat, Canadá													
Z	1,36	0,39	-0,15	1,56	0,92	1,95	3,36*	2,43*	1,82	0,86	1,56	0,43	3,45*
t	0,58	0,70	-0,34	2,03	1,19	2,35*	3,87*	2,79*	1,66	1,31	1,46	0,09	4,39*
β_{10}	0,01	0,01	0,00	0,03	0,02	0,05	0,08	0,06	0,04	0,03	0,02	0,00	0,03
Pettitt	2000	1995	1996	1987	2001	1993*	1996*	1990*	1992	1999	1990	1983	1992*
Estação 70398 Annette Island, Canadá													
Z	-0,44	-0,68	-1,12	0,88	0,90	0,49	1,76	1,89	-0,27	0,15	0,00	-0,35	0,56
t	-1,23	-0,23	-1,19	0,71	0,93	0,45	1,78	2,10*	-0,40	-0,24	0,24	-0,43	0,83
β_{10}	-0,02	0,00	-0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,05	-0,01	0,00	0,00	-0,01	0,00
Pettitt	1987	1998	1996	1992	1989	1991	1991	1989*	1984	2001	1985	1984	1984
Estação 71043 Norman Wells Ua, Canadá													
Z	-1,41	-1,07	-1,84	-0,61	-0,25	-0,47	0,66	1,43	-0,05	0,28	0,00	0,22	0,27
t	-1,68	-1,07	-1,95	-0,53	-0,24	-0,19	0,80	1,41	0,17	0,39	-0,28	0,19	-0,20
β_{10}	-0,02	-0,01	-0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pettitt	1987	1993	1996	1994	1995	1989	1995	1987	1984	2001	1983	2001	1985
Estação 71945 Fort Nelson, Canadá													
Z	-0,05	-0,49	-1,10	-1,26	-1,44	0,05	1,68	0,61	0,83	-0,93	0,35	-0,13	0,57
t	-0,85	-0,68	-1,06	-1,33	-1,80	0,65	1,50	0,72	1,19	-1,15	0,33	-0,32	0,23
β_{10}	-0,01	0,00	-0,01	-0,02	-0,03	0,01	0,03	0,02	0,03	-0,02	0,00	0,00	0,00
Pettitt	1987	1988	1996	1995	1993	2002	1993	2007	1984	1988	1990	1991	2004
Estação 71934 Fort Smith, Canadá													
Z	-0,37	-0,28	0,17	-1,29	-0,76	-0,74	-0,44	2,00*	1,31	0,47	0,85	0,78	0,98
t	-0,99	-0,43	0,26	-1,32	-0,85	-0,82	0,48	2,18*	1,37	0,25	0,98	0,78	0,97
β_{10}	-0,01	0,00	0,00	-0,02	-0,01	-0,02	0,01	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00
Pettitt	1987	1993	2002	1993	1993	1993	2003	1987	1985	2002	1998	1998	2000
Estação 71119 Edmonton Stony Plain, Canadá													
Z	-0,44	-1,39	-0,22	-1,21	-1,07	-1,27	0,95	-0,18	-0,88	-1,35	-0,03	-0,66	-1,71
t	-0,78	-1,57	-0,24	-1,17	-1,63	-1,01	0,61	-0,21	-1,12	-1,45	0,04	-1,01	-2,13*
β_{10}	-0,01	-0,02	0,00	-0,01	-0,03	-0,02	0,02	0,00	-0,02	-0,03	0,00	-0,02	-0,01
Pettitt	1987	1992	2000	1992	1994*	1997	1997	1991	1994	1994	2002	1994	1994*
Estação 71913 Churchill, Canadá													
Z	-0,66	-1,72	-1,29	-0,81	-0,32	-0,13	1,20	1,78	1,19	1,05	-0,18	0,27	0,86
t	-0,72	-2,02	-1,19	-0,82	-0,81	-0,24	1,31	2,14*	1,65	0,82	-0,04	-0,11	1,02
β_{10}	-0,00	-0,02	-0,01	-0,01	-0,01	0,00	0,02	0,06	0,04	0,02	-0,00	-0,00	0,00
Pettitt	1987	1984	1987	1991	1989	2004	1997	1994	1993	1995	1984	1982	1997
Estação 71867 The Pas, Canadá													
Z	-0,03	-0,87	0,44	-0,30	-0,76	-0,03	0,63	1,75	2,05*	-0,05	0,18	0,00	1,24
t	-0,16	-0,94	0,28	-0,32	-1,04	0,52	0,27	2,22*	2,52*	-0,60	0,26	0,11	1,02
β_{10}	0,00	-0,01	0,00	0,00	-0,02	0,01	0,00	0,04	0,06	-0,01	0,00	0,00	0,00
Pettitt	1987	2000	1985	1992	1989	1985	1992	1994	1996*	2006	1996	2006	1997
Estação 71836 Moosonee, Canadá													
Z	0,37	-0,52	-1,48	-1,12	0,30	1,56	-0,11	1,73	1,92	1,32	-0,22	0,51	1,90
t	0,25	-0,74	-1,77	-1,07	0,19	1,14	0,24	1,82	2,20*	1,81	-0,08	0,43	2,12*
β_{10}	0,00	-0,01	-0,02	-0,01	0,00	0,03	0,00	0,04	0,07	0,04	0,00	0,00	0,01
Pettitt	2004	1986	1995	1992	1998	1994	1995	1996	1997*	1993	1992	1990	1998*
Estação 71722 Maniwaki, Canadá													
Z	1,45	-0,32	-0,47	1,34	-0,40	0,76	-1,31	-1,99*	0,34	1,37	-0,78	0,17	-0,23
t	1,29	-0,98	-0,42	0,99	-0,61	1,03	-1,45	-1,88	0,10	1,31	-1,21	0,35	-0,56
β_{10}	0,02	-0,01	0,00	0,02	-0,01	0,03	-0,04	-0,05	0,00	0,03	-0,02	0,00	0,00
Pettitt	1988	1985	1991	2001	1988	1988	1990	1993	1995	2004	2006	1989	1993
Estação 71811 Sept-Iles, Canadá													
Z	-0,44	-0,06	-0,56	-0,86	-0,10	-0,28	1,61	1,24	2,38*	3,18*	0,81	1,19	2,63*
t	-0,31	-0,35	-0,65	-1,05	-0,34	0,12	1,60	1,01	3,01*	3,19*	0,12	0,98	2,39*
β_{10}	0,00	0,00	-0,01	-0,01	0,00	0,00	0,04	0,03	0,09	0,06	0,00	0,01	0,02
Pettitt	2000	1995	2000	1987	1988	2007	1992	1988	1998*	1989*	1998	1995	1997*
Estação 71600 Sable Island, Canadá													
Z	-0,15	-1,83	-0,13	-0,49	1,24	0,69	1,56	1,25	-1,39	-0,23	0,88	-1,03	0,86
t	-0,28	-1,56	-0,30	-0,37	1,33	1,08	1,28	1,32	-1,65	-0,13	0,71	-0,66	0,51
β_{10}	0,00	-0,03	0,00	-0,01	0,03	0,04	0,05	0,06	-0,05	0,00	0,01	-0,02	0,00
Pettitt	1999	1999*	2000	1993	2001	2005	2002	1991	1993	1991	1984	1996	2002

* estatisticamente significativo a 5%

Em duas estações foi indicada tendência anual negativa, sendo na 71119 com significância estatística. Nesta estação apenas o mês de julho mostrou tendência positiva para o vapor de água. Na média anual de vapor de água desta estação foi observada uma redução a partir de 1994, persistindo até o fim da série. A redução da concentração média anual de vapor de água também foi observada em várias estações localizadas no Canadá, muito embora essa redução tenha ocorrido depois do ano 2000.

A predominância dos meses com tendências negativas foi um pouco diferente das demais estações localizadas ao norte, no Círculo Polar Ártico. No Canadá a maior frequência de tendências negativas está compreendida entre os meses de janeiro a julho, enquanto que mais ao norte de novembro a abril.

As tendências positivas foram identificadas no período de verão e início de outono, principalmente as que foram estatisticamente significativas. No entanto, nas estações 70361, 71934 e 71811 as tendências positivas persistam até o inverno. Este resultado pode indicar, que sobre essa região, a variabilidade do vapor de água siga um padrão diferente do que foi vista nas estações localizadas no Ártico.

Essa mudança pode ser decorrente das mudanças observadas na superfície, sobretudo em função do aquecimento e degelo. Como as maiores mudanças tem sido observadas nos meses do outono-inverno, isso pode explicar a maior quantidade de vapor de água nesta época na atmosfera. Outra questão importante pode ser referente à mudança nos principais modos climáticos de variabilidade do hemisfério norte, que ocorreram na década de 90. Essa mudança influencia a circulação atmosférica e o padrão de advecção, fazendo com que a variabilidade do vapor de água apresente mudanças.

Nas estações 70361, 71119, 71836 e 71811 foram observados mudança na média anual de vapor de água, com essa mudança ocorrendo nos anos de 1992, 1994, 1998 e 1997, respectivamente (Figura 24). Para três dessas estações 70361, 71836 e 71811, houve aumento na média após o ponto identificado como sendo de mudança. Nestas estações foi verificado um acréscimo na média de 12,37, 6,32 e 5,91%, respectivamente.

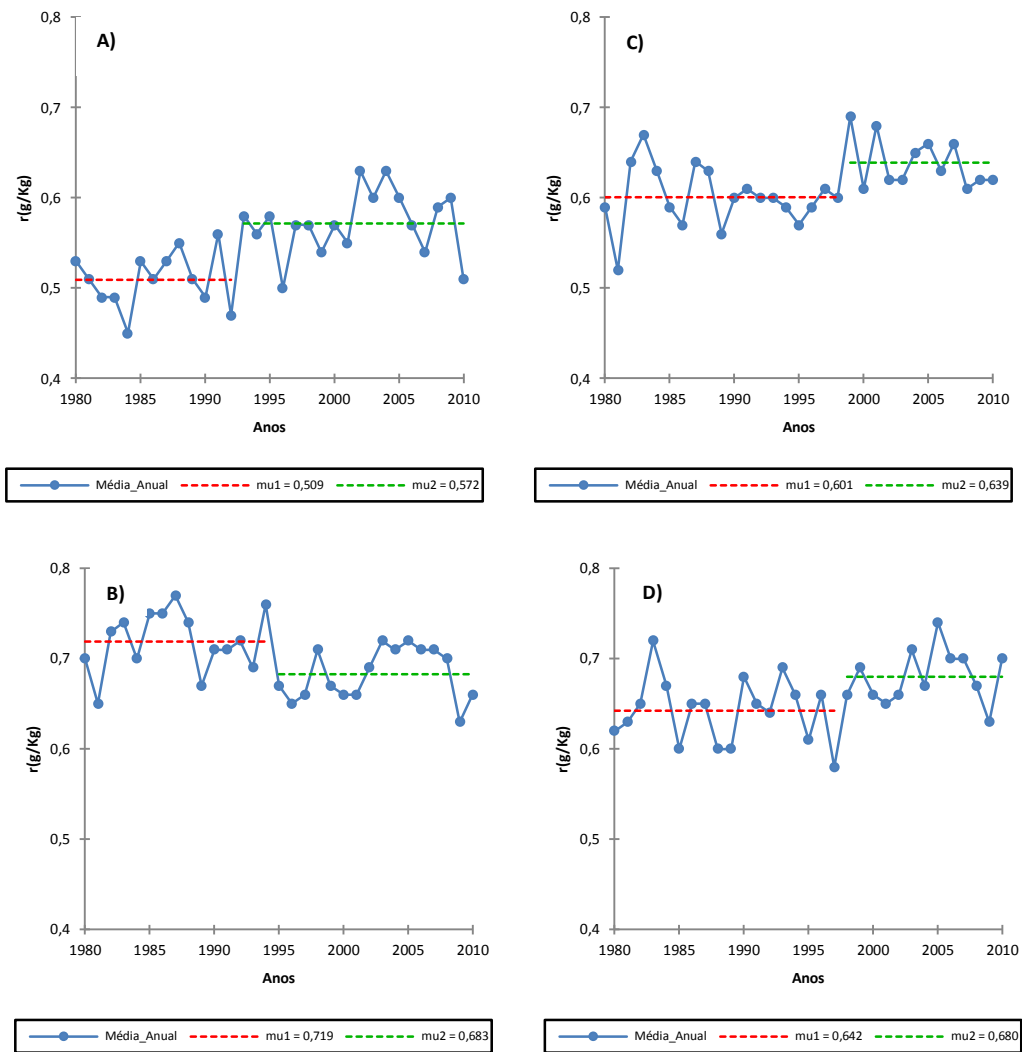


Figura 24. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas no Canadá no nível de 500 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 70361, b) 71119, c) 71836 e d) 71811.

Apenas na estação 71119 houve redução no vapor de água após o ponto de mudança. Para esta estação a redução foi de 5%. Nesta estação, assim como as demais que apresentaram ponto de mudança, é notória a redução na concentração de vapor de água após o ano 2000. Na estação 71836 o início da redução foi observado em 1999.

Sobre os EUA houve um aumento no número de estações com tendências positivas, assim como observado no Canadá. Para várias dessas estações a tendência foi significativa. Nesse nível houve um aumento 250% no número de estações com significância estatística na média anual de vapor de água, e um aumento de quase 60% na média mensal (Tabela 17).

Tabela 17: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas nos Estados Unidos da América

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 72797 Quillayute, WA (EUA)													
Z	0,32	-1,46	0,95	-1,07	1,59	-0,61	1,92	0,91	1,73	1,37	0,11	0,05	1,54
t	0,39	-1,50	1,03	-0,95	1,62	-0,80	2,53*	0,63	1,96	0,92	0,02	-0,34	1,47
β_{10}	0,00	-0,02	0,02	-0,02	0,04	-0,02	0,09	0,01	0,04	0,02	0,00	0,00	0,01
Pettitt	2000	1999	1985	2000	1991*	2000	1990*	1989	1990*	1989	1992	1987	1990*
Estação 72597 Medford/Jackson, OR (EUA)													
Z	1,03	-1,88	1,12	-0,54	1,08	1,24	1,54	1,20	1,51	2,39*	-0,05	0,61	2,26*
t	1,35	-1,85	1,37	-0,72	1,59	1,82	1,36	1,49	0,78	2,40*	0,20	0,41	2,20*
β_{10}	0,03	-0,04	0,03	-0,02	0,04	0,06	0,05	0,05	0,02	0,07	0,00	0,01	0,03
Pettitt	1994	2000	1992	2000	1991	1991	1993*	1989	1990	1991*	1990	1994	1991*
Estação 72681 Boise Mun, ID (EUA)													
Z	0,90	-1,87	0,71	-0,76	-0,37	-0,08	0,05	-0,23	0,10	0,88	-1,31	0,49	0,22
t	1,04	-2,33*	0,75	-1,20	-0,40	-0,28	0,65	0,19	0,20	0,81	-0,93	0,66	-0,01
β_{10}	0,03	-0,04	0,01	-0,03	-0,01	-0,01	0,02	0,01	0,00	0,03	-0,02	0,01	0,00
Pettitt	1989	2000*	1988	1996	2005	1997	1999	1981	1989	1987	1999	1990	1989
Estação 72572 Salt Lake Cite/Intl, UT (EUA)													
Z	-0,37	-1,10	0,22	-0,08	-0,59	0,08	0,88	0,13	-0,57	2,43*	-0,95	0,49	0,10
t	-0,19	-1,49	0,15	-0,65	-0,65	-0,01	0,60	0,33	-0,49	2,38*	-1,04	0,32	0,04
β_{10}	0,00	-0,02	0,00	-0,01	-0,02	0,00	0,02	0,02	-0,02	0,07	-0,02	0,00	0,00
Pettitt	2006	2000	1988	1986	1997	1994	2000	1989	1998	1989*	1996	1990	1988
Estação 72274 Tucson, AZ (EUA)													
Z	-0,68	-0,76	-1,37	-1,66	0,37	-0,57	0,25	-0,30	0,76	-1,07	-1,46	-1,51	-1,81
t	-0,78	-0,73	-1,31	-1,95	0,06	-0,46	0,56	-0,60	0,08	-1,03	-1,21	-2,06*	-1,50
β_{10}	-0,02	-0,02	-0,04	-0,06	0,00	-0,03	0,04	-0,05	0,00	-0,04	-0,04	-0,06	-0,03
Pettitt	1997	1996	1996	1995	1991	1996	1998	1995	1993	1995	2004	1996*	1996*
Estação 72518 Albany, NY (EUA)													
Z	1,60	-0,81	1,34	1,09	2,01*	2,31*	-0,40	1,88	0,73	1,87	0,40	0,85	2,82*
t	1,96	-0,16	1,46	1,00	2,02	2,84*	-0,47	1,99	0,63	2,46*	0,99	0,93	3,15*
β_{10}	0,04	0,00	0,02	0,02	0,04	0,11	-0,02	0,09	0,02	0,07	0,02	0,02	0,04
Pettitt	1985	2003	2006	1990	1993	1992	2005	1992	1984	2001	2000	1989	1992*
Estação 72645 Green Bay/Straubel, WI (EUA)													
Z	1,36	0,56	0,27	1,17	0,81	2,24*	0,81	1,29	1,73	2,72*	0,51	-0,56	2,73*
t	1,71	0,55	0,89	1,05	0,88	2,53*	0,52	1,35	1,70	3,40*	0,67	-0,48	2,98*
β_{10}	0,02	0,00	0,01	0,02	0,03	0,10	0,02	0,06	0,06	0,08	0,01	-0,01	0,03
Pettitt	1992	1991	1994	1998	1990	1993*	1993	1992*	1996	1993*	1983	1997	1993*
Estação 72747 Int. Falls, MN (EUA)													
Z	-0,08	-0,64	0,46	1,53	1,19	2,24*	0,00	1,37	3,33*	2,33*	0,85	-0,23	3,02*
t	0,14	-0,65	0,78	1,12	0,95	2,87*	-0,24	1,65	3,76*	2,97*	1,19	-0,11	3,86*
β_{10}	0,00	-0,01	0,01	0,02	0,03	0,08	0,00	0,05	0,09	0,07	0,02	0,00	0,03
Pettitt	1998	2005	2003	2000*	1998	1993	1998	1987	1997*	1992*	1995	1989	1998*
Estação 72363 Amarillo Arpt (Awos), TX, (EUA)													
Z	-0,39	-0,37	-0,01	-0,95	0,39	-0,08	1,22	-0,59	-1,66	0,98	-0,61	-1,25	-0,30
t	-0,06	-0,41	-0,34	-0,96	0,32	-0,02	1,29	-0,47	-1,69	1,37	-0,82	-1,40	-0,39
β_{10}	0,00	-0,01	-0,01	-0,03	0,01	0,00	0,08	-0,03	-0,08	0,04	-0,02	-0,03	0,00
Pettitt	2005	2005	2007	1997	1984	1983	1987	1996	1996*	1991	2004	1994	1996
Estação 72768 Glasgow/Int, MT (EUA)													
Z	1,24	-1,67	0,40	0,52	-0,59	1,51	1,56	-0,17	1,92	1,65	1,36	-0,28	2,34*
t	0,96	-1,61	-0,14	0,35	-0,75	1,34	1,51	0,04	2,24*	1,64	1,48	-0,55	1,61
β_{10}	0,01	-0,02	0,00	0,00	-0,01	0,05	0,06	0,00	0,07	0,03	0,02	0,00	0,02
Pettitt	1982	2000	1985	1984	1988	1985	1996	2004	1990	1992*	1994	2006	1993
Estação 72662 Rapid City, SD (EUA)													
Z	0,88	-0,97	0,34	1,19	1,08	1,44	-0,79	1,07	1,29	2,34*	0,00	0,44	1,68
t	0,98	-1,05	0,64	1,14	1,01	1,63	-0,72	0,64	1,34	2,55*	-0,32	-0,20	1,53
β_{10}	0,01	-0,01	0,01	0,02	0,03	0,05	-0,03	0,03	0,05	0,05	0,00	0,00	0,01
Pettitt	1992	2000	1993	1991	1995	1986	1990	1993	1993	1992*	2008	2002	1993*
Estação 72562 Noth Platte/Lee Bird, NE (EUA)													
Z	0,49	-0,80	-0,57	0,11	1,17	1,32	1,05	0,80	-0,18	2,07*	-0,34	0,83	1,90
t	0,81	-0,96	-0,58	0,11	1,72	1,21	1,35	1,00	-0,22	2,18*	-0,43	0,15	1,96
β_{10}	0,01	-0,01	0,00	0,00	0,04	0,04	0,07	0,05	-0,01	0,04	-0,01	0,00	0,02
Pettitt	1991	2000	2007	1988	1999	1985	1995	1992	2004	1989*	2008	2002	1992*
Estação 72451 Dodge City, KS, EUA													
Z	2,14*	0,80	1,95	1,46	1,71	1,15	1,61	1,51	-0,10	2,43*	-0,13	0,20	2,68*
t	2,47*	1,30	2,15*	1,57	2,14*	1,44	1,64	1,42	0,18	2,46*	0,00	0,40	3,45*
β_{10}	0,04	0,02	0,04	0,03	0,06	0,06	0,10	0,08	0,00	0,06	0,00	0,00	0,04
Pettitt	1992*	1992	1993	1988	1991*	1985	1991	1992	1994	1992*	1998	2005	1992*

continua...

continua...

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 72456 Topeka/Billard Muni, KS (EUA)													
Z	1,24	-0,17	0,61	1,37	2,09*	2,46*	1,39	1,46	0,90	1,80	0,15	-0,74	2,72*
t	1,30	-0,13	1,06	2,08*	2,10*	2,62*	1,53	1,90	0,61	2,28*	0,11	-0,31	3,34*
β_{10}	0,02	0,00	0,02	0,04	0,05	0,08	0,09	0,10	0,02	0,05	0,00	0,00	0,04
Pettitt	1992	1997	1988	1988*	1992*	1992*	1989	1992	2006	1996	1998	1998	1992*
Estação 72327 Nashville/Old Hichory, TN (EUA)													
Z	0,73	-0,10	0,08	-0,06	1,56	1,46	1,30	1,75	0,88	-0,39	-0,25	-0,64	1,18
t	0,99	0,08	0,17	-0,16	0,84	1,49	1,61	1,96	0,79	-0,70	-0,40	-0,69	1,44
β_{10}	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	0,08	0,09	0,03	-0,03	-0,01	-0,02	0,02
Pettitt	1992	2004	1988	2006	1989	1990	1991	1999	1998	1986	2005	1994	1989
Estação 72317 Greensboro/High Pt, NC (EUA)													
Z	0,44	-0,22	-0,20	0,44	0,83	1,19	0,13	1,00	0,61	-0,59	-0,34	0,22	1,22
t	0,78	0,14	-0,03	0,76	0,91	1,56	0,60	1,74	0,69	-0,66	-0,32	-0,29	1,34
β_{10}	0,02	0,00	0,00	0,02	0,04	0,08	0,03	0,08	0,04	-0,03	-0,01	0,00	0,02
Pettitt	1986	2005	1988	1991	1989	1993	2005	1999	1985	1986	2004	1998	1990
Estação 72208 Charleston/Muni, SC (EUA)													
Z	-0,25	0,51	0,51	0,90	0,91	2,12*	1,05	-0,15	-0,25	0,42	-0,88	0,00	0,52
t	-0,31	0,55	0,13	0,41	0,68	1,93	0,90	-0,07	-0,21	0,05	-0,67	0,31	0,85
β_{10}	-0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,13	0,06	0,00	-0,01	0,00	-0,03	0,01	0,02
Pettitt	1986	1984	1992	1990	1989	1996	1990	1984	2004	1991	2004	1997	1990
Estação 72340 Lake Charles/Muni, LA (EUA)													
Z	1,05	1,34	2,35*	0,69	1,87	0,76	2,38*	0,00	0,51	-0,47	-0,40	-0,49	2,07*
t	1,47	1,84	2,64*	1,00	2,71*	0,67	2,32*	-0,06	0,45	-0,24	-0,22	-0,79	2,62*
β_{10}	0,03	0,05	0,07	0,03	0,09	0,04	0,14	0,00	0,02	-0,01	0,00	-0,02	0,03
Pettitt	1991	1988	1993*	1988	1989*	1995	2000*	1997	2006	1986	2004	1994	1990*
Estação 72235 Jackson Thompson Fld, MS (EUA)													
Z	0,35	1,41	-0,37	-0,61	0,42	0,74	2,19*	2,36*	0,85	-0,40	-0,73	0,18	1,87
t	0,78	1,03	-0,70	-0,45	0,54	0,65	2,49*	2,32*	1,24	-0,37	-0,68	-0,07	1,96
β_{10}	0,03	0,03	-0,03	-0,02	0,03	0,04	0,16	0,17	0,07	-0,02	-0,03	0,00	0,03
Pettitt	1984	1991	1982	2007	1985	1985	1985	2000*	2006	2006	2004	1989	1992
Estação 72201 Key West, FL (EUA)													
Z	1,24	0,88	0,34	1,88	1,51	2,55*	1,46	1,75	2,65*	1,44	-1,02	-0,13	2,34*
t	1,35	1,01	0,49	1,70	1,15	2,86*	1,76	2,34*	3,36*	1,31	-1,38	-0,01	3,06*
β_{10}	0,07	0,04	0,02	0,08	0,07	0,24	0,09	0,14	0,20	0,13	-0,09	0,00	0,08
Pettitt	1990	1989	1991	1991*	1989	1998	2004	2001	1989*	1990*	1998	1988	1990*
Estação 72250 Brownsville Intl, TX (EUA)													
Z	0,61	0,25	-0,22	1,13	-1,75	1,13	1,88	2,78*	2,82*	0,81	0,23	-0,34	2,10*
t	0,38	0,53	-0,21	0,99	-1,50	1,37	1,80	2,87*	2,91*	0,68	-0,09	-0,96	2,48*
β_{10}	0,02	0,02	-0,01	0,05	-0,07	0,12	0,12	0,18	0,26	0,05	0,00	-0,04	0,06
Pettitt	1983	1986	1982	2001	1999	1992	1997	1994*	2001	1991	2007	1985	1989*

* estatisticamente significativo a 5%

Quase a totalidade das estações que apresentaram aumento com significância estatística para o nível de 700 hPa, também apresentaram a mesma tendência com significância em 500 hPa. Algumas estações demonstraram o mesmo padrão de distribuição observado no Canadá, com aumento de vapor de água com significância nos meses de maio a outubro. No entanto, essas estações estão localizadas no norte dos EUA.

Para as estações localizadas na região sul dos EUA há predominância de tendências positivas, sobretudo de janeiro a setembro, passando a serem observadas tendências significativas a partir do mês de abril. As tendências negativas, em sua maior parte, ocorreram de novembro a abril. Essa variabilidade ocorreu com maior frequência para as estações localizadas mais ao norte dos Estados Unidos.

Para as estações inseridas mais ao sul dos EUA, observou-se uma redução das tendências negativas nos meses de janeiro a abril. Nas estações localizadas nos Estados Unidos apenas duas demonstraram tendência negativa para a média anual de vapor de água, 72274 e 72363, no entanto sem significância estatística.

A maior proximidade da região equatorial contribuiu para um aumento acentuado na concentração de vapor de água atmosférico, como observado para os meses de janeiro a setembro. Esse aumento pode ser observado quando se compara a concentração de vapor de água no mês de setembro entre a estação 72681, localizada no noroeste dos Estados Unidos, próxima a fronteira com o Canadá que não apresentou mudança na concentração de vapor de água, e a estação 72250, ao sul do EUA na fronteira com o México, com um aumento de $0,26 \text{ gkg}^{-1}$ por década.

O aumento de vapor de água sobre os EUA pode ser uma resposta ao aumento da temperatura em 500 hPa como observada por Barlow et al. (1998). Desta forma, a troposfera mais aquecida tem a capacidade de reter maior quantidade de vapor de água, sobretudo nos meses de verão como observado. Esse aquecimento é maior nos meses de verão, resultado da maior convecção existente neste período.

No entanto, não existe um consenso sobre a fonte de umidade neste nível para o verão nessa região e no México. Mas, especula-se que parte da umidade seja originária do oceano Pacífico, com contribuição significativa do Golfo do México e Golfo da Califórnia (STENSRUD et al., 1995; SCHMITZ e MULLEN, 1996).

Mas esse resultado pode ser decorrente da intensidade dos sistemas de alta pressão semipermanentes sobre os oceanos subtropicais, conhecido como altas subtropicais, os quais têm apresentado mudança nos últimos anos. Embora, ainda não se sabe se essas mudanças estão relacionadas com o aquecimento global (LI et al., 2011).

Outra contribuição importante advém das tempestades que são geradas por ciclones tropicais, onde sua atividade sobre o Atlântico tropical mostrou aumento substancial nas últimas duas décadas, que contribui para fornecer cerca de 15% do vapor de água na estratosfera (ROSENLOF e REID, 2008; ROMPS e KUANG, 2009; KERRY et al., 2013).

Os resultados apresentados por Li et al. (2012) sugerem que esses sistemas de alta pressão durante o verão estão se intensificando em decorrência do aumento no contraste térmico entre a Terra e o mar. Suas conclusões apontam que durante o verão foi encontrado um aumento no transporte de umidade com potencial para afetar a

distribuição da precipitação regional, a circulação de monções, a localização da faixa de ciclones tropicais.

Para as estações localizadas nos EUA foi observado um aumento de 100% no número de estações que mostraram mudança brusca na média. Esse aumento foi ratificado para a mudança na média anual e mensal, ambas com 100% de aumento. As estações em que foi identificada mudança na média anual foram: 72797, 72597, 72662, 72747, 72645, 72562, 72451, 72456, 72274, 72340, 72250 e 72201 (Figura 24).

Para quase a totalidade das estações, que demonstraram mudança na média, se observou aumento após o ponto indicado como sendo o de mudança. Esse aumento variou de 6,29% na estação 72274, localizada ao norte dos EUA; a 17,74% observado na estação 72201, localizada na Flórida, sudeste dos EUA.

Em três estações o aumento de vapor de água ocorreu no mesmo ano que demonstrado no nível de 700 hPa, a saber: 72797 e 72201 no ano de 1990 e 72597 em 1991. Nas demais estações o ano indicado como sendo o de mudança ocorreu entre 1989 a 1998, no entanto mais de 75% dos casos ocorreram entre os anos de 1990 a 1993.

Apenas na estação 72274 foi observada redução no vapor de água troposférico, sendo esta de 9,08%. Entretanto, em estações em que foi observado aumento na média depois do ponto de mudança, também foi demonstrado redução na concentração de vapor de água no fim da série. Essa redução pode ser observada em estações como as 72797, 72597, 72662 e 72201 (Figura 25).

Geralmente foi observado redução na concentração de vapor de água neste nível após o ano 2000. Decréscimo semelhante foi identificado por Paltridge et al. (2009) só que para a umidade específica. Nas estações 72327 e 72518 essa redução ocorreu no ano de 2002. Já na 72208, o decréscimo foi observado a partir de 2004. Em estações como as 72562, 72712 e 72768, apenas no fim da série.

Tudo indica que essa redução na concentração de vapor de água é reflexo da mudança de fase da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), a qual passou para a fase fria no fim da década de 90. Como os eventos El Niño e Oscilação Sul (ENOS) estão relacionados com a variabilidade da ODP é provável que essa redução não seja restrita a América do Norte, mas ocorra também nos trópicos em função da OPD em sua fase fria e aos eventos La Niña (TANIMOTO et al., 1993; MANTUA et al., 1997).

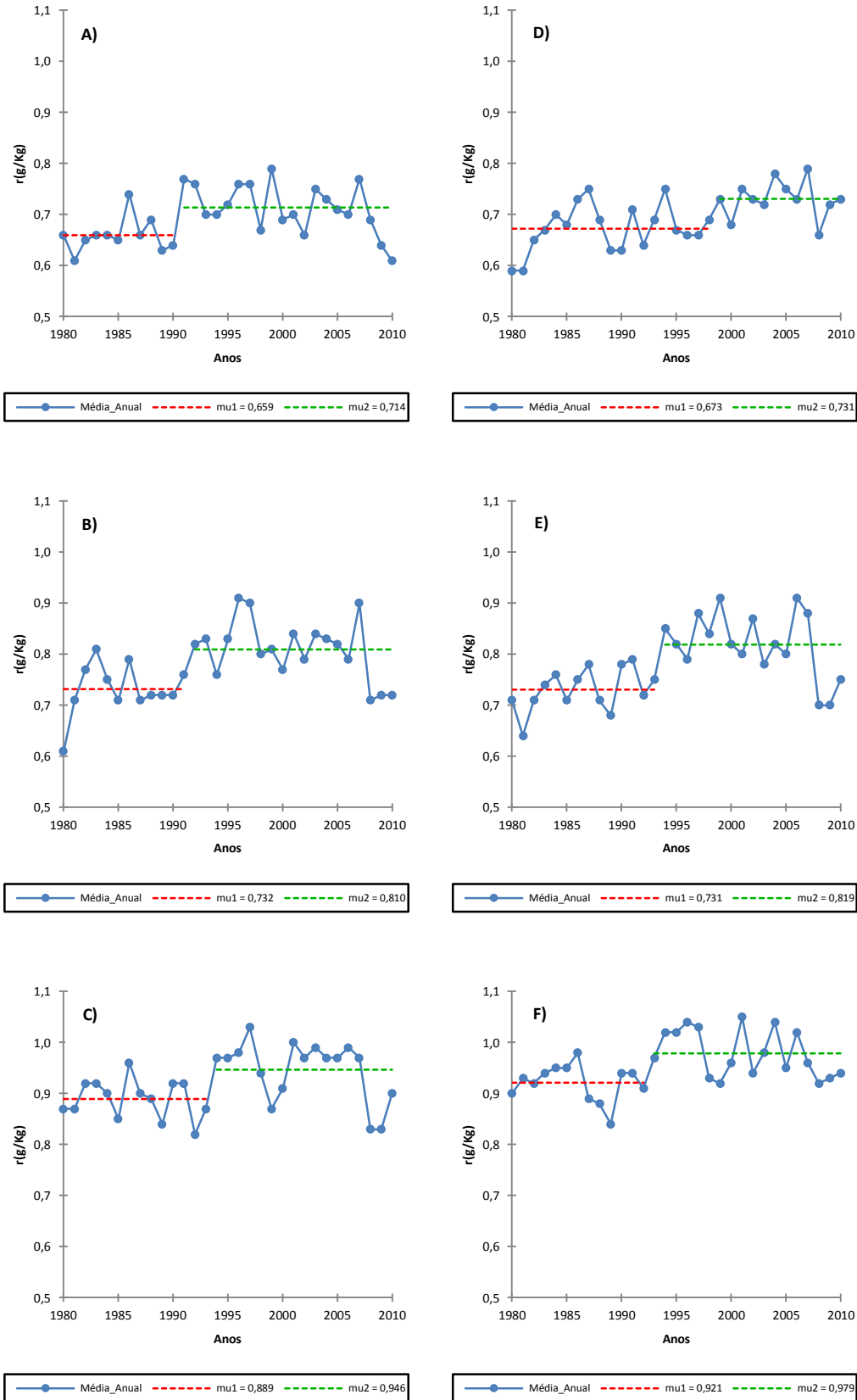


Figura 25. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas nos Estados Unidos da América no nível de 500 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 72797, b) 72597, c) 72662, d) 72747, e) 72645, f) 72562, g) 72451, h) 72456, i) 72274, j) 72340, l) 72250 e m) 72201. continua...

continuação ...

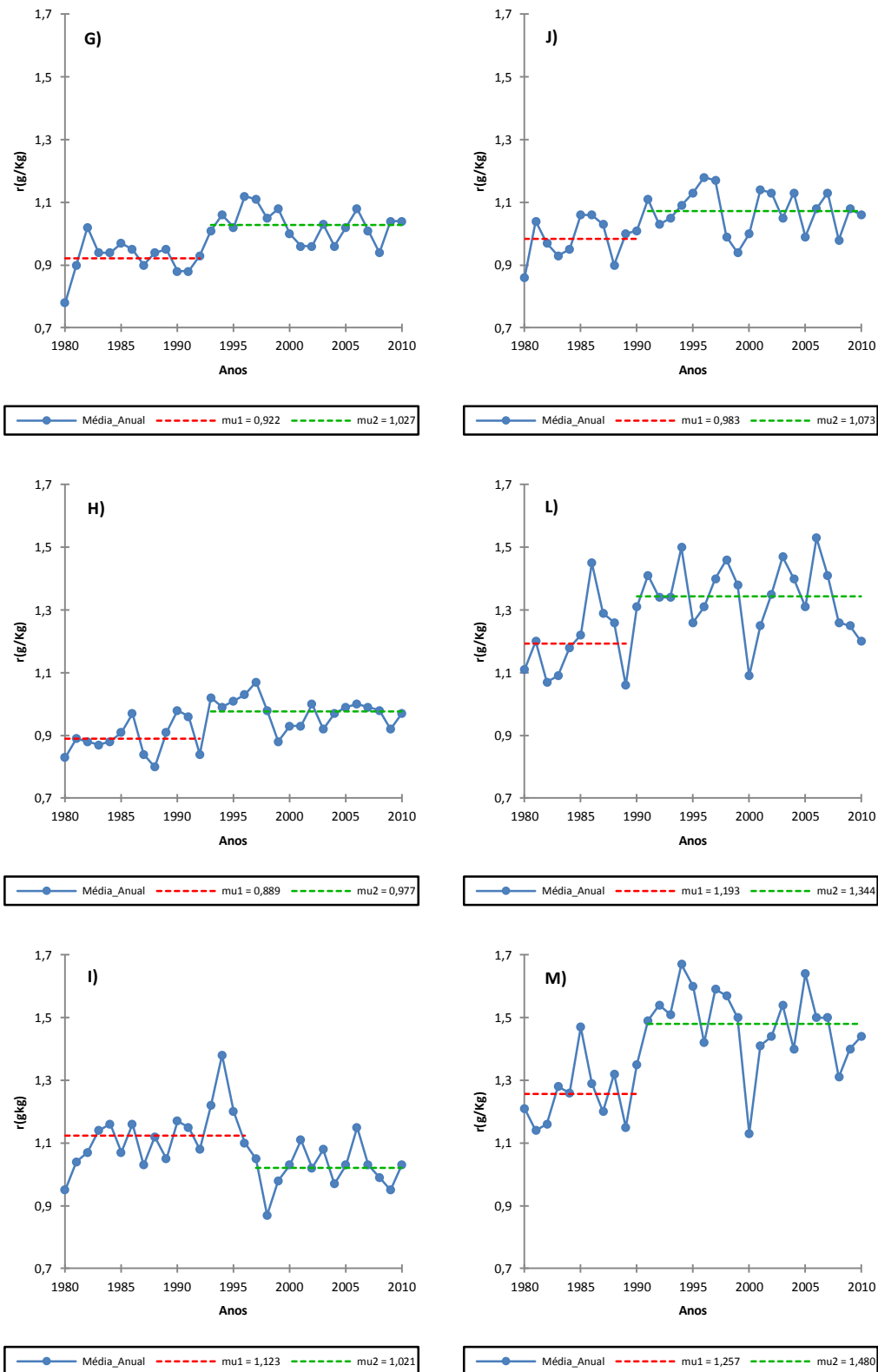


Figura 25. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas nos Estados Unidos da América no nível de 500 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 72797, b) 72597, c) 72662, d) 72747, e) 72645, f) 72562, g) 72451, h) 72456, i) 72274, j) 72340, l) 72250 e m) 72201.

A temperatura mais baixa da superfície dos oceanos tende a limitar a evaporação, reduzindo a quantidade de vapor de água para a atmosfera, uma vez que a umidade oriunda da superfície dos oceanos é a principal fonte de vapor de água para a atmosfera livre.

No México foi observado um aumento do número de tendências positivas, embora a superioridade seja de tendências negativas na média anual e mensal da concentração de vapor de água. Apenas uma estação, localizada no sul do México, demonstrou tendência anual positiva, nas demais estações a tendência foi de redução na média anual do vapor de água, sendo para as estações 76225 e 76458 esse decréscimo estatisticamente significativo (Tabela 18).

Tabela 18: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas no México

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 76225 Chihuahua, Chuih, México													
Z	-0,30	-0,27	-1,61	-0,95	0,56	0,79	1,46	-1,37	-0,88	-0,81	-2,60*	-2,82	-1,83
t	-0,43	-0,30	-2,08	-1,04	0,50	0,56	1,24	-1,78	-0,82	-0,59	-2,93*	-2,87	-2,34*
β_{10}	-0,02	-0,01	-0,08	-0,07	0,03	0,04	0,10	-0,16	-0,10	-0,04	-0,14	-0,14	-0,05
Pettitt	1994	2006	1997	1989	1993	1993	1985	1996	1986	1994	1993*	1994*	1998*
Estação 76458 Colonia Juancarrasco, México													
Z	-0,39	-1,24	-1,93	-1,49	-1,41	1,10	-1,46	-0,18	1,30	-0,66	-2,07*	-2,07*	-1,92
t	-0,60	-1,63	-1,89	-1,37	-1,71	1,04	-0,88	0,19	1,51	-1,30	-2,05*	-2,28*	-2,15*
β_{10}	-0,03	-0,11	-0,13	-0,08	-0,12	0,09	-0,06	0,02	0,13	-0,11	-0,15	-0,18	-0,06
Pettitt	1995	1995	1997	1992	2003	2005	1994	2003	2005	1998	1998*	1998*	1998*
Estação 76612 Guadalajara, Jal, México													
Z	-0,76	-1,18	-1,47	-0,88	-0,10	0,68	-0,42	1,29	0,76	0,74	-1,30	-2,87*	-0,39
t	-0,83	-0,93	-1,45	-0,70	-0,08	0,17	0,44	1,56	0,98	0,70	-1,55	-3,15*	-0,68
β_{10}	-0,06	-0,10	-0,11	-0,06	0,00	0,02	0,05	0,13	0,10	0,07	-0,13	-0,20	-0,02
Pettitt	1998	1999	1997*	1997	2002	1984	1993	1991	1982	1990	1998*	1998*	1998*
Estação 76679 Cidade do México, México													
Z	-0,45	-0,83	-1,59	-1,73	-1,98*	-0,98	0,01	1,73	2,83*	1,32	-0,96	-2,63*	-0,93
t	-0,72	-1,21	-1,90	-1,34	-2,10*	-0,43	0,03	1,83	3,24*	0,67	-1,19	-2,92*	-1,45
β_{10}	-0,06	-0,10	-0,13	-0,11	-0,15	-0,03	0,00	0,11	0,24	0,07	-0,10	-0,17	-0,03
Pettitt	1995	1990	1990	1990	1990	1996	1988	1991	1996*	1989	2003	1997*	1992
Estação 76692 Hacienda Ylang Ylang Ver, México													
Z	0,10	-0,61	-0,83	-0,32	-0,15	0,00	-0,42	1,29	2,04*	1,46	0,22	-0,57	0,59
t	0,58	-0,22	-0,81	-0,59	-0,12	0,09	-0,12	1,55	2,07*	1,37	0,24	-1,14	0,96
β_{10}	0,03	-0,01	-0,05	-0,05	-0,01	0,01	-0,01	0,12	0,21	0,17	0,02	-0,05	0,03
Pettitt	2005	1988	1997	1997	1994	2000	1998	1991	1988	1988*	1990	2001	1985

* estatisticamente significativo a 5%

A redução do vapor de água mensal está compreendida entre os meses de novembro a maio, sendo as tendências estatisticamente significativas observadas nos meses de novembro e dezembro, e no mês de maio na estação 76679. O aumento do vapor de água em sua maioria ocorreu nos meses de junho a outubro, com significância estatística apenas para o fim do verão, observado nas estações localizadas mais ao sul do México.

Este aumento de vapor de água observado no verão mexicano é resultante das muções que ocorrem no México, a qual provoca um regime singular sobre o México e sul dos Estados Unidos, com a diminuição da precipitação para o norte e leste (MOCK, 1996).

O ponto de mudança na média indicado pelo teste de Pettitt para as estações localizadas no México, mostrou que em três estações, a mudança brusca foi observada (Figura 26). Essa indicação ocorreu no ano de 1998 para as estações 76225, 76458 e 76612. Após o ano indicado como sendo o de mudanças a concentração de vapor de água apresentou redução em quase todas as estações que demonstraram significância estatística.

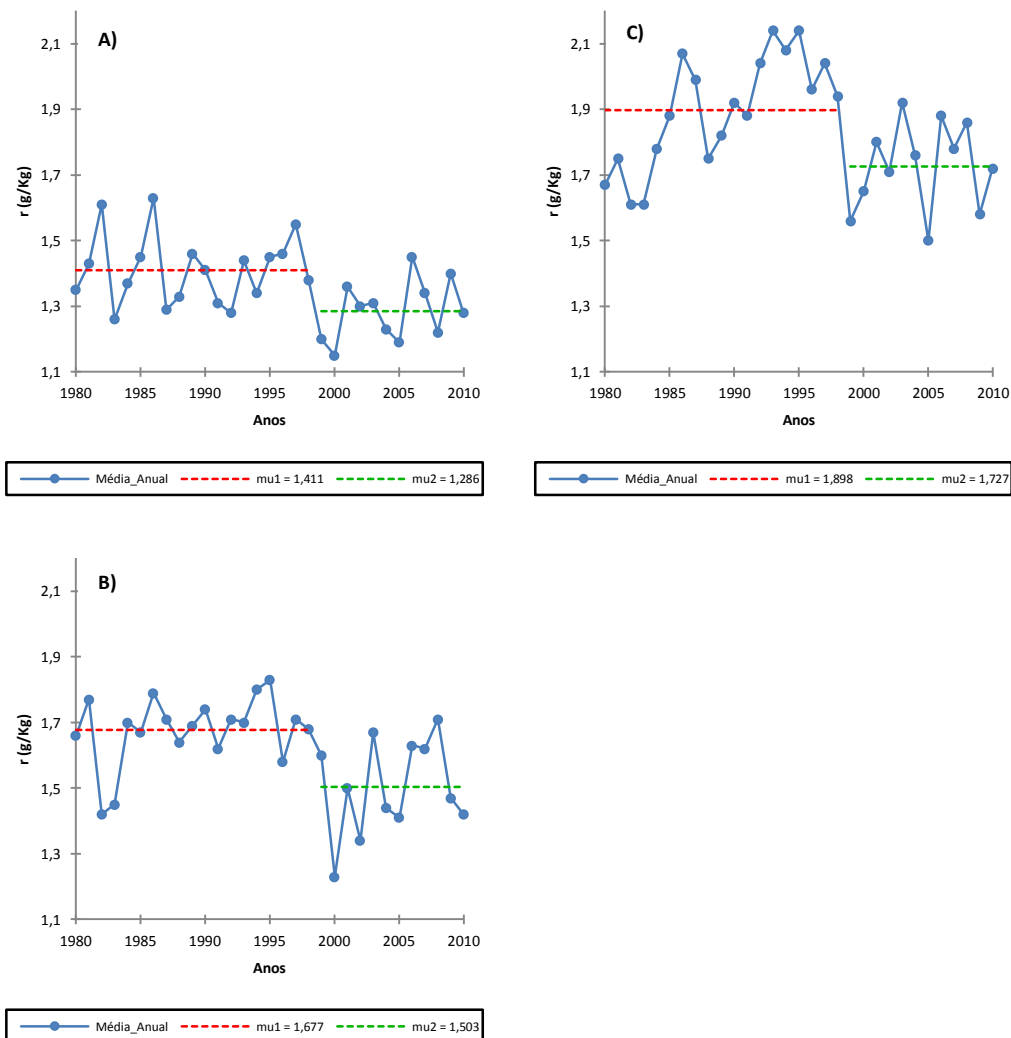


Figura 26. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas no México no nível de 500 hPa identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 76225, b) 76458 e c) 76612.

Para as estações 76225, 76458 e 76612, a redução observada foi de 8,85, 10,37 e 9%, respectivamente. Essas estações juntamente com as 72274 e 72363, localizadas no sudoeste dos EUA, foram as que apresentaram redução na concentração de vapor de água atmosférica após o ano indicado como sendo o de mudança. Essa redução pode ser em resposta a mudança de fase da Oscilação Decadal do Pacífico. Outro fator que contribui para essa redução está associado com a subsidência existente nesta região.

A variabilidade observada na concentração de vapor de água anual, nas ilhas localizadas sobre os oceanos Atlântico e Pacífico, foi análoga à observada em nível inferior. A tendência na concentração de vapor de água foi positiva em todas as estações em análise, embora apenas na estação 91285 essa tenha apresentado significância estatística (Tabela 19). Esse aumento também foi notório no estudo de Santera et al. (2007) onde o teor de umidade atmosférica total sobre os oceanos aumentou em $0,41 \text{ kgm}^{-2}$ por década desde 1988.

Tabela 19: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas em Bermudas e Hawaii

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 78016 Bermuda													
Z	-0,35	1,17	-0,79	0,08	1,37	0,93	1,83	2,71*	0,20	0,01	-0,93	0,28	0,47
t	-0,01	0,97	-0,41	0,63	1,31	1,37	2,48*	2,95*	0,24	0,28	-0,56	-0,04	1,55
β_{10}	0,00	0,03	-0,01	0,02	0,07	0,09	0,15	0,20	0,02	0,02	-0,03	0,00	0,04
Pettitt	1986	1986*	2003	1987	1987*	1986	1990*	1988*	1993	1986	1997	1982	1986*
Estação 91165 Lihue, Hawaii													
Z	-0,15	-0,37	-0,13	1,39	1,53	0,32	0,73	-0,79	-0,37	0,52	-0,49	0,44	0,15
t	-0,01	-0,60	-0,46	1,28	1,43	0,58	0,42	-0,80	-0,36	0,55	-0,59	0,64	0,26
β_{10}	0,00	-0,03	-0,02	0,05	0,07	0,02	0,02	-0,05	-0,02	0,03	-0,03	0,03	0,00
Pettitt	1997	1996	1988	2000	1993*	1987	1991	2004	2003	1983	1966	2006	1984
Estação 91285 Hilo, Hawaii													
Z	2,09*	2,12*	1,81	1,76	1,82	3,72*	1,85	1,29	0,32	0,83	0,96	2,99*	2,54*
t	1,95	2,35*	1,57	2,07*	2,11*	3,80*	1,88	0,54	0,11	0,54	0,81	3,31*	2,82*
β_{10}	0,10	0,11	0,10	0,09	0,11	0,14	0,10	0,03	0,00	0,04	0,06	0,13	0,09
Pettitt	1989*	1988*	1988	1988*	1991*	1993*	1992*	1990	1985	1986	1989	1986*	1991*

* estatisticamente significativo a 5%

Para a distribuição mensal do vapor de água, houve um predomínio de tendências positivas. Na estação localizada nas Bermudas, a tendência de aumento de vapor de água foi aferida para os meses de abril a outubro, resultado predominantemente observado nas estações localizadas no hemisfério norte.

Os meses com tendência negativa, que geralmente estão compreendidos entre novembro a março, em parte não mostraram esse mesmo padrão. Sobre as Bermudas, os meses de fevereiro e dezembro apresentaram tendência positiva. Para fevereiro foi observada tendência positiva nos dois níveis analisados, onde para 500 hPa, esse

incremento de vapor de água foi de $0,03 \text{ gkg}^{-1}$ por década. Esse aumento no mês de fevereiro foi superior ao observado nos meses de setembro e outubro.

Para o Hawaii, tendência estatisticamente significativa foi observada na estação 91285, para a distribuição anual e mensal de vapor de água. Nesta estação não foi observada tendência negativa. Os meses que apresentaram tendências significativas estão compreendidos de dezembro a junho, com exceção a março.

Devido as tendência estatisticamente significativa obtidas para alguns meses na estação 91285, o aumento anual de vapor de água decadal foi de $0,09 \text{ gkg}^{-1}$. Para os meses de dezembro e junho, esse aumento foi até maior do que o observado na média anual, chegando a $0,13$ e $0,14 \text{ gkg}^{-1}$ por década.

Destas estações em análise, duas apresentaram ponto de mudança na média anual de vapor de água, a saber: 78016 e 91285 (Figura 27). Para essas duas estações, após o ponto indicado como o de mudança, houve um aumento na média de vapor de água quando comparado o período anterior e posterior ao ponto de mudança.

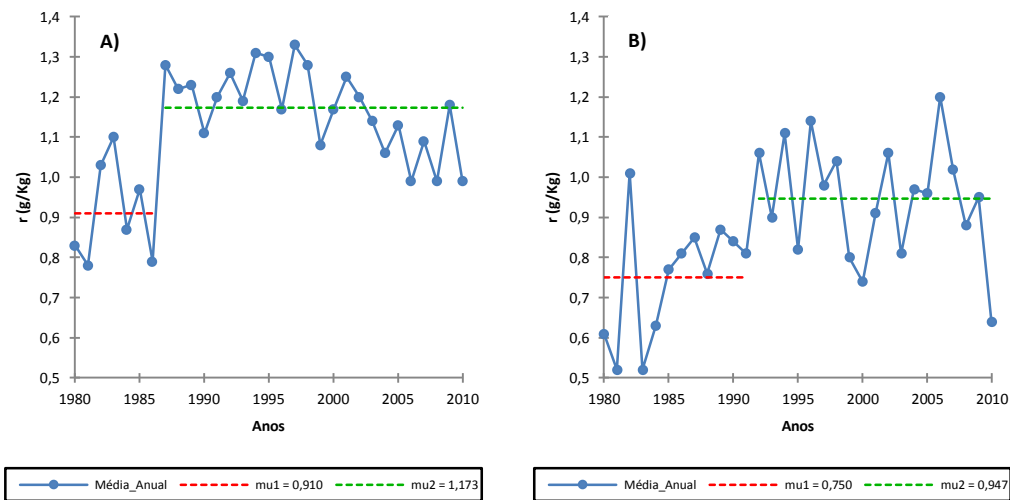


Figura 27. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas nas Bermudas e Hawaii no nível de 500 hPa identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) estação 78016 e b) 91285.

Na estação 78016 (Bermuda) o ponto de mudança foi indicado no ano de 1986. Nesta estação foi observado um aumento de 28,90% na média da concentração anual de vapor de água, em comparação com o período anterior ao ponto de mudança. No entanto, é observada uma redução na concentração de vapor de água na última década em análise.

Sobre o oceano Pacífico, estação 91285, o ponto de mudança ocorreu em 1991, passando a ser observado um incremento de 26,26% na concentração média anual de vapor de água. Essas mudanças ocorridas na concentração de vapor de água pode ser resultado da erupção do vulcão El Chichon ocorrida em 1982, no México, juntamente com a variação dos ENOS (El Niño e Oscilação Sul) no fim da década de 80.

Nestas estações, vários meses apresentaram ponto de mudança com significância estatística. Comumente, essa mudança ocorreu na segunda metade de década de 80, e em menor grau no início de década de 90. Isso é resultante do tempo de permanência do material particulado lançado na erupção vulcânica, que pode variar de anos a décadas.

Quando ocorre uma erupção vulcânica grande quantidade de gases e partículas são injetados na atmosfera, num intervalo de tempo reduzido. Tais gases são muito quentes formando correntes verticais ascendentes intensas, que atingem altitudes elevadas, onde os ventos fluem a grande velocidade. Isso resulta em dispersão dos gases e partículas vulcânicas na escala global, afetando o ciclo natural dos gases atmosféricos e do vapor de água não apenas no local de emissão.

Na América Central a concentração de vapor de água apresentou tendência positiva para quase todas as estações analisadas, podendo ser observada tendência estatisticamente significativa em várias estações (Tabela 20). A única exceção se deve a estação 78897, a qual reflete a influência do vulcão ativo La Soufrière, localizado na ilha Basse-Terre, em Guadalupe.

O aumento de vapor de água foi ratificado para a maioria dos meses anuais, sendo observadas várias estações onde não foi constatada tendência negativa mensal. Para a América Central não foi possível identificar um padrão de aumento do vapor de água, pois apenas no mês de agosto não foi identificada tendência significativa para o aumento do vapor de água. Em cinco estações foi identificado ponto de mudanças na média anual de vapor de água para a América central (Figura 28). Para quase a totalidade das estações que apresentaram mudança, ela ocorreu entre os anos de 1990 a 1992. Apenas a estação 78988 teve como ano de mudança 2002.

Para quatro das estações que apresentaram mudança na concentração de vapor de água, foi verificado aumento na média depois do ponto indicado como sendo o de mudança. O incremento na concentração de água foi de 13,19 e 15,03% para as estações 78073 e 78583, localizadas mais ao norte. Para as estações inseridas mais ao sul, 78526 e 78988, mais próxima à região equatorial, esse aumento apresentou um percentual maior, sendo de 17,14 e 19,38%, respectivamente.

Tabela 20: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas na América Central

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 78583 Belize													
Z	2,04*	1,44	1,29	1,68	2,46*	1,17	1,30	1,83	0,03	1,20	0,52	0,37	2,61*
t	1,67	0,99	1,23	1,07	2,53*	1,36	1,55	2,32*	0,05	1,04	0,83	0,13	2,48*
β_{10}	0,09	0,05	0,07	0,09	0,21	0,10	0,11	0,13	0,00	0,11	0,09	0,00	0,09
Pettitt	1986	1989	1991	1991	1988*	2003	1991	1993	2002	1992	1995	2006	1991*
Estação 78073 Bahamas													
Z	1,80	-0,54	0,93	-0,32	0,10	0,74	1,10	2,63*	2,39*	0,90	-0,32	1,24	2,51*
t	2,48*	0,01	0,72	-0,53	0,53	0,62	1,30	3,08*	2,60*	0,98	-0,09	1,37	2,71*
β_{10}	0,10	0,00	0,03	-0,03	0,03	0,06	0,08	0,21	0,26	0,08	0,00	0,10	0,08
Pettitt	1990	1996	1991	1997	1983	1991	2004	1998*	1996*	2003	1997	1999	1990*
Estação 78526 San Juan, Puerto Rico													
Z	1,78	0,73	2,49*	1,54	-0,47	2,32*	1,36	1,48	2,55*	0,93	1,53	0,86	2,75*
t	1,96	0,66	2,59*	1,47	-0,48	2,76*	1,86	1,97	2,77*	1,10	1,66	0,64	2,97*
β_{10}	0,07	0,02	0,10	0,08	-0,05	0,19	0,12	0,11	0,17	0,11	0,11	0,04	0,09
Pettitt	1991*	1992	1991*	1991*	1983	2001*	1992	1994	1990*	1989	1991	1991	1992*
Estação 78866 Saint Martin													
Z	2,34*	1,78	0,10	1,36	0,18	1,73	1,37	1,95	1,17	2,12*	1,37	0,93	2,05*
t	2,57*	1,91	0,44	1,03	0,25	1,58	1,34	2,47*	1,51	2,29*	1,42	1,17	2,93*
β_{10}	0,13	0,10	0,03	0,05	0,02	0,12	0,08	0,16	0,11	0,20	0,12	0,08	0,10
Pettitt	1991*	1990	1999	2002	1983	2001	1995	1997*	1991	1996*	2002	2000	2002
Estação 78897 Guadeloupe													
Z	-4,19*	-4,64*	-5,33*	-4,28*	-3,34*	-3,19*	-3,29*	-2,22*	-3,82*	-1,08	-1,66	-2,89*	-4,36*
t	-5,15*	-6,07*	-7,82*	-5,76*	-4,40*	-3,58*	-3,99*	-2,83*	-5,14*	-1,19	-1,62	-3,30*	-6,53*
β_{10}	-0,25	-0,33	-0,31	-0,31	-0,45	-0,31	-0,32	-0,25	-0,29	-0,09	-0,14	-0,27	-0,28
Pettitt	1998*	1998*	1995*	1992*	1993*	1991*	1990*	1990*	1996*	1990	1992	1990	1991*
Estação 78970 - Trinidad e Tobago													
Z	2,78*	2,26*	2,51*	0,47	-1,20	-1,41	0,95	0,45	-0,86	-0,11	0,83	-0,28	1,10
t	3,32*	2,17*	2,66*	0,28	-1,33	-1,38	1,32	0,39	-0,12	-0,30	1,13	0,01	1,20
β_{10}	0,25	0,16	0,17	0,03	-0,17	-0,13	0,09	0,03	0,00	-0,02	0,09	0,00	0,04
Pettitt	1996*	1995*	1997*	2003	2004	2007	2003	1994	1983	1988	1983	1988	1996
Estação 78988 - Curacao													
Z	0,91	2,61*	2,87*	1,58	-0,10	0,74	0,98	1,12	1,02	0,61	2,22*	2,46*	2,82*
t	1,14	2,71*	3,19*	1,88	0,10	0,95	1,08	1,00	1,15	0,78	2,53*	2,88*	3,16*
β_{10}	0,07	0,13	0,21	0,14	0,01	0,07	0,05	0,06	0,08	0,08	0,19	0,28	0,11
Pettitt	2003	1990*	1992*	2001*	1995	1994	1999	2003	1984	2003	1984	1997*	2002*

* estatisticamente significativo a 5%

Pode ser observado na distribuição temporal da concentração de vapor de água nestas estações, que a mesma apresenta uma resposta maior à variabilidade ocorrida nos eventos ENOS (El Niño e Oscilação Sul) devido sua localização próxima à região equatorial. Em sua fase positiva (negativa) El Niño (La Niña), observa-se um aumento (diminuição) na concentração de vapor de água na atmosfera. O feedback do vapor de água em resposta a variação pode variar de 1,4 a 4,7 $\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ (DESSLER e WONG, 2009).

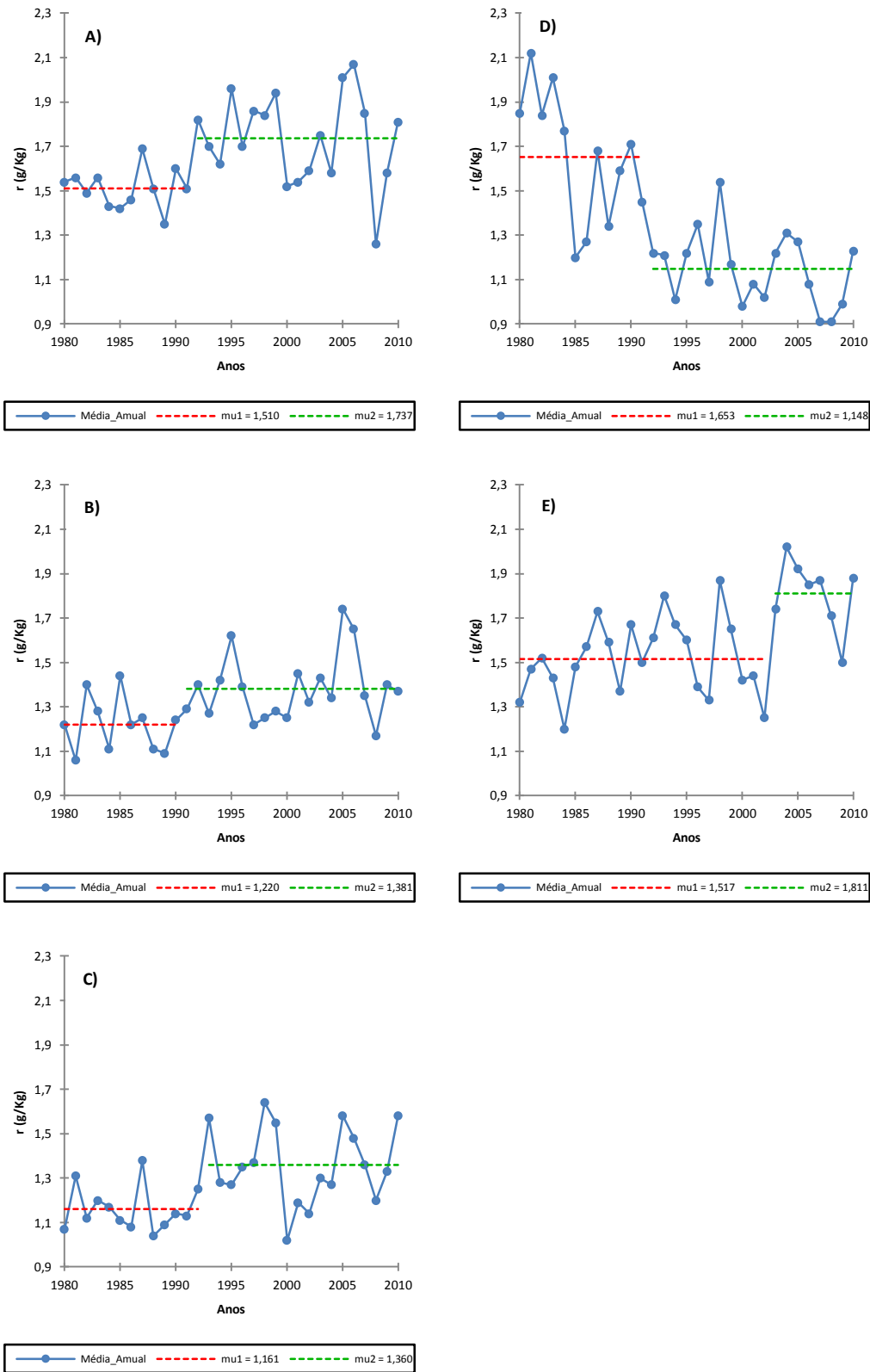


Figura 28. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas na América Central no nível de 500 hPa identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 78583, b) 78073, c) 78526, d) 78897 e e) 78988.

Essa resposta à variabilidade sobre os oceanos tropicais associadas aos eventos El Niño e Oscilação Sul (ENOS) ocorre devido às condições atmosféricas sobre o oceano Atlântico equatorial apresentarem mudanças expressivas, como as observadas por Horel et al. (1986) para o período de 1982-1984.

Neste período, os autores observaram que os ventos de superfície foram substancialmente reduzidos, a pressão à superfície diminuiu enquanto que a nebulosidade e as chuvas aumentaram ao longo dos trópicos. É evidente que em alguns anos a variabilidade da concentração de vapor de água na atmosfera não apresenta uma resposta equivalente a dos ENOS. Isso ocorre em função de modificações locais, e podem ser proporcionadas por erupções vulcânicas ou até mesmo queimadas.

A única estação que apresentou redução na concentração de vapor de água após o ponto de mudança foi a 78897. Nesta estação o decréscimo de vapor de água foi de 69,44%, a maior mudança detectada até o presente. Essa diminuição no vapor de água também foi observada no nível de 700 hPa, no entanto essa diminuição foi da ordem de 15,13% na média anual de vapor de água.

A redução decadal indicada para essa estação foi de um $0,28 \text{ gkg}^{-1}$, índice quase três vezes maior do que o aumento indicado para a estação 78988, a qual apresentou o maior acréscimo decadal dessas estações, a saber: $0,11 \text{ gkg}^{-1}$ por década. Uma comparação nas médias da estação 78897, para o período anterior e posterior ao ponto de mudança mostra uma redução de $0,505 \text{ gkg}^{-1}$ de vapor de água.

Na América do Sul, o aumento de vapor de água foi observado em duas regiões: norte e leste. Na região norte, o acréscimo de vapor de água foi mostrado nas estações 80222 e 82332, localizadas em Bogota e Manaus, sendo nesta última a única que apresentou significância estatística (Tabela 21). Nestas estações foi observado o maior incremento decadal de vapor de água neste nível em análise, a saber: $0,17 \text{ gkg}^{-1}$. Esse aumento foi igual ao observado nas estações 82599 e 83840 no nível de 700 hPa.

Na estação 82332, o aumento mensal da concentração de vapor de água atmosférica apresentou significância estatística de dezembro a junho, com exceção de janeiro. Parte desse aumento na concentração de vapor é resultante da evapotranspiração que ocorre na bacia Amazônica. Segundo Rocha et al. (2013), essa evapotranspiração apresenta números expressivos, aumentando progressivamente ao longo da estação seca.

Tabela 21: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 500 hPa para as estações localizadas na América do Sul

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 80222 - Bogota, Colômbia													
Z	0,11	-1,49	0,62	2,27*	1,76	1,08	0,90	0,93	-0,73	0,25	-0,23	-0,13	1,12
t	-0,38	-1,48	0,96	1,75	1,54	1,05	1,69	0,99	-0,23	0,50	0,04	0,46	1,17
β_{10}	-0,03	-0,17	0,09	0,14	0,10	0,08	0,14	0,06	-0,01	0,02	0,00	0,04	0,04
Pettitt	2004	2000	1988	2001	1989	2002	2007	1987	2001	1982	2007	1998	1987
Estação 82332 - Manaus, Brasil													
Z	1,47	2,44*	3,12*	2,89*	2,17*	2,15*	1,03	0,13	-0,54	1,63	0,51	2,70*	2,65*
t	0,26	3,03*	4,06*	3,79*	3,08*	2,29*	1,26	0,63	-0,70	1,75	0,64	2,15*	3,83*
β_{10}	0,16	0,27	0,29	0,31	0,29	0,17	0,13	0,05	-0,04	0,13	0,05	0,19	0,17
Pettitt	1988*	1987*	1988*	1987*	1987*	2000	1987	1986	2004	2000	1986	1989	1987*
Estação 82599 - Natal, Brasil													
Z	0,11	-0,68	-1,75	1,22	1,27	2,51*	0,66	-1,70	-3,26*	-1,48	-0,35	0,59	-0,20
t	0,60	-0,63	-1,88	1,13	0,96	2,61*	0,33	-2,09*	-3,39*	-1,50	-0,46	0,33	-0,09
β_{10}	0,07	-0,07	-0,22	0,13	0,10	0,24	0,03	-0,09	-0,15	-0,05	-0,04	0,02	0,00
Pettitt	2003	1994	1995	1992	1988	1992*	1983	1998*	2000*	2006	2007	1984	1984
Estação 83378 - Brasília, Brasil													
Z	-0,83	-0,33	1,12	-1,32	-1,34	-2,84*	-2,36*	-2,45*	-0,95	0,15	0,93	0,30	-1,20
t	-1,58	-0,21	1,07	-1,51	-1,74	-3,28*	-2,29*	-3,41*	-1,12	0,38	0,68	0,52	-1,58
β_{10}	-0,32	-0,03	0,11	-0,17	-0,12	-0,20	-0,09	-0,21	-0,10	0,04	0,08	0,06	-0,08
Pettitt	1983	1987	1986	1996*	1999*	1999	2002*	1993*	2001	1987	1986	1985	1998*
Estação 83612 - Campo Grande, Brasil													
Z	0,71	0,72	-0,49	-1,76	-0,85	-2,27*	-0,59	-3,21*	-1,41	1,54	-0,10	0,56	-1,54
t	1,28	0,51	-0,92	-1,98	-0,97	-2,26*	-1,08	-3,90*	-2,21*	1,68	-0,48	0,90	-1,27
β_{10}	0,13	0,05	-0,08	-0,13	-0,05	-0,13	-0,08	-0,20	-0,12	0,15	-0,04	0,07	-0,03
Pettitt	1987	1993	2001	1998	1994	2004*	2004	2000*	2003	1989	1997	2005	1998
Estação 83746 - Rio de Janeiro, Brasil													
Z	1,53	0,49	0,13	-1,30	-1,10	-1,32	0,76	-0,66	-0,93	0,93	1,39	1,17	0,40
t	2,10*	0,15	-0,02	-0,39	-1,46	-1,56	0,70	-0,77	-0,77	0,91	1,36	1,10	0,43
β_{10}	0,14	0,01	0,00	-0,02	-0,08	-0,07	0,02	-0,02	-0,04	0,06	0,07	0,09	0,01
Pettitt	1993	1984	1996	1995	1995	1993	2003	1993	1993	2003	1991	2001	2003
Estação 83840 - Curitiba, Brasil													
Z	1,41	-0,27	1,47	0,18	-0,27	0,05	1,00	0,05	-0,20	1,53	-0,03	-0,42	0,50
t	1,90	-0,34	1,30	0,16	-0,81	-0,24	1,34	0,06	-0,24	2,08*	0,18	-0,39	1,41
β_{10}	0,22	-0,03	0,09	0,01	-0,03	0,00	0,04	0,00	-0,01	0,17	0,01	-0,03	0,03
Pettitt	1986	2001	1988	2008	1990	1986	1991	1998	1996	1986	1989	1997	1986*
Estação 83971 - Porto Alegre, Brasil													
Z	0,25	0,59	0,39	-0,74	-0,39	-0,08	-0,93	0,34	1,77	-0,27	0,03	0,20	0,27
t	0,02	0,13	0,34	-0,71	-0,45	-0,16	-0,88	0,18	1,68	-0,39	-0,18	0,24	0,04
β_{10}	0,00	0,01	0,02	-0,03	-0,01	0,00	-0,03	0,00	0,07	-0,02	0,00	0,01	0,00
Pettitt	2001	1999	2003	2007	1995	1995	2004	1992	2000	2005	2002	1986	1986
Estação 85442 - Antofagasta, Chile													
Z	-0,51	-0,08	-0,83	-1,94	0,01	1,29	-0,90	0,15	1,41	-1,97*	-1,08	-1,02	-1,03
t	-0,28	0,01	-0,44	-1,53	-0,26	1,61	-0,25	-0,11	1,91	-2,30*	-1,64	-1,16	-1,09
β_{10}	-0,02	0,00	-0,03	-0,07	-0,01	0,04	-0,01	0,00	0,06	-0,08	-0,06	-0,09	-0,02
Pettitt	1983	1989	2003	1993	2003	2006	1994	1984	1993	1993*	1986	1999	1983
Estação 85799 - Puerto montt Chile													
Z	0,13	0,44	1,27	0,10	-0,54	-1,02	-0,71	-0,54	0,05	2,00*	1,22	-0,44	0,00
t	0,14	0,46	0,66	0,26	-0,63	-0,97	-1,07	-0,12	0,04	2,32*	1,20	-0,65	0,19
β_{10}	0,00	0,01	0,02	0,01	-0,01	-0,04	-0,03	0,00	0,00	0,05	0,03	-0,01	0,00
Pettitt	1990	1985	1985*	1985	2002	1994	2005	2002	2006	1991	1990	2003	1985
Estação 85934 - Punta Arena, Chile													
Z	0,28	-0,83	0,00	1,19	-1,04	0,08	-0,06	-0,08	0,06	-0,87	-1,56	0,27	-0,52
t	0,74	-1,21	-0,03	1,49	-0,61	0,61	-0,04	-0,73	-0,06	-1,30	-1,44	0,27	-0,55
β_{10}	0,01	-0,03	0,00	0,03	-0,01	0,01	0,00	-0,01	0,00	0,02	-0,03	0,00	0,00
Pettitt	2005	1991	2005	1990	2000	2006	2005	1984	2004	1996	2001	2000	1996
Estação 87344 - Cordoba, Argentina													
Z	0,86	0,11	-1,70	-1,05	0,15	0,00	-2,59*	-2,00*	-2,12*	-0,81	-1,37	0,06	-1,73
t	0,97	-0,02	-1,77	-0,18	-0,30	-0,12	-3,28*	-2,83*	-2,97*	-0,50	-1,03	-0,74	-2,06
β_{10}	0,05	0,00	-0,08	-0,01	0,00	0,00	-0,08	-0,07	-0,06	-0,02	-0,05	-0,04	-0,03
Pettitt	1991	1996	2003*	1998	2006	2002	1990*	1987*	1987*	1987	1986	1993	1987
Estação 87576 - Buenos Aires, Argentina													
Z	-0,40	-0,52	-2,00*	-3,14*	-1,87	-1,34	-1,63	-2,14*	-0,95	-1,95	-2,46*	-2,31*	-3,90*
t	-0,88	-0,76	-1,71	-3,73*	-2,08*	-1,47	-1,95	-2,38*	-1,26	-2,18*	-1,46	-2,82*	-4,56*
β_{10}	-0,03	-0,04	-0,07	-0,11	-0,06	-0,04	-0,04	-0,07	-0,03	-0,06	-0,06	-0,11	-0,06
Pettitt	1994	1990	1992	1995*	1995	1995	1989	1989	1986	1993	1993*	1991*	1993*

continua...

continua...

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 87623 – Santa Rosa, Argentina													
Z	-0,47	0,23	-0,18	0,35	-0,47	0,47	-0,79	-0,27	-0,88	-0,25	-0,08	-1,22	-0,66
t	-0,29	0,33	0,08	0,15	0,37	0,67	-0,94	-0,41	-1,03	-0,13	-0,17	-0,03	-0,04
β_{10}	-0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,04	-0,03	-0,01	-0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Pettitt	2004	2007	1983	1990	2007	1991	1982	1982	2003	1991	2002	2004	1990

* estatisticamente significativo a 5%

Eltahir e Bras (1994) sugerem que há uma contribuição substancial da evapotranspiração existente na bacia Amazônica para o vapor de água atmosférico local. Uma proporção dessa evapotranspiração é reciclada da atmosfera, para retornar como precipitação em algum lugar do continente, como o sudeste brasileiro. Segundo estimado por Molion (1975) cerca de 50% da razão evapotranspiração precipitação é reciclada na atmosfera, para retornar como precipitação em algum lugar do continente.

Na bacia Amazônica apenas parte da evapotranspiração regional contribui para a precipitação em toda a bacia, devido à suplementação do fluxo horizontal que ocorre na bacia. Conforme mostrado por Trenberth et al. (2003), a precipitação reciclada aumenta ao longo do escoamento atmosférico na Amazônia, de cerca de 10% a leste até 50% nos setores do sudoeste da bacia.

Parte do vapor de água existente na atmosfera da Amazônia é decorrente da circulação de macro e meso-escala, que atuam na Amazônia e nos processos dinâmicos que organizam e promovem a precipitação nesta região. Segundo Molion (1993), os mecanismos que provocam chuva na Amazônia podem ser originários da convecção diurna resultante do aquecimento da superfície, linhas de instabilidade originadas na costa norte e nordeste do litoral do Atlântico e aglomerados convectivos de meso-escala, associados com a penetração de sistemas frontais na região sul e sudeste do Brasil e da Zona de Convergência Intertropical.

Na média e alta troposfera da região amazônica existe ainda a atuação da Alta da Bolívia, que durante os meses de verão, associada com forte convecção da região Amazônica, devido à convergência de umidade em baixos níveis que vem de nordeste e de leste, transporta grande quantidade de vapor para a atmosfera. Esta convergência provoca forte convecção, condensação e liberação de calor latente na média e alta troposfera, associada à atividade convectiva (MARENGO e HASTENRATH, 1993).

A convecção na região tropical é o principal mecanismo para exportar o excesso de energia para as regiões de latitude maiores. Os fluxos decorrentes da convecção geram movimentos ascendentes e formam nuvens convectivas. As nuvens constituem

um dos principais componentes do sistema climático para a determinação da quantidade de energia solar absorvida pela superfície terrestre, da radiação térmica emitida para o espaço e dos processos de feedback do sistema climático, além de amplificar a atuação do vapor de água na atmosfera.

Miller et al. (2011) calcularam o efeito radiativo de diferentes tipos de nuvens para a região amazônica e mostraram que as nuvens contribuíram com um balanço radiativo na superfície -76 Wm^{-2} e de $+26 \text{ Wm}^{-2}$ no topo da atmosfera. Isso significa que as nuvens na Amazônia arrefece a superfície, mas aquece a atmosfera. Nuvens altas tendem a contribuir com um efeito de aquecimento do planeta, enquanto nuvens baixas tendem a resfriá-lo.

Betts et al. (2009) mostraram o efeito radiativo médio mensal das nuvens sobre a região amazônica para situações de céu claro e com presença de nuvens. Os autores observaram que a presença de nuvens reduziu significativamente a irradiância solar incidente na superfície, podendo causar um déficit médio na radiação da ordem de 50 Wm^{-2} nos meses de junho e julho, a até aproximadamente 110 Wm^{-2} em fevereiro.

Na região leste da América do sul, mais especificamente na costa sul e sudeste do litoral brasileiro, outra região em que foi observado aumento na concentração média anual de vapor de água, foi observado incremento de vapor nas estações 83746, 83840 e 83971.

Para a região norte, o transporte de vapor de água é decorrente do advecção de umidade proporcionada pelos ventos Alísios, principalmente para oeste nas baixas latitudes, a qual é somada a evaporação das águas tropicais quentes equatoriais. Parte deste vapor de água, principalmente durante os meses de verão, é advectado para o sul e sudeste, sobre a porção central do Brasil, como pode ser observada na Tabela 21.

Esse escoamento de umidade de norte, proveniente da região amazônica, é responsável por grande quantidade de umidade para as regiões sudeste e central do Brasil e, conseqüentemente, tem papel importante na precipitação sobre essas regiões (CORREIA et al., 2006). Além dessa contribuição, o aumento de vapor de água nestas regiões é decorrente do transporte de vapor de água proveniente do oceano Atlântico sul.

No leste da América do sul, o aumento de vapor de água é devido ao escoamento padrão da circulação atmosférica, principalmente decorrente ao anticiclone localizado sobre o oceano Atlântico sul. Este sistema faz com que o fluxo proveniente do oceano,

conduza umidade para o litoral e, conseqüentemente, aumente a precipitação sobre essa região (RAO et al., 2002).

Nas regiões nordeste e central do Brasil juntamente com o sul da América do sul foi observada redução da concentração de vapor de água, sendo ratificada tendências negativas na média anual para essas regiões. Também foi constatado um aumento dos meses que apresentam tendências de redução na concentração de vapor de água, com tendências estatisticamente significativas para essas estações.

Os meses que demonstraram essa tendência estão inseridos entre junho a setembro, inverno no hemisfério sul. Esses resultados demonstram que os períodos de inverno, para esse nível em análise, estão tendendo para serem mais secos. Essa redução no vapor de água para essas regiões pode trazer implicações para a precipitação, uma vez que em média, cerca de 70% da precipitação é oriunda da umidade já existente na atmosfera no momento da formação da tempestade, enquanto o restante vem da evaporação, evapotranspiração ou da evolução da tempestade (TRENBERTH et al., 2007).

Em tempestade, devido à sua curta vida, toda a umidade que é precipitada vem do vapor de água existente na atmosfera no momento da formação da tempestade. Como as frentes frias são responsáveis pela maior parte da precipitação nesta região, o acumulado pluviométrico anual, associada a esses sistemas, tenderia a se reduzir. Com menos vapor de água na atmosfera, a formação de nuvens de desenvolvimento vertical seria comprometido, aparecendo apenas nuvens esparsas, sem precipitação. O déficit hídrico para essa região poderia atingir proporções drásticas para a agricultura, uma vez que estamos diante de uma região onde se encontram os maiores produtores e exportadores de grãos do país.

Durante esse período e se estendendo até o mês de novembro, a região central do Brasil e Amazônia, sofre com a emissão de aerossóis para a atmosfera decorrentes de queimadas. Esses aerossóis são transportados até grandes distâncias das localidades originárias dos focos de incêndio, fazendo com que a fumaça cubra milhares de km² todos os anos, por cerca de 3 a 4 meses durante a estação seca (MARTIN et al., 2010).

Os aerossóis de queimadas interagem diretamente com a radiação solar por absorção e espalhamento e com o vapor de água atmosférico, bem como o material particulado de origem vulcânica. Dependendo das características físicas e químicas das partículas de aerossóis, o efeito direto destes como forçante radiativa pode ser observado no topo da atmosfera. Em geral, isso representa um efeito líquido de

resfriamento sobre o Brasil que se opõe parcialmente ao aquecimento induzido pela emissão dos gases de efeito estufa.

A interação dos aerossóis causa modificação nas propriedades de nuvens modificando seu albedo e causando a redução do raio efetivo de gotas. Gotas de nuvens menores resultam em nuvens mais brilhantes. Isso resulta em um aumento líquido do albedo de nuvens que corresponde a uma forçante radiativa negativa, ou um efeito de resfriamento, ou seja, uma maior fração da radiação solar é espalhada de volta ao espaço (CORREA e AYMOSOE, 2011).

Outro efeito decorrente à presença de aerossóis na atmosfera é o aumento do tempo de vida médio de nuvens. Nuvens com gotas menores são menos eficientes na produção de precipitação, resultando numa extensão de seu tempo de vida, que dependendo do tipo da nuvem, pode aquecer ou arrefecer o planeta, uma vez que uma maior quantidade de radiação é espalhada de volta ao espaço devido ao maior período em que a nuvem está presente na atmosfera.

A presença de aerossóis na atmosfera indica que a absorção e o espalhamento de radiação solar pode modificar o perfil de temperatura e de umidade na atmosfera. Além disso, modifica as propriedades de superfície, como temperatura e fluxos de umidade, calor sensível e latente (HANSEN et al., 1997)

Para as estações localizadas na região centro-sul do Brasil, essa redução ocorreu predominantemente nos meses de inverno. A redução observada na região sul da América do Sul no nível de 500 hPa, foi semelhante com a que foi demonstrada em 700 hPa. Neste nível em análise, também não foi possível identificar um padrão para a ocorrência das tendências negativas, pois elas ocorreram em todos os meses no ano.

As tendências negativas estatisticamente significativas encontradas para a região sul da América do sul podem ser observadas nos meses de março a dezembro, embora tenham sido restritas as estações 87344 e 87576. A redução decadal apresentada na estação 87576 foi a segunda maior redução apresentada neste nível, juntamente com a estação 76458 localizada no México, as quais demonstraram redução de $0,06 \text{ gkg}^{-1}$ de vapor de água por década.

A maior redução na concentração de vapor de água foi observada na estação 78897 localizada na América Central, com um decréscimo de $0,28 \text{ gkg}^{-1}$ por década. No entanto, as estações localizadas na América Central e do Norte, apresentaram redução na concentração de vapor de água em resposta à ação de erupção vulcânica e por estar localizada sob região de subsidência, para a estação inserida no México.

Na América do Sul, em quatro estações foram identificados ponto de mudança na média anual de vapor de água. Destas estações, duas mostraram aumento na média após o ano indicado como sendo o de mudança, estações 82332 e 83840 (Figura 29). Estas estações estão localizadas nas regiões da América do Sul que demonstraram tendência de aumento para o vapor de água.

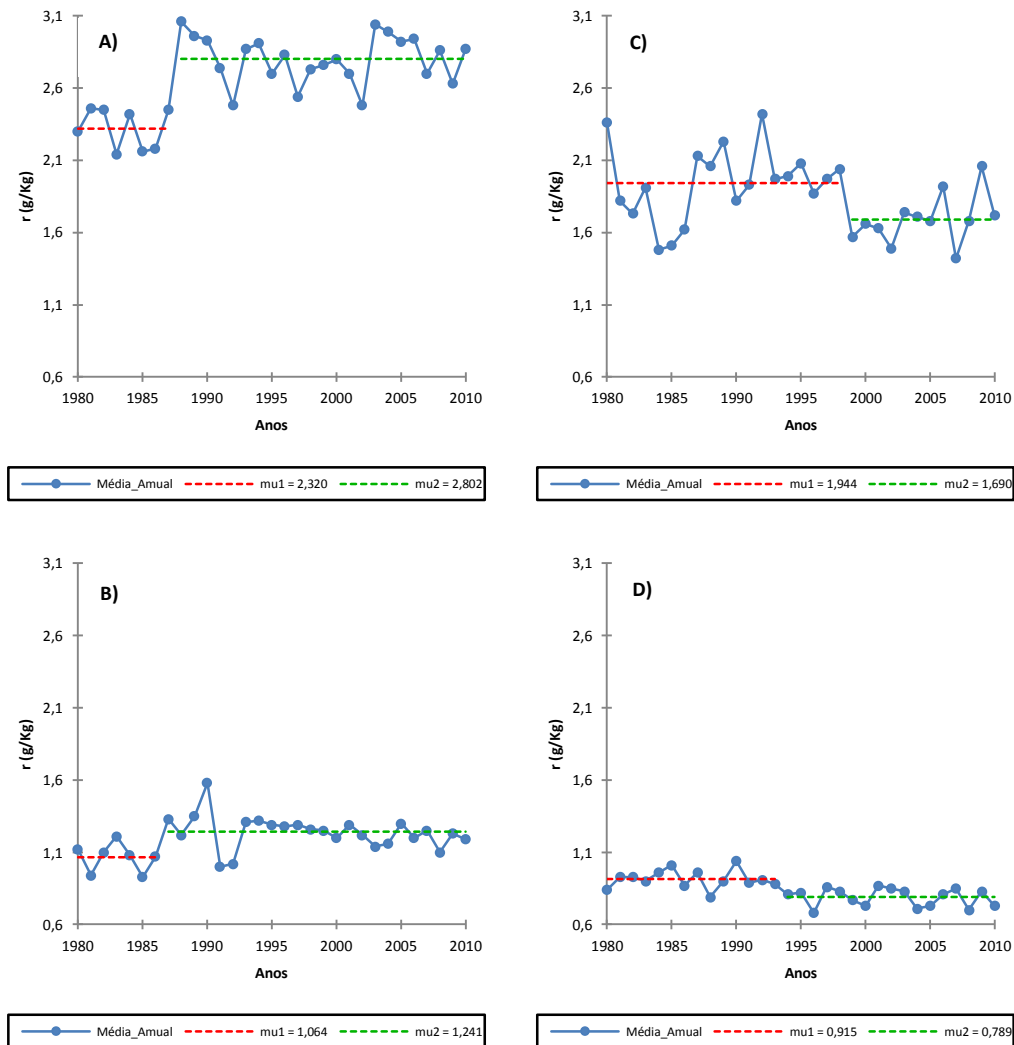


Figura 29. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas na América do Sul no nível de 500 hPa identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 82332, b) 83840, c) 83378 e d) 87576.

Essas estações demonstraram um aumento na média de vapor de água de 20,77 e 16,63%, respectivamente para as estações 82332 e 83840. O maior percentual foi observado para a estação 82332, localizada na região amazônica, para a qual foi indicada mudança para o ano de 1987. Essa mudança também foi ratificada para o nível de 700 hPa, para o mesmo ano, indicando que a maior mudança observada para o vapor

de água ocorreu no fim da década de 80, como também observada na estação 83840, no ano de 1986.

Nas demais estações que demonstraram ponto de mudança na média anual de vapor de água, após o ponto indicado como o de mudança, a concentração de vapor de água apresentou redução. Para a estação 83378 essa redução foi de 13,06%, estação essa, localizada na região central do Brasil, onde foi observada tendência negativa no período de inverno, com uma redução década de vapor de água de $0,21 \text{ gkg}^{-1}$, para o mês de agosto.

Para a estação 87576 que também demonstrou redução na concentração de vapor de água, o decréscimo de vapor de água foi de 13,77%, para o período após 1993, ano indicado como sendo o de mudança. Para essa estação, no nível de 700 hPa, também foi evidenciado ponto de mudança na média e redução no vapor de água na atmosfera, no entanto esse ocorreu em 1994.

4.3. Nível Bórico de 300 hPa

A concentração de vapor de água, nesse nível em análise, apresenta concentração reduzida para as latitudes médias, podendo chegar próximo de zero nas zonas polares, pois isso não foi realizada a análise para as demais regiões. A tendência para a média anual obtida por meio do teste de Mann-kendall mostrou dois padrão distinto de tendência no vapor de água neste nível (Figura 30).

Um de redução no vapor de água para as latitudes maiores do que 30° norte. Essa redução foi observada para ambos os hemisférios. Para o hemisfério norte todas as estações localizadas acima desta latitude demonstrou tendência de redução no vapor de água com significância estatística para essa redução. No hemisfério sul, a tendência negativa foi observada, no entanto sem significância.

Para a região tropical a tendência obtida apresentou valores positiva, ratificando aumento de vapor de água para a maior parte da região tropical. Para a região do Caribe foi observado tendência com significância estatística para todas as estações analisadas. Consoante a esse aumento observado nesta região, às estações localizadas na América do Sul também apresentaram tendências positiva.

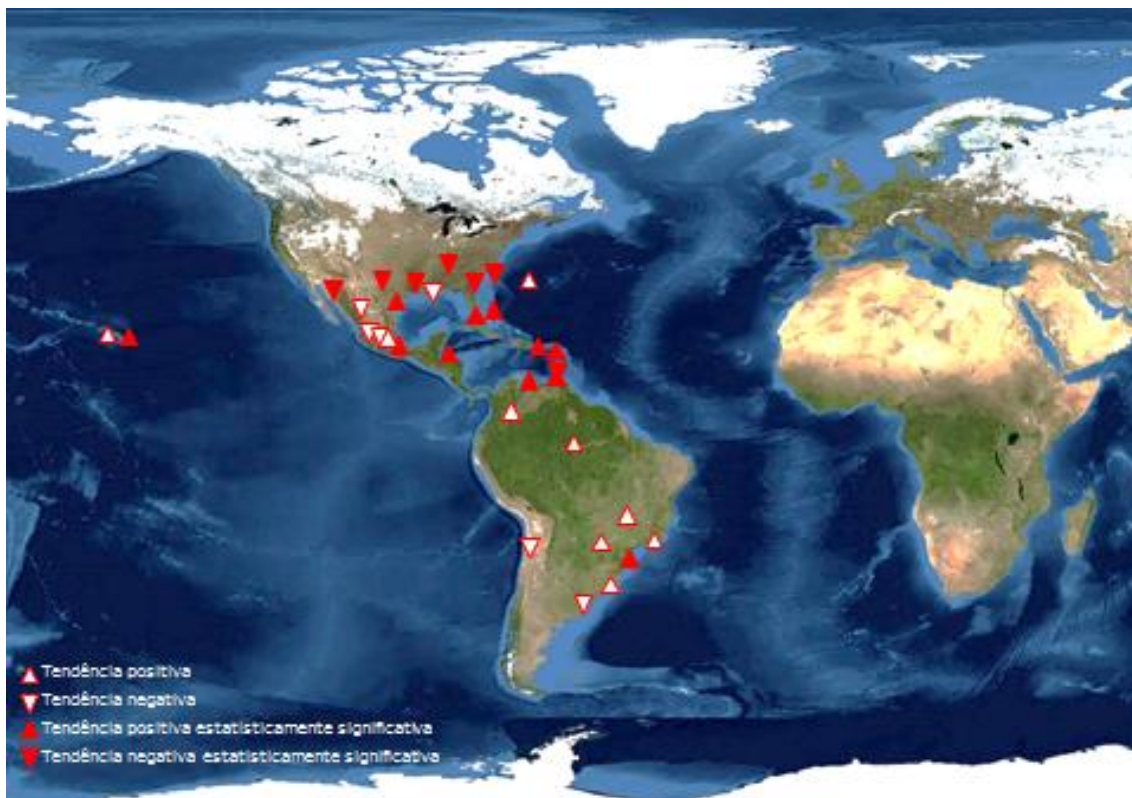


Figura 30. Tendência do vapor de água em 300 hPa obtida pelo teste de Mann-Kendall.

A característica de redução do vapor de água em direção as regiões polares pode ser observada nas estações localizadas nos Estados Unidos com latitude maior do que 30° N. Para todas essas estações, a tendência anual de vapor de água observada foi negativa e apresentou significância estatística. A única exceção foi observada na estação 72235, o qual não apresentou significância estatística, mas a tendência foi de decréscimo para o vapor de água anual foi ratificada (Tabela 22).

Para essas estações foi observado que a concentração de vapor de água mensal foi sempre negativa entre os meses de outubro a maio, apresentando significância estatística para essa redução de novembro a abril, em todas as estações em análise. Em estações como a 72274, apenas no mês de julho foi observada tendência positiva, enquanto que na estação 72363, todos os meses apresentaram tendência negativa.

Dois estações localizadas nos EUA apresentam latitudes menores do que 30° N, 72201 e 72250, sendo estas as únicas que exibiram tendência anual positiva, onde também se observa significância estatística para o aumento de vapor de água. Para essas estações houve uma predominância de tendências mensais positivas, sendo observado em vários meses tendência estatisticamente significativas.

Tabela 22: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 300 hPa para as estações localizadas nos Estados Unidos da América

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 72274 Tucson, AZ (EUA)													
Z	-2,28*	-2,38*	-3,02*	-2,72*	-0,46	-1,28	0,75	-1,07	-1,72	-1,33	-3,23*	-3,36*	-2,92*
t	-2,43*	-1,65	-3,92*	-3,09*	-0,40	-1,37	0,23	-0,93	-1,89	-1,30	-3,38*	-3,92*	-3,23*
β_{10}	-0,02	-0,02	-0,04	-0,02	0,00	-0,01	0,00	-0,01	-0,02	-0,01	-0,02	-0,03	-0,02
Pettitt	1995*	1996*	1996*	1995*	1995	1995*	1988	2003	1997*	1995*	1994*	1994*	1995*
Estação 72363 Amarillo Arpt (Awos), TX, (EUA)													
Z	-2,63*	-3,26*	-5,11*	-3,26*	-2,22*	-1,36	-0,97	-0,90	-2,80*	-1,91	-4,08*	-2,83*	-3,77*
t	-2,38*	-3,65*	-7,69*	-3,31*	-2,28*	-1,28	-1,13	-1,35	-3,01*	-1,87	-3,50*	-2,65*	-5,17*
β_{10}	-0,02	-0,03	-0,06	-0,03	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,03	-0,01	-0,03	-0,03	-0,03
Pettitt	1992*	1995*	1995*	1995*	1995*	1994	1997	2006	1996*	1994*	1996*	1994*	1995*
Estação 72327 Nashville/Old Hichory, TN (EUA)													
Z	-3,27*	-4,06*	-4,14*	-2,66*	-2,09*	0,49	1,63	0,59	0,34	-1,86	-3,27*	-3,58*	-3,48*
t	-3,59*	-3,74*	-5,13*	-2,53*	-1,90	0,23	1,30	0,95	0,58	-1,95	-3,71*	-5,14*	-4,89
β_{10}	-0,04	-0,04	-0,05	-0,02	-0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	-0,01	-0,02	-0,04	-0,02
Pettitt	1993*	1994*	1992*	1993*	2004	2006	1992*	2006	2006	1986	1994*	1992*	1993*
Estação 72317 Greensboro/High Pt, NC (EUA)													
Z	-2,71*	-3,83*	-4,17*	-4,78*	-1,50	0,63	1,14	2,05*	0,83	-1,89	-3,09*	-3,63*	-2,60
t	-3,05*	-3,81*	-6,95*	-6,57*	-1,34	0,97	0,84	1,40	0,46	-2,06*	-3,11*	-5,02*	-3,56*
β_{10}	-0,03	-0,04	-0,05	-0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	-0,01	-0,02	-0,03	-0,01
Pettitt	1992*	1992*	1993*	1993*	2004	2006	2006	1990	2004	1996	1994*	1992*	1992*
Estação 72208 Charleston/Muni, SC (EUA)													
Z	-2,47*	-2,42*	-3,94*	-3,64*	-1,47	-0,11	0,63	-0,11	0,66	-1,11	-3,02*	-2,06*	-2,95*
t	-2,49*	-2,94*	-4,75*	-4,08	-1,67	-0,42	0,49	0,09	0,70	-1,18	-3,50*	-2,55	-3,10*
β_{10}	-0,02	-0,02	-0,03	-0,03	-0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,01	-0,02	-0,01	-0,01
Pettitt	1994*	1992*	1997*	1998*	1998	2005	1987	1999	1991	1998	1998*	1993*	1998*
Estação 72340 Lake Charles/Muni, LA (EUA)													
Z	-4,13*	-2,87*	-2,25*	-2,61*	-0,51	0,03	1,84	0,00	-0,58	-2,27*	-3,13*	-3,21*	-3,17*
t	-5,66*	-2,15*	-2,35*	-2,56*	-0,74	0,06	1,53	0,00	-0,81	-2,64*	-3,71*	-3,91*	-3,45*
β_{10}	-0,05	-0,02	-0,02	-0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	-0,01	-0,02	-0,02	-0,03	-0,01
Pettitt	1993*	1994*	1992	1992*	2003	2001	1991	1998	1998	1998*	1996*	1994*	1998
Estação 72235 Jackson Thompson Fld, MS (EUA)													
Z	-2,13*	-2,77*	-2,82*	-3,17*	0,00	1,23	2,74*	1,65	1,52	-1,12	-2,13*	-2,81*	-0,76
t	-2,19*	-2,98	-3,68*	-3,33*	0,29	0,59	2,55*	2,25	2,23	-1,37	-2,26*	-3,60*	-1,41
β_{10}	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	-0,01	-0,02	-0,02	0,00
Pettitt	1993*	1994*	1994*	1988*	1988	1990	1992*	1991	1994	2006	1994*	1993*	2007
Estação 72201 Key West, FL (EUA)													
Z	2,00*	1,12	1,55	2,13*	1,47	3,18*	3,62*	2,17*	3,15*	2,28*	-0,06	-0,08	3,58*
t	2,06*	1,02	2,10*	2,21*	1,61	4,72	4,61*	2,96*	3,29*	2,89*	0,27	-0,14	4,02*
β_{10}	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00	0,02
Pettitt	1990	1989	1990	1991*	1990*	1993*	1993*	1994*	1991*	1990*	2006	2006	1990*
Estação 72250 Brownsville Intl, TX (EUA)													
Z	1,09	1,27	0,27	0,87	0,00	1,14	1,28	2,01*	1,86	1,21	1,11	-0,40	2,10*
t	1,33	1,77	0,12	1,16	0,05	1,65	0,50	1,60	1,86	0,63	0,98	-0,75	1,41
β_{10}	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	-0,01	0,01
Pettitt	2002	1986*	1981	1996	1993*	1992*	1982	1993*	1989	1989	1986*	1985	1990

* estatisticamente significativo a 5%

O padrão constatado da distribuição de vapor de água para nas estações localizadas nos EUA é decorrente da circulação de grande escala. Devido à circulação da célula de Hadley, se origina o transporte de umidade, em altos níveis, da região equatorial para as regiões polares, onde se observa seu ramo ascendente na região equatorial, com o ramo descendente aproximadamente em 30°, em ambos os hemisférios.

Essa configuração foi imprescindível para que nas estações 72201 e 72250 fosse observado um teor de vapor de água maior, além das tendências positivas identificadas

para a média mensal e anual. Para várias dessas tendências foi observada significância estatística.

Para as demais estações, ou seja, aquelas que se localizam em latitude maior do que 30° N, a advecção de vapor de água ocorre em função da célula de Ferrel, não mas da célula de Hadley. A célula de Ferrel é caracterizada por apresentar ar frio no seu ramo ascendente, nas proximidades de 60°, originários das regiões extratropicais e polares. Deste modo, a quantidade de vapor de água advectada para as regiões de latitudes médias é mínimo, em função desse ar advectado ser frio e seco.

Esse padrão mostra que a quantidade de vapor de água que é advectada pela célula de polar de Ferrel, das regiões subpolares para as de latitudes médias está diminuindo para esse nível, como observado na Tabela 21, com a predominância de tendências negativas para as estações localizadas acima de 30° N, sobretudo nos meses de inverno.

Por outro lado, a advecção oriunda das regiões equatoriais mostra indícios de intensificação. Essa indicação pode ser resultado da expansão da célula de Hadley em direção aos polos, em função do aquecimento global (KANG e LU, 2012). Outro indicativo da expansão na célula de Hadley ocorre quando a zona de convergência intertropical (ZCIT) fica mais afastada do Equador, daí, a célula de Hadley se estende em direção ao polo. A existência de El Niño também contribui para essa expansão (TANDON et al., 2013).

Essa configuração permite observar durante o verão, a célula de verão atinge latitudes maiores do que a célula de inverno, aumentando a advecção de vapor de água nos meses de verão, como observado na Tabela 22. Entretanto, esse alargamento está associado à ampliação da zona seca subtropicais em direção ao polo (LU et al., 2007).

Para seis estações foi indicado ponto de mudança na concentração média anual de vapor de água (Figura 31). Em cinco dessas estações houve redução da concentração de vapor de água após o ponto indicado como sendo o de mudança. As maiores reduções foram observadas nas estações 72363 e 72274, com um decréscimo de 31,11 e 25,97%, respectivamente. Para as demais estações que apresentaram diminuição no vapor de água, essa redução foi de 19,12, 15,64 e 15,97%, para as estações 72317, 72208 e 72327, respectivamente.

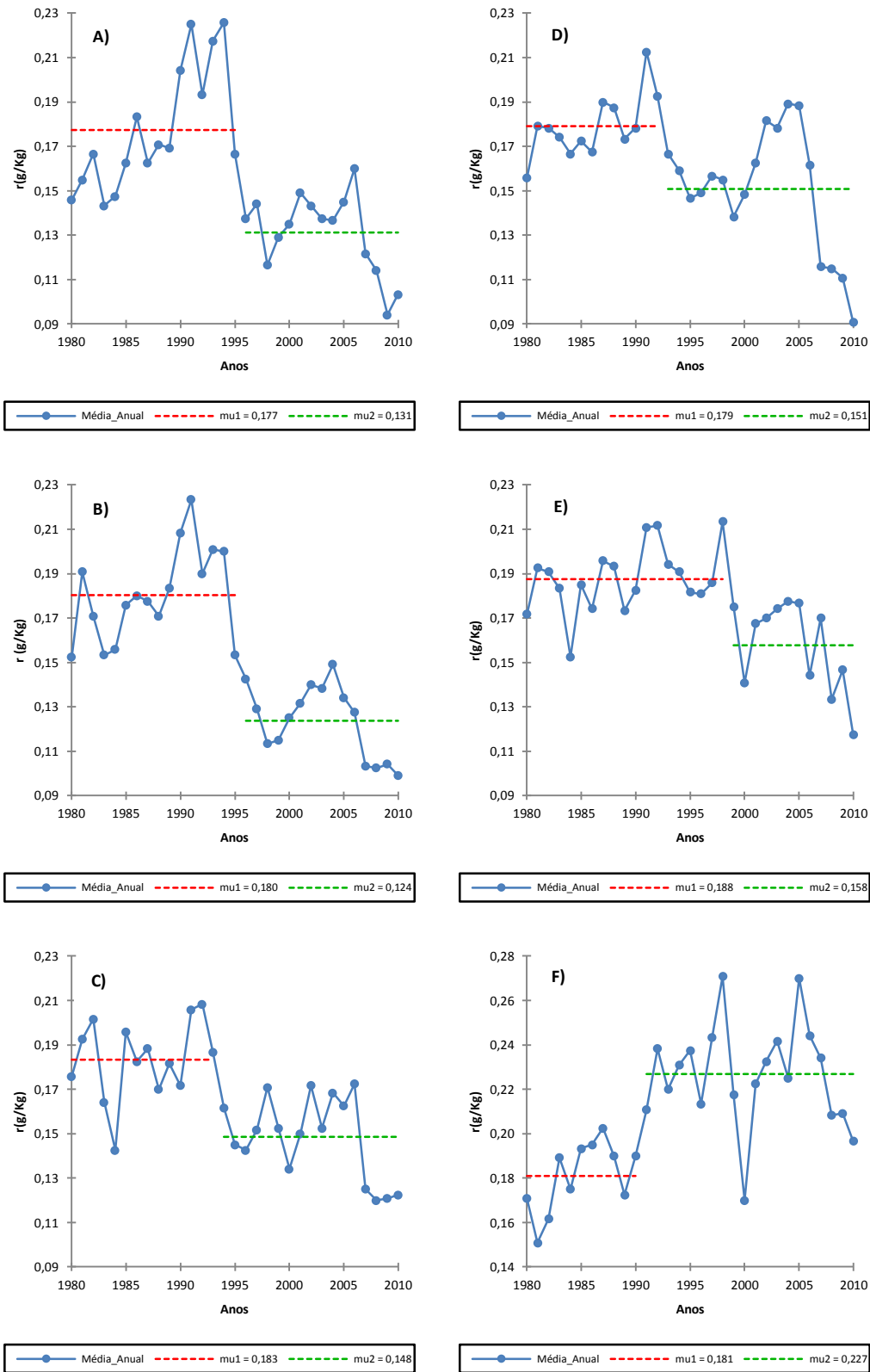


Figura 31. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas nos Estados Unidos da América no nível de 300 hPa, identificados pelo teste de Pettitt para as estações: a) 72274, b) 72363, c) 72327, d) 72317, e) 72208 e f) 72201.

Para as estações 72363 e 72274, o ponto de mudança na média ocorreu no ano de 1995. A mudança demonstrada na estação 72363 foi a única observada para os níveis analisados. No entanto, para a estação 72274 a mudança ocorreu nos três níveis em análise, a saber: 700, 500 e 300 hPa nos anos de 1997, 1996 e 1995, respectivamente. Esse resultado demonstra que a concentração de vapor de água nos níveis superiores na atmosfera apresentou, devido a sua menor concentração, uma resposta mais rápida a mudanças ocorridas nas águas dos oceanos tropicais, os quais fornecem quase que a totalidade de vapor de água para a atmosfera.

A estação 72201 foi a única que apresentou aumento na concentração de vapor de água após o ponto de mudança, com um acréscimo de 25,41%. Essa estação apresentou mudança no ano de 1990 para os três níveis em análise. Para as estações localizadas nos EUA foi observado um aumento do número de pontos de mudança estatisticamente significativo.

Para as estações com latitude maior (menor) do que 30° N, o ponto de mudança estatisticamente significativo foi identificado para quase todos os meses que demonstraram tendência significativa de redução (aumento) no vapor de água. A maior parte dessa indicação ocorreu, sobretudo, nos primeiros anos da década de 90. Para o nível de 500 hPa, também foi notório esse padrão de identificação para o início da década de 90.

O padrão demonstrado pela concentração de vapor de água medido nas estações alocadas no México foi semelhante ao dos EUA. A concentração anual de vapor de água apresentou redução nas estações localizadas na parte norte do México, aumentando no sentido sul (Tabela 23). Apenas a estação 76692 apresentou tendência estatisticamente significativa para a média anual de vapor de água.

A redução mensal do vapor de água ocorreu geralmente no mês de novembro, estendendo-se até maio, embora para as estações localizadas ao mais ao sul, esse padrão apresente mudanças. Os meses de junho a setembro foram os que apresentaram tendências positivas quase que em sua totalidade, sendo observado em vários meses tendências estatisticamente significativas.

Para as estações localizadas no México foi notado um aumento do número de meses com tendências positivas. Para o nível de 700 hPa, em apenas 12 meses foram observadas tendências positivas obtidas pelo teste de Mann-Kendall. No nível de 500 hPa, esse número passou para 18 meses, chegando a 28 no nível de 300 hPa. Esse

resultado indica que a concentração de vapor de água na alta troposfera sobre o México está aumentando.

Tabela 23: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 300 hPa para as estações localizadas no México

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 76225 Chihuahua, Chuih, México													
Z	-1,10	0,08	-0,88	0,25	-1,48	-0,59	1,78	0,86	-0,71	-2,37*	-2,27*	-0,18	-0,40
t	-1,12	0,89	-0,92	0,47	-1,68	-0,34	1,77	1,49	-0,01	-2,11*	-2,22*	-0,40	-0,42
β_{10}	-0,01	0,01	0,00	0,00	-0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	-0,02	-0,02	0,00	0,00
Pettitt	1994	1982	1982	1998	1998*	1996	2004*	2004	2006	1994*	1993*	1983	1995
Estação 76458 Colonia Juancarrasco, México													
Z	-1,48	-0,44	-0,61	-1,31	-1,94	0,23	1,24	1,50	1,68	-1,51	-1,52	-1,53	-0,27
t	-1,53	-0,52	-0,55	-0,96	-1,61	0,41	1,30	1,68	2,13*	-1,97	-1,45	-1,40	-0,35
β_{10}	-0,01	0,00	0,00	0,01	-0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	-0,02	-0,02	-0,02	0,00
Pettitt	1994	1995	1998	1999	1999*	2000	2003	1992	1996	1998*	1998*	1999*	1999
Estação 76612 Guadalajara, Jal, México													
Z	-0,51	-3,03*	-1,31	-1,46	-1,68	1,24	1,80	1,09	3,01*	1,32	-0,66	-0,51	0,67
t	-0,18	-3,54*	-1,33	-1,59	-1,45	0,99	2,17*	1,27	3,43*	1,20	-0,83	-0,96	0,67
β_{10}	0,00	-0,02	-0,01	-0,02	-0,02	0,01	0,03	0,02	0,06	0,02	-0,01	-0,01	0,00
Pettitt	1999	1999*	1995	1995	1995*	1985	1989	1991	1991*	1990	1998*	1998	1985
Estação 76679 Cidade do México, México													
Z	-1,65	-1,04	-1,68	-2,36*	-2,08*	0,35	2,46*	2,40*	3,69*	0,90	-1,84	-2,55*	0,01
t	-1,53	-0,75	-2,22*	-2,35*	-2,46*	0,34	2,54*	2,09*	2,80*	0,37	-1,39	-2,68*	-0,55
β_{10}	-0,01	0,00	-0,02	-0,02	-0,03	0,00	0,03	0,02	0,05	0,00	-0,01	-0,02	0,00
Pettitt	1992*	1992	1990*	1997*	1992*	1992	1992	1992*	1992*	1988	1992	1991*	1998
Estação 76692 Hacienda Ylang Ylang Ver, México													
Z	1,36	0,64	1,15	-0,03	-0,25	0,56	0,93	3,23*	3,94*	2,83*	0,13	0,06	2,97*
t	1,84	0,89	0,95	0,02	0,03	0,86	1,52	3,71*	2,32*	2,80*	0,21	-0,36	3,32*
β_{10}	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,05	0,06	0,04	0,00	0,00	0,02
Pettitt	2000	2001	1983	1997	1997	1984	1982	1987*	1991	1996*	2006	1981	1991*

* estatisticamente significativo a 5%

Esse aumento no vapor de água é decorrente da advecção existente sobre o México, a qual contribui com transporte de vapor de água da região equatorial para os polos. Este fato pode ser notório com uma análise mais criteriosa das estações localizadas sobre o México, onde as estações localizadas mais ao sul do território mexicano demonstraram número maior de tendências positivas, com redução da concentração de vapor de água no sentido norte.

Isso pode ser verificado com os resultados encontrados para a estação 76692, localizada mais ao sul do território mexicano, a qual apresentou ponto de mudança na média anual de vapor de água, esse ocorrido no ano de 1991. Nesta estação foi observado um aumento de 16,33%, na média anual de vapor de água, sendo a única do território mexicano que apresentou mudança na média (Figura 32).

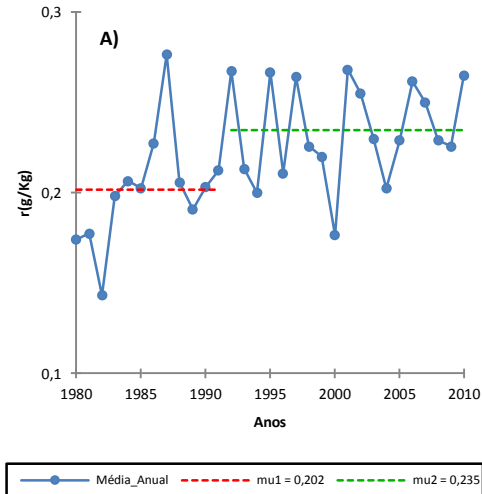


Figura 32. Ponto de mudança na média anual das estações 76692 localizada no México no nível de 300 hPa identificado pelo teste de Pettitt.

Para as estações localizadas nas ilhas sobre os oceanos Atlântico e Pacífico houve o predomínio de tendências positivas. Na estação localizada no arquipélago das Bermudas, a média anual de vapor de água apresentou tendência positiva, embora tendência estatisticamente significativa só tenha sido observada nos meses de maio, agosto e setembro (Tabela 24).

Tabela 24: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 300 hPa para as estações localizadas em Bermudas e Hawaii

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 78016 Bermuda													
Z	-0,10	1,52	-0,13	-0,71	2,69*	1,67	1,76	2,72*	2,64*	0,86	0,87	1,24	1,93
t	0,53	1,04	-0,26	-0,97	2,89*	1,40	2,11*	2,95*	3,33*	0,89	0,88	1,13	2,17*
β_{10}	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01
Pettitt	1982	1996*	2005	1984	1986*	1986*	1986	1986*	1993*	1986	1985	1996	1986*
Estação 91165 Lihue, Hawaii													
Z	-0,05	1,06	1,60	1,60	1,67	0,18	0,95	0,80	1,10	1,84	0,42	0,78	1,88
t	0,14	0,92	1,76	1,58	1,97	0,34	1,05	0,40	0,83	1,26	0,17	1,11	1,48
β_{10}	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Pettitt	1989	1988	1988	2000	1993	1993	1990	1988	1990	1990	1988	1983	1989
Estação 91285 Hilo, Hawaii													
Z	2,69*	3,04*	2,55*	2,13*	2,75*	2,52*	2,24*	2,20*	1,73	2,25*	2,33*	2,30*	3,46*
t	3,39*	3,83*	3,02*	2,82*	3,26*	2,79*	2,87*	2,39*	1,54	2,18*	2,32*	2,93*	4,47*
β_{10}	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03
Pettitt	1991*	1991*	1990*	1988*	1991*	1993*	1992*	1991*	1991	1990*	1989*	1989*	1990*

* estatisticamente significativo a 5%

Sobre o Hawaii, apenas no mês de janeiro, na estação 91165, apresentou tendência negativa. As demais tendências obtidas nesta estação, assim como na 91285, foram sempre positivas, com alguns meses apresentando tendência estatisticamente significativa, principalmente para a estação 91285.

Em duas estações foi identificado ponto de mudança na média anual de vapor de água, estações 78016 e 91285, localizadas no arquipélago das Bermudas e Hawaii, respectivamente (Figura 33). Sobre o oceano Atlântico essa mudança ocorreu no ano de 1986, passando depois desse ano a ser observado um aumento na média de vapor de água anual de 37,22%. No entanto, percebe-se, no fim da última década em análise, redução na concentração de vapor de água atmosférica.

Para o oceano Pacífico o acréscimo na concentração de vapor de água ocorreu até a segunda metade da década de 90, (Figura 33). Observar-se-á na figura um acréscimo acentuado na concentração de vapor de água no início dos anos noventa. Três reduções são observadas na concentração de vapor de água, as quais são coerentes com episódios de eventos La Niña, a saber: 1988, 2000 e 2010. Esta variabilidade demonstra uma resposta mais eficiente do vapor de água atmosférico a mudanças ocorridas no oceano Pacífico.

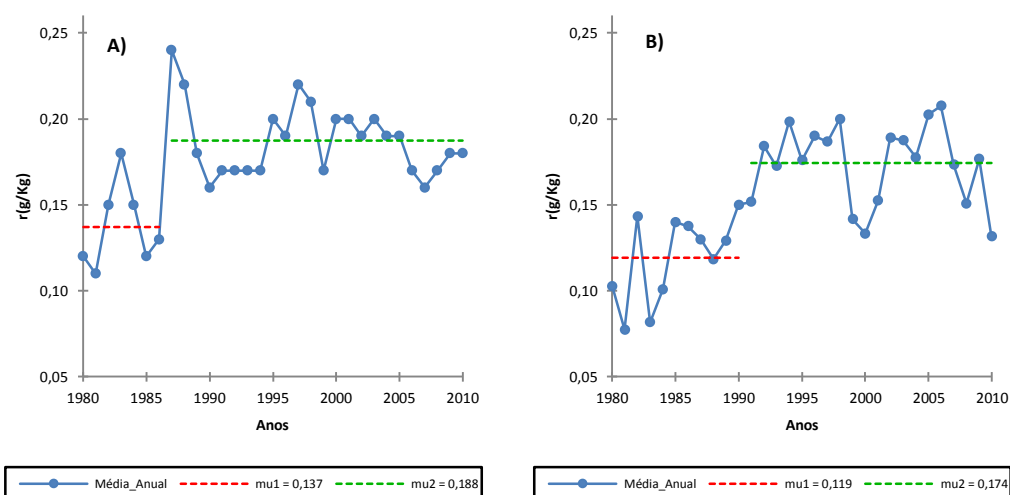


Figura 33. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas nas Bermudas e Hawaii no nível de 300 hPa identificado pelo teste de Pettitt para as estações: a) 78016 e b) 91285.

Redução semelhante na concentração de vapor de água foi documentada por Rosenlof e Reid (2008) e por Garfinkel et al. (2013) para o nível de 100 hPa, com aumento em meados de 2005 e a posterior redução. Essa variabilidade também pode ser observada em algumas estações localizadas na América Central, embora existam controvérsias para a redução do vapor de água depois do ano 2000.

Para a América Central a tendência de aumento da concentração de vapor de água foi observada em quase todas as estações. A única exceção está na estação 78897,

que demonstrou tendência negativa. Para as demais estações, todas apresentaram tendência positiva e estatisticamente significativa na média anual de vapor de água (Tabela 25).

Tabela 25: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 300 hPa para as estações localizadas na América Central

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 78583 Belize													
Z	2,34*	2,62*	1,50	2,21*	2,28*	1,98*	2,43*	1,49	1,50	2,00*	1,02	0,22	2,95*
t	2,83*	2,65*	1,49	2,02	2,57*	2,24*	2,65*	1,55	1,25	2,24*	1,45	0,73	2,59*
β_{10}	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,04	0,02	0,00	0,02
Pettitt	1991*	1991*	1991	1991*	1991*	1991	1990*	1995	1996	1994*	1991	1981	1991*
Estação 78073 Bahamas													
Z	2,59*	0,29	1,23	0,88	0,71	0,48	1,91	3,67*	3,01*	2,19*	0,59	0,97	3,39*
t	2,15*	0,01	1,96*	0,68	0,94	1,82	1,35	4,46*	3,68*	2,53*	0,69	1,15	3,59*
β_{10}	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,04	0,05	0,03	0,00	0,01	0,02
Pettitt	1991	1982	1986	1991	1989	2001	1993	1991*	1993*	1992*	1996	2000	1999*
Estação 78526 San Juan, Puerto Rico													
Z	2,75*	3,11*	4,12*	2,71*	0,68	2,64*	1,02	3,12*	2,91*	1,94	2,03*	2,51*	3,77*
t	2,97*	3,24*	4,87*	3,89*	1,22	2,72*	1,03	3,07*	3,12*	2,00	2,15*	2,47*	4,74*
β_{10}	0,02	0,03	0,04	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Pettitt	1992*	1991*	1992*	1991*	1991	2004*	1994	1992*	1990*	1996	1992	1992*	1992*
Estação 78866 Saint Martin													
Z	2,88*	3,13*	3,19*	2,30*	1,41	2,42*	1,56	2,72*	3,46*	1,43	2,60*	3,04*	3,79*
t	3,32*	3,49*	3,91*	2,80*	1,61	2,56*	1,48	3,19*	4,49*	1,71	2,89*	3,69*	5,26*
β_{10}	0,03	0,04	0,06	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,05	0,03	0,03	0,04	0,03
Pettitt	1991*	1991*	1986*	2002*	1990	2003*	1992	2002*	2001*	1996	1995*	1996*	2002*
Estação 78897 Guadeloupe													
Z	-5,22*	-1,96*	-4,39*	-4,35*	-3,04*	-2,84*	-3,35*	-3,94*	-4,27*	-1,61	-3,52*	-3,84*	-4,84*
t	-6,29*	-7,13*	-5,65*	-4,85*	-4,14*	-3,82*	-4,79*	-5,40	-5,48	-2,17*	-3,78*	-4,82*	-6,63*
β_{10}	-0,06	-0,07	-0,05	-0,07	-0,07	-0,05	-0,06	-0,07	-0,06	-0,03	-0,05	-0,06	-0,06
Pettitt	1994*	2000*	1991*	1992*	1993*	1991*	1990*	1990*	1996*	1990	1994*	1990*	1991*
Estação 78970 - Trinidad e Tobago													
Z	3,18*	1,27	3,31*	0,93	0,11	0,22	2,11*	0,63	-0,30	1,10	0,66	1,58	2,90*
t	3,76*	1,70	3,64*	1,17	0,33	0,74	1,78	0,21	-0,19	1,01	0,85	1,95	3,13*
β_{10}	0,04	0,02	0,05	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04	0,02
Pettitt	1997*	1996	1992*	2003	1987	1995	2002*	1986	2005	2002	2003	2000	2002
Estação 78988 - Curacao													
Z	2,42*	3,16*	2,16*	1,80	1,66	1,26	1,40	2,29*	0,85	1,55	1,68	0,85	3,21*
t	2,84*	3,25*	2,35*	2,33*	1,65	1,15	1,35	2,81*	0,95	1,67	1,60	1,31	3,48*
β_{10}	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03
Pettitt	1990*	1996	2002	1997	2002	1988	1992	2003*	2002	2003	2002	1990	2002*

* estatisticamente significativo a 5%

A distribuição média mensal de vapor de água demonstrou tendência positiva para quase a totalidade dos meses do ano, com a exclusão dos resultados apresentados pela estação 78897, onde só foi observada tendência negativa no mês de setembro na estação 78970. Em duas estações localizadas na América Central foi observado o maior aumento decadal de vapor de água para esse nível em análise, com um acréscimo de 0,03 gkg⁻¹ por década de vapor de água. Essa tendência foi observada para as estações 78866 e 78988.

Esse aumento não foi exclusivo das estações localizadas na América Central, na estação 91285 localizada no Hawai e na 82332 inserida na América do Sul, também foi

ratificado aumento na concentração de vapor de água de mesma magnitude. Esse resultado mostra que o aumento de vapor de água na alta troposfera se deu para quase toda a região tropical.

Na América Central seis estações foram identificadas por apresentarem mudança na média anual da concentração de vapor de água com significância estatística, sendo observado em cinco destas estações, aumento na média de vapor de água após o ano indicado como de mudança (Figura 34). Para a estação 78583 observou-se um aumento de vapor de água de 25,94%, com ano de mudança em 1991, o qual ocorre no ano de 1991 em todos os níveis analisados nesta estação.

Nas estações 78988 e 78526 o incremento observado no vapor de água foi de 26,31 e 28,32%, respectivamente, próximo ao identificado na estação 78583, ocorridos em 2002 e 1992. Para estas estações a mudança ocorrida no nível de 300 hPa, também foi identificada em 500 hPa no mesmo ano.

O menor e maior aumento foi ratificado para as estações 78073 e 78866, com acréscimo de vapor de água da ordem de 18,51 e 42,10%, respectivamente. Na estação 78073 o ano de mudança ocorreu de forma distinta para os três níveis analisados, enquanto que para a estação 78866, só foi identificado ponto de mudança na média neste nível, o qual ocorreu em 2002.

A única estação que demonstrou redução na concentração anual de vapor de água após o ponto de mudança foi a 78897 (Guadalupe). Nesta estação foi identificada diminuição de 63,30%, redução muito próxima a 69,44% observada em 500 hPa. Embora próximas percentualmente essas reduções se diferem quantitativamente, sendo para o nível de 300 hPa de 0,102 gkg⁻¹, enquanto que para 500 hPa de 0,505 gkg⁻¹ de vapor de água.

O aumento de vapor de água observado nas regiões tropicais desempenha um papel fundamental sobre o sistema climático, por atuar diretamente no balanço de radiação do planeta. Sua atuação se ressalta para as regiões da alta troposfera e baixa estratosfera, pois o vapor de água é o principal constituinte atmosférico do efeito estufa, com o potencial de duplica o aquecimento direto causado pelo dióxido de carbono (SHERWOOD et al., 2010).

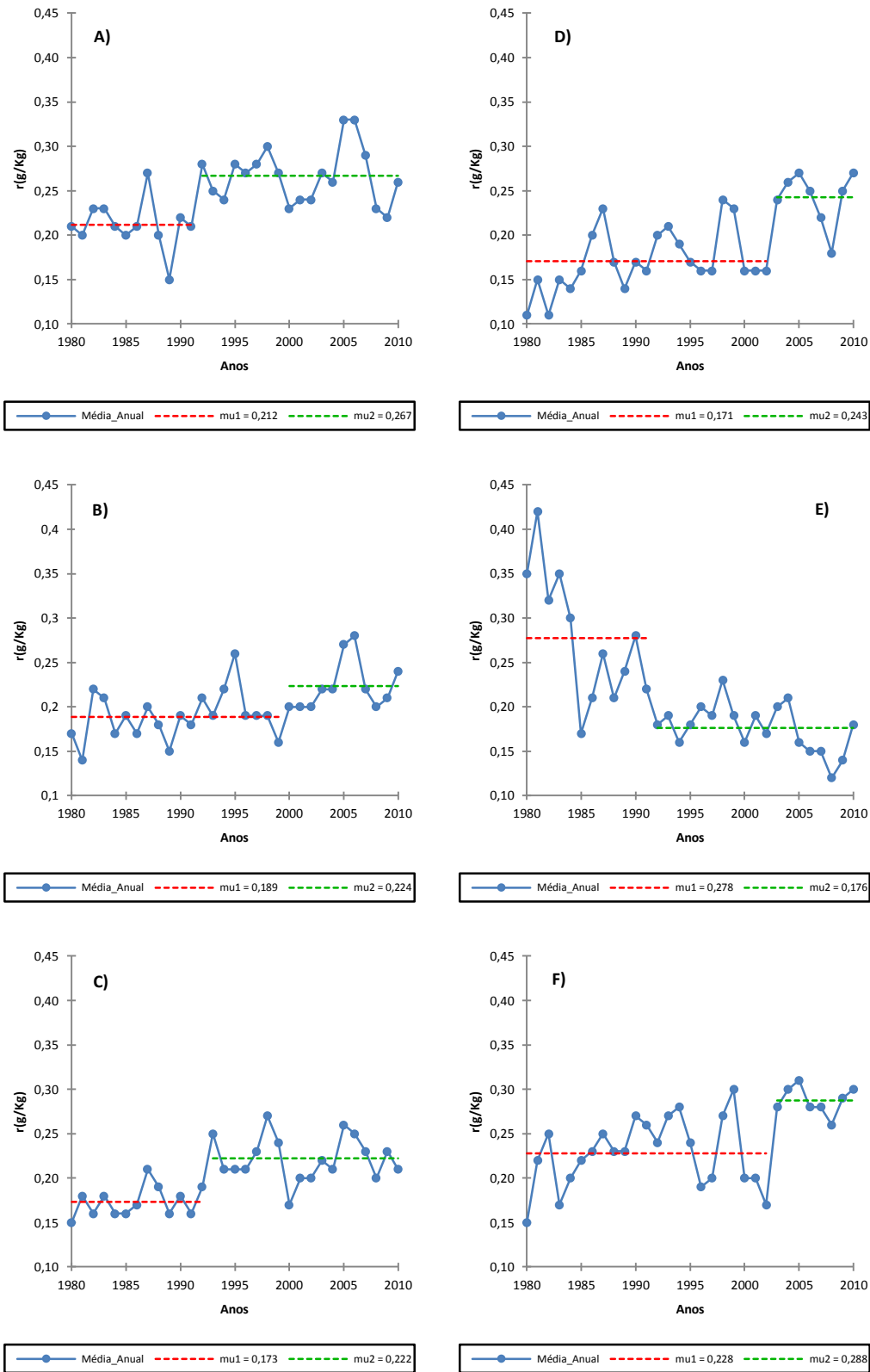


Figura 34. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas na América Central no nível de 300 hPa identificado pelo teste de Pettitt para as estações: a) 78583, b) 78073, c) 78526, d) 78866, e) 78897 e f) 78988.

A duplicação do dióxido de carbono na atmosfera, por si só levaria a um aquecimento global médio de 1,2 °C. Contudo, este aquecimento em virtude da duplicação do dióxido de carbono provocaria um aumento da temperatura de 2 a 4,5 °C. Esse aumento na temperatura é em função da resposta ao feedback do vapor de água sobre a temperatura do planeta (DESSLER et al., 2013). As projeções realizadas por Minschwaner e Dessler (2004), para os próximos 100 anos, mostraram que o feedback do vapor de água será responsável por um aumento de 5,8 °C na temperatura do planeta, em relação ao aumento total de 7 °C.

A contribuição do vapor de água estratosférico entre os anos de 2005 ao início de 2013 estimada por Dessler et al. (2013) foi de $0,3 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$, o que segundo os autores seria de grande contribuição para a sensibilidade do clima global. Os autores estimam que um terço desse feedback fosse em virtude do aumento de vapor de água na tropopausa e estratosfera. Já as informações apresentadas por Su et al. (2006) demonstram que o umedecimento da troposfera superior obtida por medição de satélite apresenta um feedback três vezes maior do que o mostrado pelas relações termodinâmicas.

A importância da atuação do vapor de água na alta troposfera e baixa estratosfera foi ratificada por estudos como os de Pitari e Mancini (2001), Oinas et al. (2001), IPCC (2007), e Solomon et al. (2010), os quais afirmam que o vapor de água pode até atuar na como forçante climática. O aumento da concentração de vapor de água estratosférico entre as décadas de 1980 a 2000 contribuiu para aumentar a taxa decadal do aquecimento da superfície durante a década de 1990 em cerca de 30% (SOLOMON et al., 2010).

A principal fonte de vapor de água para a alta troposfera e baixa estratosfera se dá basicamente pelo transporte de vapor de água, das camadas mais baixas da troposfera, por meio de tempestades intensas e profundas, como também devido à decomposição química do gás metano em vapor de água e dióxido de carbono. Segundo o IPCC (2007) a contribuição do metano para o vapor de água em altos níveis atmosférico é da ordem de 5%.

O transporte de vapor de água pelas tempestades seria mais importante, principalmente no que se refere à contribuição do vapor de água ao aquecimento, uma vez que esse mecanismo fornece vapor de água para a parte mais baixa da estratosfera, onde as temperaturas são mais baixas. Outra questão importante se refere à atuação dos gases de efeito estufa nesta região, os quais tornam-se mais eficazes na absorção da

radiação originária da superfície, relativamente mais quente. Em seguida, quando essa energia é reemitida, por uma região de temperatura muito menor, resulta em menor calor perdido para o espaço (ROSENLOF e REID, 2008).

Quando o ar originário das tempestades, carregado de umidade, chega à baixa estratosfera, encontra uma região de baixa temperatura denominada de ponto frio, o ponto mais frio na baixa atmosfera, que fica na base da estratosfera. A variabilidade do vapor de água estratosférico está ligada a anomalias de temperatura no ponto frio equatorial (RANDEL, 2013).

Uma vez que a quantidade de vapor de água presente depende da temperatura, ao passar pela região mais fria, o ar perde a maior parte da sua umidade e ioniza. No entanto, no início dos anos 2000 foi documentada uma redução na concentração de vapor de água na alta troposfera e baixa estratosfera (ROSENLOF e REID, 2008; SOLOMON et al., 2010; RANDEL, 2013).

O vapor de água estratosférico apresentou um aumento de cerca de 0,5 ppm, durante a década de 1990, mas depois de 2000, foi observada uma queda brusca de 0,4 ppmv, devido ao arrefecimento da tropopausa tropical de 4 a 6 °C. Essa redução da temperatura contribuiu para reduzir o transporte de vapor de água para a estratosfera, uma vez que a água ao transpassar a estratosfera inferior para a superior leva cerca de 1,2 ano (ROSENLOF e REID, 2008).

A queda acentuada na temperatura da tropopausa, região do ponto frio, também foi observada por Solomon et al. (2010), onde segundo os autores essa redução foi decorrente do aumento da temperatura da água superficiais do Pacífico ocidental, que registou um acréscimo de 0,25 °C. Quando a temperatura das águas superficiais dos oceanos tropicais está maior que 300 K, o feedback do vapor de água devido a convecção, contribui com aproximadamente 65% do efeito estufa em dias de céu claro (SU et al., 2006).

Segundo Shu et al. (2011) a temperaturas do ponto frio e as anomalias de temperatura da superfície do mar, representadas pelas ENOS, podem ser explicadas por mudanças de convecção durante os eventos El Niño. A mudança da temperatura do ponto frio relacionada com o ENOS pode ser uma das causas da variabilidade interanual observada de vapor de água estratosférico, o qual afeta a entrada de vapor de água, através do ponto frio, na estratosfera tropical.

Segundo mostrado por Kosaka e Xie (2013) a temperatura do oceano Pacífico tropical, para o período analisados pelos autores 2002-2012, apresentou um

arrefecimento. Este fato foi confirmado por Garfinkel et al. (2013) que comprovou uma tendência de resfriamento, na alta troposfera no Pacífico ocidental central, mais forte sobre a piscina quente Indo-Pacífico.

Outro fator que contribuiu para essa redução foi o aumento do número de eventos La Niña. Na década compreendida de 1990 a 1999 foram identificados apenas dois eventos ENOS frios, ocorridos em 1995/96 e 1998/99. Em contrapartida, no período de 2000 a 2010 foram identificados como anos de La Niña os eventos ocorridos em 2000/01, o qual teve início no ano de 1998, perdurando até 2001, eventos de 2005/06, 2007/08, 2008/09 e 2010/2011.

A mudança de fase na Oscilação Decadal do Pacífico, passando para sua fase fria no fim da década de 90, também contribuiu para essa redução. A redução da temperatura da superfície do planeta também foi relacionada por Dessler et al. (2013) e Kosaka e Xie (2013) como sendo uma das causas da redução de vapor de água em toda a atmosfera, já que a mesma vem apresentando redução, onde a anomalia máxima na temperatura foi observada em 1998, em virtude do El Niño (DOUGLASS e CHRISTY, 2009)

O aumento do vapor de água na alta troposfera tropical pode ser observado até o extremo sul do Brasil, mais ou menos 30° S, onde das nove estações localizadas na América do Sul, analisadas para esse nível, em sete foi ratificada tendência positiva. Todas as medições realizadas sobre o Brasil demonstraram tendência de aumento da média anual de vapor de água.

Apesar da evidência de aumento para a região tropical, apenas a estação 83840 demonstrou tendência estatisticamente significativa para esse aumento. A redução de vapor de água na média anual foi constatada para as estações localizadas no Chile e Argentina (Tabela 26).

Para a América do Sul houve aumento do número de meses com tendência negativa, sobretudo para as estações localizadas na parte sul deste continente. As tendências de decréscimo de vapor de água, estatisticamente significativas, foram constatadas nos meses de dezembro e janeiro na estação 80222; junho e agosto para algumas estações inseridas na parte central e sul do Brasil e outubro sobre o Chile, padrão semelhante ao observado no nível de 500 hPa.

Tabela 26: Teste estatístico de Mann-Kendall (Z), teste de Student (t), coeficiente angular da reta (β) e teste de Pettitt, aplicados à concentração de vapor de água no nível de 300 hPa para as estações localizadas na América do Sul

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Estação 80222 - Bogota, Colômbia													
Z	-1,96*	-1,38	1,90	1,31	2,57*	0,28	1,39	0,20	2,13*	3,66*	1,00	-2,50*	1,39
t	-1,83	-1,55	1,72	1,48	2,69*	0,65	1,68	0,03	2,09*	3,93*	0,76	-2,92*	1,90
β_{10}	-0,02	-0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,00	0,03	0,04	0,01	0,04	0,01
Pettitt	1989	1999	1992	1987	1990*	2007	1990	1985	1994	1994*	2002	1993	1986
Estação 82332 – Manaus, Brasil													
Z	-0,46	1,17	0,85	1,60	1,49	0,93	1,46	1,18	3,06*	0,54	-0,10	1,10	0,76
t	0,48	1,76	1,59	2,13*	2,28*	0,84	1,46	0,81	3,47*	1,44	0,78	1,94	2,24*
β_{10}	0,01	0,04	0,04	0,03	0,04	0,02	0,05	0,01	0,04	0,02	0,02	0,05	0,03
Pettitt	1987	1987*	1987*	1987*	1987*	1987*	1987*	1988*	1987*	1986*	1986*	1986*	1987*
Estação 83378 – Brasília, Brasil													
Z	1,80	0,25	1,05	0,68	0,13	-2,11*	-0,61	-0,59	-0,63	0,85	1,51	2,28*	0,00
t	0,77	0,97	1,62	0,35	0,11	-1,78	-0,57	-0,07	-0,40	1,69	1,97	3,12	1,23
β_{10}	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	-0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,05	0,01
Pettitt	1990	1986	1986*	1987	1986	1998*	2002*	2001	1986	1986	1986	1986*	1986*
Estação 83612 – Campo Grande, Brasil													
Z	3,33*	1,63	0,61	-1,34	1,02	-1,78	-0,73	-2,13*	-1,04	1,25	1,78	1,73	0,85
t	3,75*	1,64	0,16	-0,76	0,83	-1,55	-0,99	-1,87	-1,21	1,05	1,43	1,65	1,44
β_{10}	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	-0,01	0,00	-0,01	-0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
Pettitt	1995*	1995*	2003	2005	1991	2001	2004	1998	2002	1989*	1988	1993	1988
Estação 83746 – Rio de Janeiro, Brasil													
Z	2,26*	0,66	-0,42	-0,15	-0,47	-0,70	1,27	1,76	0,92	2,25*	0,00	2,00*	1,27
t	2,95*	0,96	0,02	-0,25	-0,34	-0,40	1,00	1,63	1,01	2,00*	0,18	2,45*	1,79
β_{10}	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01
Pettitt	1993	1985	1996	1986	2005	1994	1988	1986	1986	1986*	1986	2001	1986
Estação 83840 – Curitiba, Brasil													
Z	2,08*	1,80	0,58	1,34	0,74	1,17	2,52*	1,83	1,14	2,40*	1,79	1,56	2,44*
t	2,03	2,07*	0,71	1,89	0,66	1,99	2,24*	1,76	1,30	2,89*	1,76	1,56	3,07*
β_{10}	0,03	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,02	0,02	0,02
Pettitt	1986*	1986	1987	1986	1986	1986*	1989*	1988*	1986*	1986*	1999	1987	1986*
Estação 83971 – Porto Alegre, Brasil													
Z	0,65	0,87	0,30	0,44	-1,40	-1,78	-1,24	-2,06*	-0,60	0,15	0,00	1,50	0,05
t	1,18	1,44	0,48	0,32	-1,63	-1,82	-1,35	-1,97*	-0,98	-0,36	0,91	1,55	0,32
β_{10}	0,01	0,01	0,00	0,00	-0,01	-0,01	0,00	-0,01	0,00	0,00	0,01	0,15	0,00
Pettitt	1986*	2002	1987	1985	1995*	1998	1995	1995*	1990	1986	1985	1988*	1986
Estação 85442 – Antofagasta, Chile													
Z	-0,87	0,34	-0,93	-0,32	0,11	0,03	0,62	0,65	0,03	-2,32*	-0,60	-1,72	-0,91
t	-0,72	0,54	-1,09	-0,71	0,38	0,40	0,71	0,56	0,53	-2,57*	-0,80	-1,89	-0,74
β_{10}	-0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,01	0,00	-0,02	0,00
Pettitt	1995	1991	2002	1988	1983	1985	1986	1984	2001	1990*	2002	1994*	1983
Estação 87576 – Buenos Aires, Argentina													
Z	-0,52	-0,83	-0,70	-0,25	-0,47	-1,35	-1,65	0,41	1,51	-0,27	-0,15	-0,89	-0,40
t	-0,46	-0,4	-0,69	0,01	0,13	-1,20	-0,39	0,96	1,90	0,21	0,00	-1,03	0,00
β_{10}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	-0,01	0,00
Pettitt	1993	1990	1992	2004	2002	1987	1989	1999	1999*	2000	2001	1994	2007

* estatisticamente significativo a 5%

Três estações localizadas na América do Sul indicaram aumento brusco com significância estatística na concentração média anual do vapor de água na alta troposfera (Figura 35). Nestas estações após o ponto indicado como sendo o de mudança, foi observado aumento na média anual para o período posterior a quebra. Este aumento foi de 59,58, 42,63 e 44,33%, respectivamente para as estações 82332, 83378 e 83840.

Na estação 82332 o ano indicado como sendo o de mudança foi 1987, como também para os demais níveis analisados, enquanto que para as demais estações, que demonstraram mudança na média, essa modificação ocorreu em 1986, para este nível. Na estação 83840 essa mudança foi observada nos anos de 1986 e 1991, para os níveis

de 500 e 700 hPa, respectivamente. Além do ponto de mudança identificado neste nível para a estação 83378, também foi verificado mudança na média no nível de 500 hPa no ano de 1991.

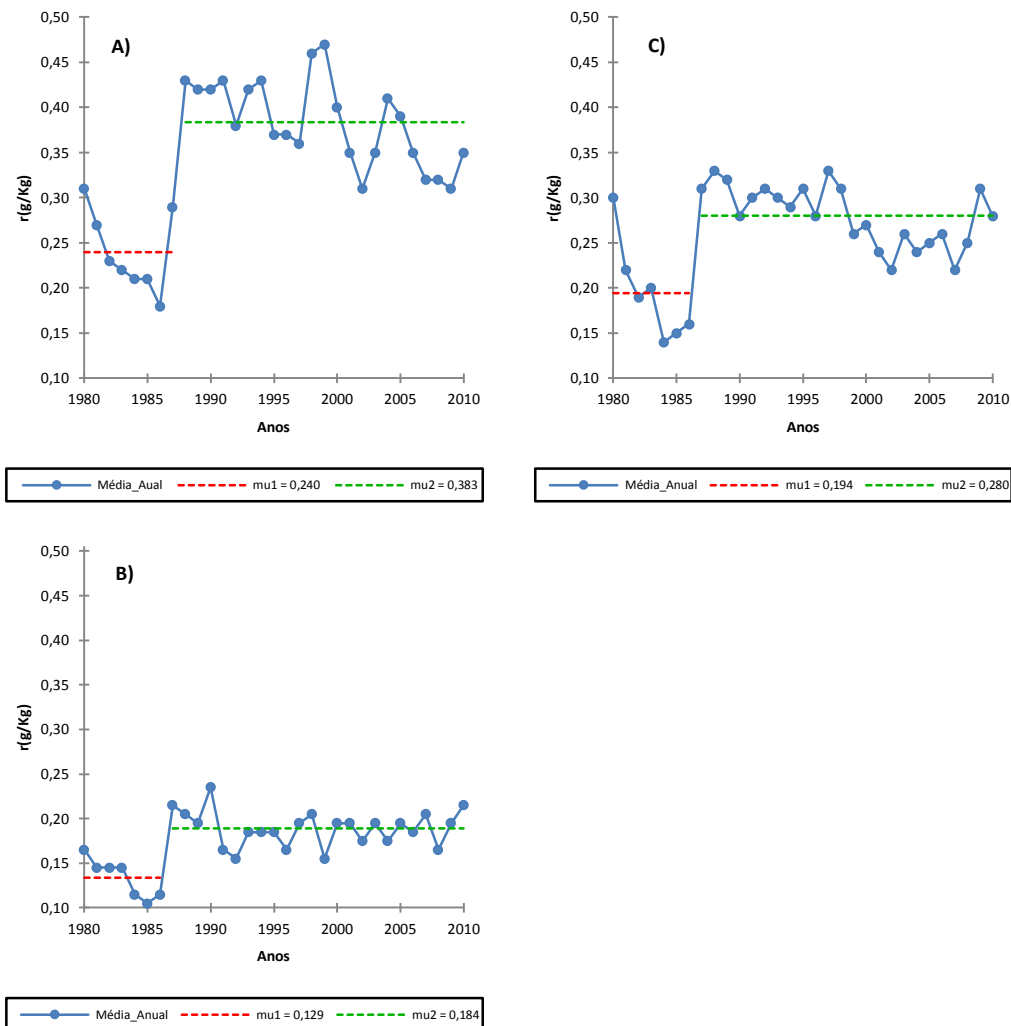


Figura 35. Ponto de mudança na média anual das estações localizadas na América do Sul no nível de 300 hPa identificado pelo teste de Pettitt para as estações: a) 82332, b) 83378 e c) 83840.

Apesar da tendência positiva demonstrada pelos testes aplicados para a identificação de tendência, juntamente com os maiores aumentos percentuais, para esse nível, apresentado pelas estações localizadas na América do Sul, a distribuição de vapor de água para as estações 82332 e 83840 apresentou redução no início dos anos 2000.

Essa redução também foi apresentada por algumas estações localizadas no hemisfério norte não apenas para esse nível em questão, como já foi referenciado esse decréscimo para os níveis de 700 e 500 hPa. A diminuição do vapor de água na

atmosfera, principalmente para a alta troposfera, pode ser resultado da redução da evaporação das águas dos oceanos equatoriais em função da diminuição de sua temperatura e possivelmente da redução da temperatura do planeta.

5. CONCLUSÕES

A concentração do vapor de água na troposfera, nos níveis béricos analisados, apresentou características distintas em sua distribuição espacial e temporal. Deste modo, foi possível, para algumas regiões, identificar o mesmo padrão de homogeneidade e tendência no vapor de água na atmosfera em diferentes níveis.

A variabilidade temporal apresentada pelo vapor de água na troposfera foi caracterizada por sofrer influência da circulação de escala global e local. O vapor de água também apresentou resposta a mudanças na temperatura da superfície dos oceanos e dos principais modos de variabilidade atmosféricos.

Essas modificações foram responsáveis por explicar quase que a totalidade das variações encontradas no vapor de água na troposfera. Em decorrência dessas alterações, o vapor de água na troposfera apresentou aumento ou diminuição, com algumas destas alterações proporcionando uma mudança brusca no vapor de água.

Essas respostas foram observadas em função das mudanças nas fases da temperatura da superfície dos oceanos e dos modos de variabilidade. Dependendo da fase expressa, o vapor de água na troposfera apresentou tendência positiva ou negativa. Quando foi observado mudança de fase, o vapor de água respondeu a essa mudança com indicativo de mudança de tendência.

Para regiões como o Ártico, América do Norte, Caribe e norte da América do Sul foi possível identificar a predominância de tendências positiva na concentração de vapor de água no nível de 700 hPa, sendo em várias análises, observado significância estatística. Tendências negativas neste nível foram identificadas no sudoeste dos EUA, México e sul da América do Sul.

Para os níveis de 500 hPa, foi observado um aumento do número de estações que apresentaram tendência positiva estatisticamente significativa sobre a América do Norte e Ártico. Para as demais regiões o padrão observado foi semelhante no nível de 700 hPa. Em 300 hPa, a preeminência das estações com tendência positiva (negativa), com significância estatística, foi observada sobre o região do Caribe (sul dos EUA).

A verificação da homogeneidade do vapor de água atmosférico mostrou em algumas regiões, a existência de mudança abrupta em sua distribuição. Foi observado uma predominância de aumento na concentração de vapor de água depois do ano indicado como sendo o de mudança, em todos os níveis em análise.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDREOLI, R. V.; SOUZA, R. A. F.; KAYANO, M. T.; CANDIDO, L. A. Seasonal anomalous rainfall in the central and eastern Amazon and associated anomalous oceanic and atmospheric patterns. *International Journal of Climatology*, vol. 32, p. 1193-1205. 2012.

ALEXANDERSSON, H.; MOBERG, A. Homogenization of Swedish temperature data. Part I: Homogeneity test for linear trends. *International Journal of Climatology*, vol. 17, p. 25-34. 1997.

ALLEN, R. J.; SHERWOOD, S. C. Warming maximum in the tropical upper troposphere deduced from thermal wind observations. *Nature Geoscience*, vol. 65, p. 399-403. 2008.

BARLOW, M; NIGAM, S.; BERBERY, E. H. Evolution of the North American Monsoon System. *Journal of Climate*, vol. 11, p. 2238-2257. 1998.

BEGET, J. E.; NYE, C. J.; SCHAEFER, J. R.; STELLING, P. L. Preliminary volcano-hazard assessment for Shishaldin Volcano, Alaska: Alaska Division of Geological & Geophysical Surveys Report of Investigations, vol. 4, p. 28. 2002.

BENSON L.; LINSLEY, B.; SMOOT, J.; MENSING, S.; LUND, S.; STINE, S.; SARNA-WOJCICKI, A. Influence of the Pacific Decadal Oscillation on the climate of the Sierra Nevada, California and Nevada Original. *Quaternary Research*, vol. 59, p. 151-159. 2003.

BENWAY, H. M.; MIX, A. C. Oxygen isotopes, upper-ocean salinity, and precipitation sources in the eastern tropical Pacific. *Terra and Planetary Science Letters*, vol. 224, p. 493-507. 2004.

BERNARD, M. L.; MOLINIE, J.; PETIT, R. H.; BEAUDUCEL, F.; HAMMOUYA, G.; MARION, G. Remote and in situ plume measurements of acid gas release from La Soufrière volcano, Guadeloupe. *Journal of Volcanology and Geothermal*, vol. 150, p. 395-409, 2006.

BETTS, A. K.; KÖHLER, M.; ZHANG, Y. Comparison of river basin hydrometeorology in ERA-Interim and ERA-40 reanalyses with observations, *J. Geophys. Res.*, vol. 114, D02101, 2009. doi:10.1029/2008JD010761.

BIGGS, E. M.; ATKINSON, P. M. A characterization of climate variability and trends in hydrological extremes in the Severn Uplands. *International Journal of Climatology*, vol. 31, p. 1634-1652. 2011.

BOUCHER, O.; MYHRE, G.; MYHRE, A. Direct human influence of irrigation on atmospheric water vapour and climate. *Climate Dynamics*, vol 22, p. 597-603. 2004.

BUISSLAND, T. A. Tests for detecting a shift in the mean of hydrological time series. *Journal of Hydrology*, vol. 73, p. 51-69. 1984.

BUIHAND, T. A.; KEMPEN, G. T.; FRANTZEN, A. S. Trend and seasonal variation of precipitation chemistry data in the Netherlands. *Atmospheric Environment*, vol. 22, p. 339-348. 1988.

BUTLER, J. H. A noaa index gas anual de estufa (Aggi).NOAA Earth System Research Laboratory, R/GMD, 325 Broadway, Boulder, CO 80305-3328. Disponível em: <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/aggi/>. Última Atualização 10 de setembro de 2010.

CAI, W.; LENGAINNE, M.; BORLACE, S.; COLLINS, M.; COWAN, T.; MCPHADEN, M. J.; TIMMERMANN, A.; POWER, S.; BROWN, J.; MENKES, C.; NGARI, A.; VINCENT, A. M.; WIDLANSKY, M. J. More extreme swings of the South Pacific convergence zone due to greenhouse warming. *Natura*, vol. 488, p. 365. 2012.

CARVALHO, S.; DE LIMA, I.; DE LIMA, J. Comportamento da precipitação em portugal continental: tendências anuais e mensais. VII Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua Ríos Ibéricos +10. Mirando al futuro tras 10 años de DMA 16/19 de febrero de 2011. Talavera de la Reina.

CHOU, M. D. Parametrizations for the absorption of solar radiation by O₂ and CO₂ with application to climate studies. *Journal of Climate*, vol 3, p. 209-217. 1990.

CHOU, M. D.; LEE, K. T. Parametrizations for the absorption of solar radiation by water vapor and ozone. *American Meteorological society*. vol 53, p. 1203-1208. 1996.

COHEURA, P. F.; CLERBAUXA, C.; CARLEER, M.; FALLY, S.; HURTMANS, D.; COLIN, R.;HERMANS, C.;VANDAELE, A. C.; BARRET, B.; MAZIÈRE, M. D.; BACKER,H. D. Retrieval of atmospheric water vapor columns from FT visible solar absorption spectra and evaluation of spectroscopic databases. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, vol 82, p. 133-150. 2003.

CORREA, A, L.; AYMOSE, M. A. Forçante Natural e Antrópica. Painel Brasileiro de Mudanças climáticas. Capítulo 7. p. 278-319. 2011.

CORREIA, F. W. S.; ALVALÁ, R. C. S.; MANZI, A. O. Impacto das modificações da cobertura vegetal no balanço de água na amazônia: um estudo com modelo de circulação geral da atmosfera (MCGA). *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. 21, p. 153-167. 2006.

CORRÊA, C. S.; WIEGAND, F.; DALLAROSA, R.; SENNA, R. C. Análise da ocorrência dos fluxos e jatos de nível baixo no perfil vertical do vento na baixa atmosfera em Manaus (AM). *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol.23, p. 327-333. 2008.

CULLATHER, R. I.; BOSILOVICH, M. G. The Moisture Budget of the Polar Atmosphere in MERRA. *J. Climate*, vol. 24, p. 2861-2879. 2011.

DESSLER, A. E.; ZHANG, Z.; YANG,P. Water-vapor climate feedback inferred from climate fluctuations, 2003-2008. *Geophysical Research Letters*, vol. 35, L20704, doi:10.1029/2008GL035333, 2008.

- DESSLER, A. E.; WONG, S. Estimates of the Water Vapor Climate Feedback during El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Climate*, vol. 22, p. 6404-6412. 2009.
- DESSLER, A. E.; SCHOEBERL, M. R.; WANG, T.; DAVIS, S. M.; ROSENLOF, K. H. Stratospheric water vapor feedback. *PNAS*, vol. 9, p. 1-5. 2013.
- DOUGLASS, D. H.; CHRISTY, J. R. Limits on CO₂ climate forcing from recent temperature data of earth. *Energy and Environment*, vol. 20, p.1-18. 2009.
- DOUGLAS, M. W.; MADDOX, R. A.; HOWARD, K.; REYES, S. The Mexican Monsoon, *Journal of Climate*, vol. 6, p. 1665-1677. 1993.
- ELLINGSON, R. G.; ELLIS, J. FELLS, S. The Intercomparison of Radiation Codes Used in Climate Models: Long Wave Results. *Journal of Geophysical Research*, vol. 96 (D5), p. 8929-8953, 1991.
- ESSENHIGH, R. H. Does CO₂ really drive global warming? *Journal Chemical innovation*, vol. 31, p. 44-46. 2001.
- FARBROT, H., B. ETZELMÜLLER, T. V. SCHULER, Á. GUÐMUNDSSON, T. EIKEN, O. HUMLUM, AND H. BJÖRNSSON. Thermal characteristics and impact of climate change on mountain permafrost in Iceland. *Journal of Geophysical Research*, vol. 112, p. 1-12. 2007.
- FAVORS, J. E.; ABATZOGLOU, J. T. Regional Surges of Monsoonal Moisture into the Southwestern United States. *Monthly Weather Review*, vol. 141, p. 182-191. 2013.
- FERRO, C. A. T.; HANNACHI, A.; STEPHENSON, D. B. Simple Nonparametric Techniques for Exploring Changing Probability Distributions of Weather. *Journal of Climate*, vol 18, p. 4344-5354. 2005.
- FISCH, G.; VENDRAME, I. F.; HANAOKA, P. C. M. Variabilidade espacial da chuva durante o experimento LBA/TRMM 1999 na Amazônia. *Acta Amazonica*, vol. 37, p. 583-590, 2007.
- FREIDENREICH, S. M.; RAMASWAMY, V. Solar Radiation Absorption by Carbon Dioxide, Overlap with Water, and a Parameterization for General Circulation Models. *Journal of Geophysical Research*, vol 98, p. 7255-7264. 1993.
- FORSTER, P. M. D.; COLLINS, M. Quantifying the water vapour feedback associated with post-Pinatubo global cooling, *Climate Dynamics*, vol. 23, p. 207-214. 2004.
- FU, Q.; CRIBB, M. C.; BARKER, H. W.; KRUEGER, S. K.; GROSSMAN, A. Cloud Geometry Effects on Atmospheric Solar Absorption. *American Meteorological Society*, vol 57, p. 1156-1168, 2000.
- FUGLESTVEDT, J.S.; ISAKSEN, I.S.A; WANG, W. C. Estimates of indirect global warming potentials for CH₄, CO, and NO_x. *Clim. Change*, vol. 34, p. 405-437.1996.

- GARFINKEL, C. I.; WAUGH, D. W.; OMAN, L. D.; WANG, L.; HURWITZ, M. Temperature trends in the tropical upper troposphere and lower stratosphere: Connections with sea surface temperatures and implications for water vapor and ozone, *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 118, p. 9658-9672. 2013.
- GRAVERSEN, R. G. Do changes in the midlatitude circulation have any impact on the Arctic surface air temperature trend. *Journal Climate*, vol. 19, p. 5422-5438, 2006.
- GRAVERSEN, R. G.; MAURITSEN, T.; TJERNSTRÖM, M.; KÄLLÉN, E.; SVENSSON, G. Vertical structure of recent Arctic warming. *Nature*, vol 541, p. 53-57, 2008.
- GRAVERSEN, R. G. & WANG, M. Polar amplification in a coupled model with locked albedo. *Climate Dynamical*, vol. 33, p. 629-643, 2009.
- HAMED, K. H. Trend detection in hydrologic data: The Mann–Kendall trend test under the scaling hypothesis. *Journal of Hydrology*, vol. 349, p. 350-363. 2008.
- HANSEN, J.; SATO, M.; RUEDY, R. Radiative forcing and climate response. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, p. 6831-6864. 1997.
- HARRIS, H.; ARENSON, L. U.; CHRISTIANSEN, H. H.; ETZELMÜLLER, B.; FRAUENFELDER, R. GRUBER, S.; HAEBERLI, W.; HAUCK, C.; HÖLZLE, M.; HUMLUM, O.; ISAKSEN, K.; KÄÄB, A.; KERN-LÜTSCHEG, M. A.; LEHNING, M. MATSUOKA, N.; MURTON, J. B.; NÖTZLI, J.; PHILLIPS, M.; ROSS, R.; SEPPÄLÄ, M.; SPRINGMAN, S. M.; MÜHLL, D. V. Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, vol. 92, p. 117-171. 2009.
- HARTMANN, D. L. *Global Physical Climatology*. International geophysics series. A series of monographs and textbooks. Edited by Renata Dmowska and James r. Holton. Vol. 56. p 425. (International geophysics : v. 56). Includes index. ISBN 0-12-328530-5.
- HELD, I.M.; SODEN, B. J. Water vapor feedback and global warming. *Annu. Rev. Energy Environ*, vol 25, p. 441-475. 2000.
- HELD, I. M.; SODEN, B. J. Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. *Journal of Climate*, vol 19, p. 5686-5699. 2006.
- HOREL, J. D.; KOUSKY, V. E.; KAGANO, M. T. Atmospheric conditions in the Atlantic sector during 1983 and 1984. *Nature*, vol. 322, p. 248-251. 1986.
- HOUGHTON, J. T., Y. DING, D. J. GRIGGS, M. NOGUER, P. J. VAN DER LINDEN, X. DAI, K. MASKELL, AND C. A. JOHNSON, E. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press, 881 pp, 2001.
- HUSKOVÁ, M. Serial rank statistics for detection of changes. *Statistics & Probability Letters*, vol. 61, p. 199-213. 2003.

INTRIERI, J. M.; FAIRALL, C. W.; SHUPE, M. D.; PERSSON, P. O. G.; ANDREAS, E. L.; GUEST, P. S.; MORITZ, R. E. An annual cycle of Arctic surface cloud forcing at SHEBA, *J. Geophys. Res.*, vol. 107, p. 8039. 2002.

IPCC 2007. *Climate change 2007: the physical science basis. Summary for policymakers.* Geneva, Switzerland: WMO and UNEF.

IPCC, *Climate Change 2007a: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, S. Solomon et al., Eds. (Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2007).

ISAKSEN, I. S. A; GRANIER, C.; MYHRE, G.; BERNTSEN, T. K.; DALSGREN, S. B., GAUSS, M.; KLIMONT, R.; BENESTAD, Z.; BOUSQUET, P.; COLLINS, W.; COX, T.; EYRING, V.; FOWLER, D.; FUZZI, S.; JÖCKEL, P.; LAJ, P.; LOHMANN, U.; MAIONE, M.; MONKS, P.; PREVOT, A. S. H.; RAES, F.; RICHTER, A.; ROGNERUD, B.; SCHULZ, M.; SHINDELL, D.; STEVENSON, D. S.; STORELVMO, T.; WANG, W. C.; VAN WEELE, M.; WILD, M.; WUEBBLES, D. *Atmospheric composition change: Climate–Chemistry interactions.* *Atmospheric Environment*, vol 43, p. 5138-5192, 2009.

JACKSON J, CARMACK E, MCLAUGHLIN F, ALLEN S. Ingram R (2010) Identification, characterization, and change of the near surface temperature maximum in the Canada Basin, 1993-2008. *J Geophys Res*, vol. 10, p. 1029-2009. 2010.

JAWOROWSKI, M.D. Z. *The Global Warming Folly. 21st Century Winter.* p. 64-75, 1999.

JAWOROWSKI, M.D. Z. *Solar cycles, no CO2, determine o climate. 21st Century Winter,* p. 52-64, 2004.

KANG, S. M.; LU, J. *Expansion of the Hadley Cell under Global Warming: Winter versus Summer.* *Journal of Climate*, vol. 25, p. 8387-8393. 2012.

KENDALL, M. G. *Rank correlation methods.* 4.ed. London:Charles Griffin, 1975. 196p.

KERRY, E.; SOLOMON, S.; FOLINI, D.; DAVIS, S.; CAGNAZZO, C. *Influence of Tropical Tropopause Layer Cooling on Atlantic Hurricane Activity.* *J. Climate*, vol. 26, p. 2288-2301. 2013.

KIEHL, J. T.; TRENBERTH, K. E. *Earth's Annual Global Mean Energy Budget.* *Bull. Amer. Met. Soc.*, vol. 78, p.197-208, 1997.

KIELY, G.; ALBERTSON, D. J.; PARLANGE, M. B. *Recent trends in diurnal variation of precipitation at Valentia on the west coast of Ireland.* *Journal of Hydrology*, vol. 207, p. 270-279. 1998.

KOSAKA, Y.; XIE, S. P. *Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling.* *Nature*, vol. 501, p. 403-407. 2013.

- LABRAGA, J. C.; FRUMENTO, O.; LÓPEZ, M. The Atmospheric Water Vapor Cycle in South America and the Tropospheric Circulation. *Journal of Climate*, vol. 13, p. 1899-1915. 2000.
- LACIS, A. A.; SCHMIDT, G. A.; RIND, D.; RUEDY, R. A. Atmospheric CO₂: Principal Control Knob Governing Earth's Temperature. *Science*, vol 330, p. 356, 2010.
- LI, W.; LI, L.; FU, R.; DENG, Y.; WANG, H. Changes to the North Atlantic subtropical high and its role in the intensification of summer rainfall variability in the Southeastern United States. *Journal of Climate*, vol. 24, p. 1499-1506. 2011.
- LI, W.; LI, L.; THING, M.; LIU, Y. Intensification of Northern Hemisphere subtropical highs in a warming climate. *Nature Geoscience*, vol. 5, p. 830-834. 2012.
- LIANG, L.; LI, L.; LIU, Q. Precipitation variability in Northeast China from 1961 to 2008. *Journal of Hydrology*, vol. 404, p. 67-76. 2011.
- LIOU, K. N. An Introduction to Atmospheric Radiation. International Geophysics Series. A series of monographs and textbooks. Second Edition. Volume 84. 264 pp. 2002.
- LIU, W. T.; TANG, W. Estimating moisture transport over oceans using space-based observations. *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, p. 01-08. 2005.
- LU, J.; VECCHI, G. A.; REICHLER, T. Expansion of the Hadley cell under global warming. *Geophysical Research Letters*, vol. 34, p. 32-45. 2007.
- MAGAÑA, V.; AMADOR, J.A.; MEDINA, S. The midsummer drought over Mexico and central America, *Journal of Climate*, vol. 12, p. 1577-1588. 1999.
- MANABE, S.; PLOSHAY, J.; LAU, N, C. Seasonal variation of surface temperature change during the last several decades. *Journal of Climate*, vol. 24, p 3817-3821. 2011.
- MANN, H. B. Non-parametric test against trend. *Econometrika*, v.13, p.245-259, 1945.
- MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C.A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 78, p. 1069-1079. 1997.
- MANTUA, N. J.; HARE, S. R. The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*, vol. 58, p. 35-44, 2002.
- MARTIN, P. E.; BARKER, E. F. The Infrared Absorption Spectrum of Carbon Dioxide. *Phys. Ver.*, vol. 41, p. 291-303, 1932.
- MARTIN, S. T.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; BAUMGARDNER, D.; CHEN, Q.; GOLDSTEIN, A. H.; GUENTHER, A.; HEALD, C. L.; MAYOL, B. O. L.; MCMURRY, P. H.; PAULIQUEVIS, T.; PÖSCHL, U.; PRATHER, K. A.; ROBERTS, G. C.; SALESKA, S. R.; SILVA D. M. A.; SPRACKLEN, D. V.; SWIETLICKI, E.;

- TREBS, I. Sources and properties of Amazonian aerosol particles. *Reviews of Geophysics*, vol. 48, p. 1-42. 2010.
- MARENGO, J., HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. *Journal of Climate*, vol. 6, p. 617-627, 1993.
- MARENGO, J. A.; NOBRE1, C. A.; TOMASELLA, J.; CARDOSO, M. F.; OYAMA, M. D. Hydro-climatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005. *Phil. Trans. R. Soc.*, vol. 363, p. 1773-1778. 2008.
- MERCADO, L.M.; BELLOUIN, N.; SITCH, S.; BOUCHER, O.; HUNTINGFORD, C.; WILD, M.; COX, P.M. Impact of changes in diffuse radiation on the global land carbon sink. *Nature*, vol 458, p. 1014-1018. 2009.
- MICHAELS, P. J. *Global Deception: The Exaggeration of the Global Warming Threat*. Center for the Study of American Business. Policy Study Number 146 June 1998.
- MILLER, M.; GHATE, V.; ZAHN, C. Cloud Radiative Divergence Forcing. *Journal of Climate*, vol. 21, p. 32-42. 2011.
- MINSCHWANER, K.; DESSLER A. E. Water Vapor Feedback in the Tropical Upper Troposphere: Model Results and Observations. *Journal of Climate*, vol. 17, p. 1272-1282, 2004.
- MINOBE, S.; KUWANO-YOSHIDA, A.; KOMORI,N.; XIE, S. P.; SMALL, R. J. Influence of the Gulf Stream on the troposphere. *Nature*, vol. 452, p. 206-209, 2008.
- MINUZZI, R. B.; RUBENS LEITE VIANELLO, R. L.; SEDIYAMA, G. C. Oscilações climáticas em Minas Gerais. *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. 25, p. 227-236, 2010.
- MITCHEL, J. F. B. The greenhouse effect and climate change. *Reviews of Geophysics*, vol. 27, p. 115-139. 1989.
- MOCK, C. J. Climatic controls and spatial variations of precipitation in the western United States. *Journal of Climate*, vol. 9, p. 1111-1125. 1996.
- MOLION, L. C. B. A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the Amazon basin with consideration of deforestation effects, PhD thesis, Univ. of Wisconsin, Madison. 1975.
- MOLION, L. C. B. Amazonia rainfall and its variability. In: *Hydrology and water manegement in the humid tropics*. Bonell, M., Hufschmidt, M.M., Gladwell, J.S. (eds.). International Hydrology Series, Cambrigde University Press, Cambrigde, Reino Unido, p. 99-111, 1993.
- MOLION, L. C. B. AQUECIMENTO GLOBAL, EL NIÑOS, MANCHAS SOLARES, VULCÕES E OSCILAÇÃO DECADEAL DO PACÍFICO. *Revista Climanalise*, vol. 03, p. 35-41. 2006.

MYHRE, G.; NILSEN, J.S.; GULSTAD, L.; SHINE, K.P.; ROGNERUD, B.; ISAKSEN, I.S.A. Radiative forcing due to stratospheric water vapour from CH₄ oxidation. *Geophysical Research Letters*, vol 34 (1), L01807. doi:10.1029/2006GL027472, 2007.

NEAL, E. G.; WALTER, M. T.; COFFEEN, C. Linking the pacific decadal oscillation to seasonal stream discharge patterns in Southeast Alaska. *Journal of Hydrology*, vol. 263, p. 188-197, 2002.

OHASHI, M.; TANAKA, H. L. Data Analysis of Recent Warming Pattern in the Arctic. *SOLA*, vol. 6A, p. 01-04. 2010.

OINAS, V.; LACIS, A. A.; RIND, D.; SHINDELL, D. T.; HANSEN, J. E. Radiative cooling by stratospheric water vapor: Big differences in GCM results. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 28, p. 2791-2794. 2001.

OMM, BOLETÍN SOBRE LOS GASES DE EFECTO INVERNADERO. N° 7 | 21 de noviembre de 2011.

PAL, I; AL-TABBAA, A. Trends in seasonal precipitation extremes An indicator of climate change in Kerala, India. *Journal of Hydrology*, vol. 367, p. 62-69, 2009.

PALTRIDGE, G.; ARKING, A.; POOK, M. Trends in middle- and upper-level tropospheric humidity from NCEP reanalysis data. *Theor Appl Climatol*, vol 98, p. 351-359. 2009.

PETTITT, A.N. A non-parametric approach to the change point problem, *Appl. Statist.*, vol. 28 (2), p. 126-135. 1979.

PETTY, G. W. A first course in atmospheric thermodynamics. 1 st Ed. Sundog Publishing. p. 338. 2008.

PEZZATTI, G. B.; ZUMBRUNNEN, T.; BÜRGI, M.; AMBROSETTI, P.; CONEDERA, M. Fire regime shifts as a consequence of fire policy and socio-economic development: An analysis based on the change point approach. *Forest Policy and Economics*, vol. 29, p. 7-18, 2013.

PITARI, G.; MANCINI, E. Climatic Impact of Future Supersonic Aircraft: Role of Water Vapour and Ozone Feedback on Circulation. *Phys. Chem. Earth*, vol. 26, p. 571-576, 2001.

POLYAKOV, I. V.; TIMOKHOV, L. A.; ALEXEEV, V. A.; BACON, S.; DMITRENKO, I. A.; FORTIER, L.; FROLOV, I. E.; GASCARD, J. C.; HANSEN, E.; IVANOV, V. V.; LAXON, S.; MAURITZEN, C.; PEROVICH, D.; SHIMADA, K.; SIMMONS, H. L.; SOKOLOV, V. T.; STEELE, M.; TOOLE, J. Arctic Ocean Warming Contributes to Reduced Polar Ice Cap. *Journal of Physical Oceanography*, vol. 40, p. 2743-2756. 2010.

- PONSARDIN, P.L.; BROWELL, E. V. Measurements of H₂¹⁶O Linestrengths and Air-Induced Broadenings and Shifts in the 815-nm Spectral Region. *Journal of molecular spectroscopy*, vol. 185, p. 58-70, 1997.
- PORTELA, M. M.; QUITELA, A. C.; SANTOS, J. F.; VAZ, C.; MARTINS, C. Tendência em séries temporais de variáveis hidrológicas. *Revista Recursos Hídricos*, vol. 32, p. 43-60. 2011.
- QUAN, X. W.; DIAZ, H. F.; HOERLING, M. P. Change in the tropical Hadley cell since 1950, in *The Hadley Circulation: Past, Present, and Future*. Edited by H. F. Diaz and R. S. Bradley, Cambridge Univ. Press, New York (2004).
- RAMANATHAN, V.; COAKLEY, J. A. Climate Modeling Through Radiative Convective Models. *Review of Geophysics & Space Physics*. Vol. 16. P. 465. 1978.
- RANDEL, W.J.; WU, F.; VOMEL, H.; NEDOLUHA, G. E.; FORSTER, P. M. D.; *Geophys. Res.*, vol. 111, (D12), D12312 (2006).
- RANDEL, W. J. Variability and Trends in Stratospheric Temperature and Water Vapor, in *The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry* (eds L. M. Polvani, A. H. Sobel and D. W. Waugh), American Geophysical Union, Washington, D. C. 2013. doi: 10.1002/9781118666630.ch7.
- RAO, V. B.; CHAPA, S. R.; FERNANDEZ, J. P. R.; FRANCHITO, S. H. A Diagnosis of Rainfall over South America during the 1997/98 El Niño Event. Part II: Roles of Water Vapor Transport and Stationary Waves. *Journal of Climate*, vol. 15, p. 512-521, 2002.
- RAO, V. B.; CHAPA, S. R.; FERNANDEZ, J. P. R.; FRANCHITO, S. H. A Diagnosis of Rainfall over South America during the 1997/98 El Niño Event. Part II: Roles of Water Vapor Transport and Stationary Waves. *Journal of Climate*, vol. 15, p. 512-521, 2002.
- ROBOCK, A. Volcanic Eruption, El Chichón. *The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change. Encyclopedia of Global Environmental Change* (ISBN 0-471-97796-9), vol. 1, p. 736-736, 2002.
- ROCHA, H. R.; MANZI, A. O.; SHUTTLEWORTH, J. Evapotranspiration, in *Amazonia and Global Change* (eds M. Keller, M. Bustamante, J. Gash and P. Silva Dias), American Geophysical Union, Washington, D. C. 2013. doi: 10.1029/2008GM000817.
- ROHS, S.; SCHILLER, C.; RIESE, M.; ENGEL, A.; SCHMIDT, U.; WETTER, T.; LEVIN, I.; NAKAZAWA, T.; AOKI, S. Long-term changes of methane and hydrogen in the stratosphere in the period 1978–2003 and their impact on the abundance of stratospheric water vapor. *J. Geophys. Res.*, Vol. 111, No. D14, D14315 10.1029/2005JD006877. 2006.

- ROMPS, D. M.; KUANG, Z. Overshooting convection in tropical cyclones. *Geophysical Research Letters*, vol. 36 (9): L09804. doi: 10.1029/2009GL037396. 2009.
- ROSENLOF, K. H. How Water Enters the Stratosphere. *Science*, vol 302. P. 1691-1692. 2003.
- ROSENLOF, K. H., OLTMANS, S. J., KLEY, D. Stratospheric water vapor increases over the past half-century. *Geophys. Res. Lett.*, vol.: 28, pp.: 1195-1198, 2001.
- ROSENLOF, K. H., REID, G. C. Trends in the temperature and water vapor content of the tropical lower stratosphere: Sea surface connection. *J. Geophys. Res.*, vol. 113, D06107, doi:10.1029/2007JD009109. 2008.
- ROSS, R. J.; ELLIOTT, W. P. Radiosonde-Based Northern Hemisphere Tropospheric Water Vapor Trends. *Journal of Climate*, vol. 14, p. 1602-1612. 2001.
- SANTER, B.D.; WEHNER, F.; WIGLEY, T.M.L.; SAUSEN, R.; MEEHL, G. A.; TAYLOR, K. E.; AMMANN, C.; ARBLASTER, J.; WASHINGTON, W.M.; BOYLE, J.S.; BRÜGGEMANN, W.; Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes. *Science*, vol. 301, p. 479-483, 2003.
- SANTER, B. D.; MEARS, C.; WENTZ, F. J.; TAYLOR, K. E.; GLECKLERA, P. J.; WIGLEY, T. M. L.; BARNETT, T. P.; BOYLE, J. S. BRÜGGEMANN, W.; GILLET, N. P.; KLEIN, S. A.; MEEHL, G. A.; NOZAWA, T.; PIERCE, D. W.; STOTT, P. A.; WASHINGTON, W. M.; WEHNER, M. F. Identification of human-induced changes in atmospheric moisture content. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 104, p. 15248-15253. 2007.
- SARKISSIAN, A.; SLUSSER, J. Water vapor total column measurements using the Elodie Archive at Observatoire de Haute Provence from 1994 to 2004. *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 2, p. 319-326. 2009.
- SCAIFE, A. A., N. BUTCHART, D. R. JACKSON, AND R. SWINBANK Can changes in ENSO activity help to explain increasing stratospheric water vapor? *Geophys. Res. Lett.*, vol 30, p. 17. 2003.
- SCREEN, J. A.; SIMMONDS, I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, vol. 464, p. 1334-1337, 2010.
- SCHERMAUL, R.; LEARNER, R. C. M.; NEWNHAM, D. S.; WILLIAMS, R. G.; BALLARD, J.; ZOBOV, N. F.; BELMILOUD, B.; TENNYSONZ, J. The Water Vapor Spectrum in the Region 8600–15 000 cm^{-1} : Experimental and Theoretical Studies for a New Spectral Line Database. *Journal of Molecular Spectroscopy*, vol. 208, p. 32-42. 2001.
- SCHMITZ, J. T.; MULLEN, S. L. Water vapor transport associated with the summertime North American monsoon as depicted by ECMWF analyses. *Journal of Climate*, vol. 9, p. 1621-1634. 1996.

SHENG YUE, S.; PILON, P.; CAVADIAS, G. Power of the Mann-Kendall and Spearman's rank tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of Hydrology*, vol. 259, p. 254-271. 2002.

SHERWOOD, S. C.; ROCA, R.; WECKWERTH, T. M.; ANDRONOVA, N. V. Tropospheric water vapor, convection, and climate. *Reviews of Geophysics*, vol. 48, p. 1-29. 2010.

SHIKLOMANOV, N. I.; NELSON, F. E. Permafrost and Periglacial features | Active Layer Processes. *Encyclopedia of Quaternary Science*, Second Edition, p. 421-429, 2013.

SHINDELL, D. T., G. A. SCHMIDT, R. L. MILLER, AND D. RIND. Northern Hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar, and volcanic forcing. *J. Geophys. Res.*, 106(D7), doi:10.1029/2000JD900547. 2001.

SHINE, K. P.; STURGES, W. T. CO₂ Is Not the Only Gas. *Science*. 315. doi: 10.1126/science.1141677. 1804, 2007.

SIDGEWICK, F. S. *The Chemical Elements and Their Compounds*. Oxford, United Kingdom: Clarendon Press, Vol. 11, p. 859-863, 1950.

SIMMONS, A. J.; WILLETT, K. M.; JONES, P. D.; THORNE, P. W.; DEE, D. P. Low-frequency variations in surface atmospheric humidity, temperature, and precipitation: Inferences from reanalyses and monthly gridded observational data sets. *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, p. 23-32. 2010.

SITCH, S.; COX, P.M.; COLLINS, W.J.; HUNTINGFORD, C. Indirect radiative forcing of climate change through ozone effects on the land-carbon sink. *Nature*, vol. 448. doi:10.1038/nature06059, 2007.

SHU, J., W. TIAN, J. AUSTIN, M. P. CHIPPERFIELD, F. XIE, AND W. WANG. Effects of sea surface temperature and greenhouse gas changes on the transport between the stratosphere and troposphere, *J. Geophys. Res.*, vol. 116, D02124, doi:10.1029/2010JD014520. 2011.

SMADI, M. M.; ZGHOUL, A. A Sudden Change In Rainfall Characteristics In Amman, Jordan During the mid 1950s. *American Journal of Environmental Sciences*, vol. 2, p. 84-91. 2006.

SODEN, B. J.; HELD, I. M.; COLMAN, R. Quantifying Climate Feedbacks Using Radiative Kernels. *Journal of Climate*, vol. 21, p. 3504-3520, 2008.

SOLOMON, S., ROSENLOF, K. H., PORTMANN, R. W., DANIEL, J. S., DAVIS, S. M., SANFORD, T. J., PLATTNER, G. K. Contributions of Stratospheric Water Vapor to Decadal Changes in the Rate of Global Warming. *Science*, vol. 327, p. 1219, 2010.

SOME'E, B. S.; EZANI, A.; TABARI, H. Spatiotemporal Trends and Change Point of Precipitation in Iran. *Atmospheric Research*, vol. 113, p. 1-12. 2012.

- STACHNIK, J. P.; SCHUMACHER, C. A comparison of the Hadley circulation in modern reanalyses, *Journal of Geophysical Research*, vol. 116, p. 234-246. 2011.
- STENDEL, M.; CHRISTENSEN, J. H.; PETERSEN, D. Arctic Climate and Climate Change with a Focus on Greenland. Review Article *Advances in Ecological Research*, vol. 40, p. 13-43. 2008.
- STENSRUD R. L.; GALL, S. L.; MULLEN, K. W. Howard. Model climatology of the Mexican monsoon. *Journal of Climate*, vol. 8, p. 1775-1794. 1995.
- STENSRUD, D. J.; GALL, R.; MULLEN, S.; HOWARD, K. W. Model Climatology of the Mexican Monsoon. *Journal of Climate*, vol. 8, p. 1775-1794. 1995.
- SU, H.; READ, W. G. ; JIANG, J. H.; WATERS, J. W.; WU, D. L.; FETZER, E. J. Enhanced positive water vapor feedback associated with tropical deep convection: New evidence from Aura MLS, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, L05709. doi:10.1029/2005GL025505. 2006.
- TABARI, H.; TALAEI, P. H. Temporal variability of precipitation over Iran: 1966-2005. *Journal of Hydrology*, vol. 396, p. 313-320. 2011.
- TAKAHASHI, K. The Global Hydrological Cycle and Atmospheric Shortwave Absorption in Climate Models under CO₂ Forcing. *Journal of Climate*, vol 22, p. 5667-5675, 2010.
- TANDON, N. F.; GERBER, E. P.; SOBEL, A. H.; POLVANI, M. L. Understanding Hadley Cell Expansion versus Contraction: Insights from Simplified Models and Implications for Recent Observations. *Journal of Climate*, vol. 26, p. 4304-4321. 2013.
- TANIMOTO, Y. N.; IWASAKA, K.; HANAWA, TOBA, Y. Characteristic variations of sea surface temperature with multiple time scales in the North Pacific. *Journal of Climate*, vol. 6, p. 1153-1160. 1993.
- TENNESSEE, O. R. Current Greenhouse Gas Concentrations Carbon Dioxide Information Analysis Center (the primary global-change data and information analysis center of the U.S. Department of Energy). DOI: 10.3334/CDIAC/atg.032., 2011.
- TOHT, R. A. Measurements of H₂¹⁶O line position and strengths: 11 610 to 12 861 cm⁻¹. *Journal of molecular spectroscopy*, vol 166, p. 176-183. 1994.
- TOLCHENOV, R. N.; TENNYSON, J.; BRAULT, J. W.; CANAS, A. A. D.; SCHERMAUL, R. Weak Line Water Vapor Spectrum in the 11 787-13 554 cm⁻¹ Region. *Journal of Molecular Spectroscopy*, vol. 215, p. 269-274. 2002.
- TOMOZEIU R.; BUSUIOC A.; STEFAN S. Changes in seasonal mean maximum air temperature in Romania and their connection with large-scale circulation. *International Journal of Climatology*, vol. 22, p. 1181-1196. 2002.

- TONKAZ, T.; CETIN, M.; TÜLÜCÜ, K. The impact of water resources development projects on water vapor pressure trends in a semi-arid region, Turkey. *Climatic Change*, vol. 82, p.195-209. 2007.
- TRENBERTH, K. E. Storm tracks in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, vol. 48, p. 2159-2178. 1991.
- TRENBERTH, K. E.; DAI, A.; RASMUSSEN, R. M.; PARSONS, D. B. The changing character of precipitation. *American Meteorological Society*. vol. 84, p. 1205-1217. 2003.
- TRENBERTH, K. E.; DAVIS, C. A.; FASULLO, J. Water and energy budgets of hurricanes: Case studies of Ivan and Katrina. *J. Geophys. Res.*, vol. 112, D23106, doi:10.1029/2006JD008303, 2007
- URBANA, J.; LAUTIEA, N.; MURTAGHA, D.; ERIKSSON, P.; KASAI, Y.; LOXOW, S.; DUPUY, E.; NOË, J.; FRISK, U.; OLBERG, M.; FLOCHMOËN, E.; RICAUDG, P. Global observations of middle atmospheric water vapour by the Odin satellite: An overview. *Planetary and Space Science*, vol. 55, p. 1093-1102, 2007.
- VAREJÃO, M. A. *Meteorologia e climatologia. Versão digital*. Recife-Bra. 2006.
- VEIGA, J. A. P.; MARENGO, J. A.; RAO, V. R. A influência das anomalias de tsm dos oceanos atlântico e Pacífico sobre as chuvas de monção da América do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. 17, p. 181-194, 2002.
- VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C. B.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M. A.; SILVA DIAS, P.; ZIPSER, E. The south american low-level jet experimente. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 87, p. 63-77, 2006.
- VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. *Meteorologia básica e aplicações*. 2ª Ed. UFV, p. 460, 2013.
- VILLARINI, G. Analyses of annual and seasonal maximum daily rainfall accumulations for Ukraine, Moldova, and Romania. *International Journal of Climatology*, vol. 32, p. 2213-2226. 2011.
- VILLARINI G; SMITH J.A.; BAECK M.L.; KRAJEWSKI W. F. Examining flood frequency distributions in the Midwest U.S. *Journal of the American Water Resources Association*, vol. 43, p. 447-463. 2011.
- VILLARINI, G.; SMITH, J. A.; SERINALDI, F.; NTELEKOS, A. A. Analyses of seasonal and annual maximum daily discharge records for central Europe. *Journal of Hydrology*, vol. 399, p. 299-312. 2011.

- VUILLE, M.; FRANCOU, B.; WAGNON, P.; JUEN, I.; KASER, G.; MARK, B. G.; BRADLEY, R. S. Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth Science Reviews*, vol. 89, p. 79-96. 2008.
- WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. *Atmospheric Scienc: An Intruduction Suervel*. University of Washigton. Second Ediction. 2006.
- WIJNGAARD, J. B.; KLEIN TANK, A. M. G.; KÖNNEN, G. P. Homogeneity of 20th century european daily temperature and precipitation series. *International journal of climatology*, vol. 23, p. 679-692, 2003.
- WILLET, K.M. et al. Attribution of observed surface humidity changes to human influence. *Nature*, vol. 449, p.710-712, 2007.
- WONG, H.; HU, B. Q.; IP, W. C.; XIA, J. Change-point analysis of hydrological time series using grey relational method. *Journal of Hydrology*, vol. 324, p. 323-338. 2006.
- WU, Y. Simultaneous change point analysis and variable selection in a regression problem. *Journal of Multivariate Analysis*, vol. 99, p. 2154-2171. 2008.
- XU, Z. X.; TAKEUCHIA, K.; ISHIDAIRA, H. Monotonic trend and step changes in Japanese precipitation. *Journal of Hydrology*, vol. 279, p. 144-150. 2003.
- YAMAMOTO, C. Direct absorption solar radiation by atmospheric water vapor, carbon dioxide and molecular oxygen. *Journal of the Atmospheric sciences*, vol 19, p. 182-188. 1962.
- YANG, Y. TIAN, F. Abrupt change of runoff and its major driving factors in Haihe River Catchment, China. *Journal of Hydrology*, vol. 374, p. 373-383, 2009.
- YANG, X. L.; XU, L. R.; LIU, K. K.; LI, C. H. HU, J. XIA, X. H. Trends in Temperature and Precipitation in the Zhangweinan River Basin during the last 53 Years. *Procedia Environmental Sciences*, vol. 8, p. 1966-1974, 2012.
- ZDUNKOWSKI, W.; TRAUTMANN, T.; BOTT, A. *Radiation in the atmosphere. A Course in Theoretical Meteorology*. Published in the United States of America by Cambridge University Press, New York. 2007.
- ZHANG, S.; LU, X. X.; HIGGITT, D. L.; CHEN, C. T. A.; HAN, J.; SUN, H. Recent changes of water discharge and sediment load in the Zhujiang (Pearl River) Basin, China. *Global and Planetary Change*, vol. 60, p. 365-380. 2008.