

**UNIVERSIDADE DO EXTREMO SUL CATARINENSE - UNESC  
UNIDADE ACADÊMICA HUMANIDADES, CIÊNCIAS E  
EDUCAÇÃO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS  
AMBIENTAIS  
MESTRADO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS**

**ANA PAULA NOLA DENSKI**

**ESTIMATIVA E PROBABILIDADE DE OCORRÊNCIA DA  
EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA  
EM URUSSANGA, SC**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais da Universidade do Extremo Sul Catarinense - UNESC, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências Ambientais.

Orientador: Prof. Dr. Álvaro José Back

**CRICIÚMA  
2014**

#### Dados Internacionais de Catalogação na Publicação

D413e Denski, Ana Paula Nola.

Estimativa e probabilidade de ocorrência da evapotranspiração de referência em Urussanga, SC / Ana Paula Nola Denski ; orientador : Álvaro José Back. – Criciúma, SC : Ed. do Autor, 2014.

121 p. : il. ; 21 cm.

Dissertação (Mestrado) - Universidade do Extremo Sul Catarinense, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Criciúma, 2014.

1. Evapotranspiração – Urussanga (SC). 2. Mudanças climáticas. I. Título.

CDD. 22. ed. 551.572

Bibliotecária Eliziane de Lucca Alosilla – CRB 14/1101

Biblioteca Central Prof. Eurico Back - UNESC

**FOLHA DE APROVAÇÃO**

**DISPONIBILIZADO PELO DEPARTAMENTO DO PPGCA**



## AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha família pelo incentivo, especialmente à minha mãe Angela Nola pelo carinho e apoio incondicional.

Ao meu noivo Felipe Bif e sua família pela amizade e incentivo.

As minhas amigas e colegas engenheiras ambientais pelo incentivo, especialmente à minha amiga e colega Morgana Levati por me incentivar a ingressar no Mestrado em Ciências Ambientais.

A todos os professores do Mestrado em Ciências Ambientais por partilharem suas ciências que muito contribuíram para meu crescimento humano e profissional.

A todos meus colegas do Mestrado em Ciências Ambientais pela rica convivência interdisciplinar! Especialmente aos colegas: Thoy, Marília, Paulinha, Ivan, Armando e Ana Isabel.

A Izadora Hoffer, secretária do PPGCA por sua presteza e prestatividade em me auxiliar sempre que necessitei.

A Elisangela Just, bibliotecária da UNESC por sua ajuda e “olho clínico” na formatação deste trabalho.

À UNESC e CAPES por me oportunizarem a realização do curso de Mestrado em Ciências Ambientais.

À EPAGRI/INMET pela disponibilização dos dados para a realização deste trabalho.

Aos professores Dr. Nilzo Ivo Ladwig e Dr. Márcio Sônego pelas contribuições a este trabalho.

Agradeço especialmente ao professor Dr. Álvaro José Back por compartilhar generosamente de seu conhecimento na orientação deste trabalho. Grata ao seu incentivo, apoio e paciência de Jó em responder meus questionamentos e dúvidas na realização deste trabalho.



*Ediscere, scire, agere, vincere .*





## RESUMO

A evapotranspiração é componente do ciclo hidrológico, inverso à precipitação, representa a água que retorna para a atmosfera, a qual em forma de vapor, através dos processos de evaporação e transpiração vegetal. A evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ), definida para uma superfície de referência, é um fenômeno mundialmente estudado por ser um importante parâmetro utilizado em estudos meteorológicos, climatológicos e hidrológicos. O objetivo do estudo foi estimar a  $ET_0$  associada a diferentes níveis de probabilidade para Urussanga, SC. Assim como, identificar através de análise estatística possíveis tendências temporais nas séries climatológicas de temperaturas máxima e mínima, insolação, velocidade do vento e umidade relativa utilizadas no cálculo da  $ET_0$ . O trabalho foi desenvolvido a partir dos dados diários de temperatura máxima, temperatura mínima, insolação, umidade relativa e velocidade do vento do período de 01 de outubro de 1980 a 31 de dezembro de 2013. Os dados utilizados foram obtidos da estação meteorológica do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), localizadas no município de Urussanga, SC. No período estudado foi observada tendência estatisticamente significativa para o aumento da temperatura média anual ( $0,0174\text{ }^\circ\text{C.ao ano}$ ) e para a diminuição da velocidade do vento no mês de julho ( $0,0055\text{ m.s}^{-1}\text{ ao ano}$ ). Não houve diferenças significativas nas médias de  $ET_0$  diária calculadas nos diversos períodos agrupados. A  $ET_0$  média diária variou entre  $4,02\text{ mm.d}^{-1}$  a  $1,24\text{ mm.d}^{-1}$  no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013. A distribuição Beta foi a mais adequada para a análise de frequência para os valores de  $ET_0$  diários, apresentando melhor aderência aos dados. Para os valores de  $ET_0$  agrupados por pentada, decêndio, quinzena e mensal observou-se que as seis distribuições de frequência analisadas ajustaram-se adequadamente as frequências observadas de  $ET_0$ . No entanto a distribuição Beta apresentou melhor aderência à frequência observada em todos os intervalos agrupados. Os valores de  $ET_0$  diária com probabilidade de ocorrência de 75% podem atingir o valor mínimo de  $1,47\text{ mm.d}^{-1}$  no mês de junho e valor máximo de  $4,89\text{ mm.d}^{-1}$  no mês de dezembro. Os valores de  $ET_0$  diária e nos intervalos agrupados, com probabilidade de ocorrência de 50% são ligeiramente diferentes aos valores médios de  $ET_0$  do período observado. Essa observação é justificada pela assimetria da distribuição Beta.

**Palavras-chaves:** Mudança climática, probabilidade de ocorrência.



## ABSTRACT

Evapotranspiration is a component of the hydrological cycle, the water that returns to the atmosphere, in vapor form, through the processes of evaporation and plant transpiration. It is the inverse process of precipitation. The reference evapotranspiration ( $ET_0$ ), set to a reference surface, is a worldwide phenomenon studied to be an important parameter used in meteorological, climatological and hydrological studies. The aim of this study was to estimate the  $ET_0$  associated with different levels of probability for Urussanga, SC. As well as, identify through statistical analysis, possible temporal trends in climatological series of maximum and minimum temperatures, insolation, wind speed and relative humidity used in the calculation of  $ET_0$ . The study was developed from the data daily maximum and minimum temperature, solar radiation, relative humidity and wind speed for the period of October 1, 1980 to December 31, 2013. The data were obtained from the weather station of the National Institute of Meteorology (INMET), located in Urussanga, SC. In the period studied was observed a statistically significant trend for the increase in average annual temperature ( $0.0174\text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{year}^{-1}$ ) and the decrease in wind speed in July ( $0.0055\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  to year). There were no significant differences in average daily  $ET_0$  calculated to different grouped periods. The  $ET_0$  daily average ranged between  $4.02\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$  and  $1.24\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$  from October 1980 to December 2013. The Beta distribution was the most appropriate for the analysis of frequency for values  $ET_0$  daily, presenting the best adjustment to the data. For values of  $ET_0$  grouped by pentad, ten days, fortnight and monthly was observed that the six frequency distributions analyzed are properly set the observed frequencies of  $ET_0$ . However Beta distribution showed better adhesion to the frequency observed in all grouped intervals. The values of  $ET_0$  with probability of 75% can reach the minimum value of  $1.47\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$  in June and maximum value of  $4.89\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$  in December. The values of daily  $ET_0$  and grouped in intervals, with probability of 50% is slightly different to the average values of  $ET_0$  the period observed. This observation is explained by the asymmetry of the Beta distribution.

**Keywords:** Climate change, probability of occurrence.



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Diferentes tipos de variação climática. (A) Registro caracterizado apenas por longas oscilações periódicas. (B) Mudança rápida de um estado médio para outro. (C) Tendência gradual, seguida por outro estado médio (D) Mudança na variância, sem alteração na média ao longo do período do registro. As escalas são arbitrárias. ....	47
Figura 2 – Localização do município de Urussanga, SC. ....	51
Figura 3 – Estação Meteorológica do INMET em Urussanga, SC. ....	52
Figura 4 – Aderência dos valores de $ET_0$ diária às distribuições. ....	77
Figura 5 – Aderência dos valores de $ET_0$ diária agrupada por pentada as distribuições .....	82
Figura 6 – Aderência dos valores de $ET_0$ diária agrupada por decêndio as distribuições .....	85
Figura 7 – Aderência dos valores de $ET_0$ diária agrupada por quinzena as distribuições .....	88
Figura 8 – Aderência dos valores de $ET_0$ diária agrupada por mês as distribuições .....	90



## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Estatísticas do teste de Mann-Kendall para as séries climatológicas de Urussanga, SC .....	63
Tabela 2 – Teste de Theil-Sen.....	65
Tabela 3 – Estatísticas da evapotranspiração de referência diária para a região de Urussanga, SC no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013.....	67
Tabela 4 – Estatísticas da evapotranspiração de referência por pentada para a região de Urussanga, SC no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013. ....	68
Tabela 5 – Estatísticas da evapotranspiração de referência por decêndio para a região de Urussanga, SC no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013. ....	71
Tabela 6 – Estatísticas da evapotranspiração de referência por quinzena para a região de Urussanga, SC no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013. ....	72
Tabela 7 – Estatísticas da evapotranspiração de referência por mês para a região de Urussanga, SC no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013.....	74
Tabela 8 – Teste de aderência K-S para valores de $ET_0$ diária.....	75
Tabela 9 – Teste de aderência K-S para valores de $ET_0$ diária agrupada por pentada .....	78
Tabela 10 – Teste de aderência K-S para valores de $ET_0$ diária agrupada por decêndio .....	83
Tabela 11 – Teste de aderência K-S para valores de $ET_0$ diária agrupada por quinzena .....	86
Tabela 12 – Teste de aderência K-S para valores de $ET_0$ diária agrupada por mês .....	89
Tabela 13 – Valores de evapotranspiração de referência estimados para período diário através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno. Valores obtidos em $mm.d^{-1}$ . $T =$ Período de Retorno (anos).....	93
Tabela 14 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por pentada através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno. Valores obtidos em $mm.d^{-1}$ .....	94
Tabela 15 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por decêndio através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno.....	100





Tabela 16 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por quinzena através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno.....	102
Tabela 16 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por quinzena através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno.....	103
Tabela 17 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por período mensal através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno.....	105



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES

EPAGRI - Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina

ER - Evapotranspiração real

ET - Evapotranspiração

ET<sub>0</sub> - Evapotranspiração de referência

ET<sub>c</sub> - Evapotranspiração de cultura

ET<sub>m</sub> - Evapotranspiração máxima

ET<sub>p</sub> - Evapotranspiração potencial

ET-TW - Evapotranspiração de referência pelo método de Thornthwaite

FAO - Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia

IPCC - *Intergovernmental Panel on Climate Change* (Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas)

K<sub>c</sub> - coeficiente de cultura

OMM - Organização Meteorológica Mundial

PM-FAO - Método Penman-Monteith-FAO

PNUMA - Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente

RCPs - *Representative Concentration Pathways*

UNFCCC - Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudanças Climáticas

UR - Umidade Relativa

T - Período de retorno (em anos)



## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>23</b>
<b>2 OBJETIVOS</b> .....	<b>25</b>
2.1 OBJETIVO GERAL.....	25
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	25
<b>3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	<b>26</b>
3.1 EVAPOTRANSPIRAÇÃO.....	26
<b>3.1.1 Fatores que afetam a evapotranspiração</b> .....	<b>29</b>
<b>3.1.2 Métodos de estimativa</b> .....	<b>33</b>
3.1.2.1 Método Penman-Monteith FAO.....	39
<b>3.1.3 Probabilidade de ocorrência da <math>ET_0</math></b> .....	<b>40</b>
3.2 SISTEMA CLIMÁTICO TERRESTRE.....	43
<b>3.2.1 Variabilidade e mudança climática</b> .....	<b>45</b>
<b>4 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>51</b>
4.1 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	51
<b>4.1.1 Caracterização climática</b> .....	<b>53</b>
4.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	54
<b>4.2.1 Avaliação de tendência na série temporal</b> .....	<b>54</b>
<b>4.2.2 Estimativa da evapotranspiração de referência (<math>ET_0</math>)</b> .....	<b>56</b>
<b>4.2.3 Probabilidade de ocorrência</b> .....	<b>59</b>
4.2.3.1 Distribuição Beta.....	59
4.2.3.2 Distribuição Normal.....	60
4.2.3.3 Distribuição Log-Normal 2 parâmetros.....	60
4.2.3.4 Distribuição Gama.....	61
<b>5 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS</b> .....	<b>63</b>
5.1 ANÁLISE DE TENDÊNCIAS.....	63
5.2 ESTIMATIVA DA $ET_0$ .....	67
5.3 TESTE DE ADERÊNCIA DAS DISTRIBUIÇÕES.....	75
5.4 PROBABILIDADE DE OCORRÊNCIA.....	91
<b>6 CONCLUSÃO</b> .....	<b>107</b>
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>110</b>



## 1 INTRODUÇÃO

A evapotranspiração é um dos componentes do ciclo hidrológico, ou seja, é processo oposto à precipitação, representando a água que retorna para a atmosfera, em forma de vapor, através dos processos de evaporação e transpiração vegetal (LIMA, 2005; CAMARGO, CAMARGO, 2000; PEREIRA, VILLA NOVA, SEDIYAMA, 1997).

Segundo Alencar et al. (2011), como principal responsável pela perda de água nas bacias hidrográficas, a evapotranspiração exerce uma grande influência sobre os processos hidrológicos, sendo estreitamente relacionado com a dinâmica da umidade do solo, a recarga dos aquíferos e o escoamento superficial.

A evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ), definida para uma superfície de referência, é um fenômeno mundialmente estudado por ser um importante parâmetro utilizado em estudos meteorológicos, climatológicos e hidrológicos. Na hidrologia o conhecimento da evaporação e evapotranspiração são necessários para determinar perdas de água em reservatórios, no abastecimento de água, balanço hídrico em uma bacia hidrográfica. Na agronomia, o conhecimento da evapotranspiração é utilizado para calcular o armazenamento de água no solo, nos projetos de irrigação e drenagem, no dimensionamento e manejo destes sistemas (CARVALHO et al., 2011; LIMA, 2005; PEREIRA, VILLA NOVA, SEDIYAMA, 1997).

Conforme Carvalho et.al. (2011) existem diversos métodos tanto para a medição direta quanto para a estimativa da  $ET_0$ . A diversidade de métodos ocorre devido à complexidade da transferência da água do sistema solo-planta para a atmosfera, dos diferentes climas presentes no mundo e da dificuldade de obtenção dos elementos meteorológicos necessários para a alimentação destes métodos.

Os fatores meteorológico-climáticos que afetam a  $ET_0$  são: o saldo de radiação, a temperatura do ar, a umidade do ar e a velocidade do vento, além de superfícies de água livre, tipo de vegetação e manejo do solo.

Dentre os métodos indiretos, Penman-Monteith-FAO (PM-FAO) é considerado, internacionalmente, o mais apropriado para a estimativa da  $ET_0$ , sendo adotado como padrão pela Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura (FAO) há duas décadas. Para Carvalho et. al. (2011) este método representa de maneira consistente, o fenômeno biofísico da evapotranspiração, pois é alimentado por quase todos os elementos meteorológicos observados em estações meteorológicas de superfície.

As alterações nas condições climáticas previstas para este século têm gerado preocupação mundial, sendo o aquecimento médio global uma das grandes questões, neste contexto. Segundo IPCC (2013) caso as emissões de gases do efeito estufa continuem crescendo às atuais taxas ao longo dos próximos anos, a temperatura do planeta poderá aumentar até 4,8 °C neste século. Conforme Yu, Yang e Chou (2002) esta tendência pode levar a mudanças nos elementos do clima, como a temperatura, umidade relativa e precipitação, tanto em termos globais como regionais.

A alteração destes elementos afeta a evapotranspiração, uma vez que a mesma é dependente destes. Consequentemente, a compreensão das variações temporais e espaciais da evapotranspiração é um componente vital nos estudos hidrológicos. A distribuição e a tendências da evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ) são extremamente importantes para planejamento de recursos hídricos e para a agricultura, visto que está sendo amplamente discutido o seu comportamento futuro em função do aquecimento global (ALENCAR et al., 2011).

Alguns estudos têm verificado importantes tendências de aumento e, principalmente, diminuição na evaporação medida em tanques e na evapotranspiração nas últimas décadas, em diferentes regiões, em todo o mundo (ALENCAR et al., 2011; LIANG et al. 2009; BANDYOPADHYAY et al. 2009; XU et al., 2006a; XU et al., 2006b). No Brasil, conforme Alencar et al. (2011) poucos estudos têm sido realizados para analisar a variação temporal da evapotranspiração decorrente das novas condições climáticas.



## 2 OBJETIVOS

### 2.1 OBJETIVO GERAL

Estimar a evapotranspiração de referência( $ET_0$ ) associada a diferentes níveis de probabilidade para Urussanga, SC.

### 2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar através de análise estatística as possíveis tendências temporais nas séries climatológicas de temperaturas máxima e mínima, insolação, velocidade do vento e umidade relativa utilizadas no cálculo da evapotranspiração de referência ( $ET_0$ );
- Determinar a evapotranspiração de referência diária pelo método Penman- Monteith FAO para Urussanga, SC;
- Avaliar a tendência temporal da evapotranspiração de referência ( $ET_0$ );
- Analisar a aderência de diferentes distribuições de probabilidade aos dados de evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ) para Urussanga, SC;
- Determinar a evapotranspiração provável para períodos diários, 5, 10, 15 dias e mensal;

### 3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### 3.1 EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A evapotranspiração (ET) é o termo utilizado para descrever o retorno da água contida nas superfícies líquidas, solo, e na superfície e interior das plantas para atmosfera, em forma de vapor d'água. O termo é uma junção dos processos de evaporação e transpiração que ocorrem simultaneamente em uma superfície vegetada, sendo, portanto, difícil determiná-los separadamente.

Na evaporação, uma substância passa da fase líquida para a fase gasosa (vapor). Esse processo ocorre tanto em uma massa contínua de água (mar, lago, rio, poça) como numa superfície úmida (planta, solo). Esse fenômeno exige o suprimento de energia externa ao sistema que é fornecido pela energia solar e a transformação desta em calor latente de evaporação. O calor latente de evaporação ( $\lambda$  ou  $L$ ) é a quantidade de energia necessária para evaporar a massa de 1 grama de água a uma temperatura  $T$ . Para água, na temperatura de  $20^{\circ}\text{C}$ , o calor latente de evaporação é  $2450 \text{ J}\cdot\text{g}^{-1}$  ou  $590 \text{ cal}\cdot\text{g}^{-1}$  (PEREIRA, VILLA NOVA, SEDIYAMA, 1997).

Conforme os autores, a evaporação ocorre devido ao poder evaporante do ar gerado pela contínua renovação, mistura e movimentação atmosférica. A renovação constante do ar faz com que as camadas de ar acima da superfície não se saturem de vapor de água, mantendo um déficit de saturação, demandando por vapor e mantendo o processo evaporativo.

A evaporação da água de superfícies naturais é um importante componente do ciclo hidrológico, pois representa aproximadamente 75% do total de chuva da bacia continental que retorna para atmosfera (PEREIRA, VILLA NOVA, SEDIYAMA, 1997). A avaliação quantitativa desse fenômeno é vital para o manejo de lagoas e represas, para a secagem de produtos agrícolas, e em vários campos científicos que tratam do manejo da água e sua influencia ecológica.

A transpiração é a evaporação da água que foi utilizada nos processos metabólicos do crescimento e desenvolvimento das plantas. A transpiração ocorre através dos estômatos, estruturas microscópicas ( $< 50 \mu\text{m}$ ) que ocorrem nas folhas (de 5 a  $200 \text{ estômatos}/\text{mm}^2$ ) que permitem a comunicação entre a parte interna da planta e a atmosfera. O vapor d'água, oxigênio e o gás carbônico fluem através dos estômatos, abertos durante o dia e fechados durante a noite ou em condições de estresse hídrico, para atmosfera. O estresse hídrico das plantas ocorre

quando o solo não possui água disponível ou quando o solo possui, mas a planta não consegue absorvê-la na quantidade e velocidade suficiente para atender a demanda atmosférica (PEREIRA, VILLA NOVA, SEDIYAMA,1997).

Conforme Carvalho et al. (2011); Camargo e Camargo (2000) e Pereira, Villa Nova, Sedyama (1997) o termo “evapotranspiração” foi descrito pela primeira vez por Thornthwaite e Wilm em 1944. Segundo Carvalho et al.(2011) no ano de 1948 o climatologista americano Warren Thornthwaite e o climatologista britânico Howard Penman publicaram dois estudos independentes sobre a evapotranspiração que se tornaram importantes contribuições científicas para a agricultura, climatologia e hidrologia: “*An approach towards a rational classification of climate*”, de Warren Thornthwaite e “*Natural evaporation from open water, bare soils and grass*”, de Howard Penman .

Segundo Carvalho et al. (2011) e Pereira, Villa Nova, Sedyama (1997), a partir destes trabalhos, surgiu o conceito de evapotranspiração potencial (ETp), que corresponde à água utilizada por uma extensa superfície vegetada, em crescimento ativo na fase adulta e cobrindo totalmente o terreno, estando este bem suprido de umidade , ou seja, sem restrição a demanda atmosférica pela falta de água no solo. Nos estudos de Penman (1956) citado por Pereira, Villa Nova, Sedyama (1997) a vegetação considerada deveria ser baixa e de altura uniforme, logo a grama passou a ser a principal vegetação adotada. A grama foi tomada como padrão, pois é usada nas estações meteorológicas. Em alguns tipos de clima, adota-se a alfafa.

Sob estas condições de contorno, e considerando-as invariáveis no tempo e espaço, a transferência de água do sistema solo-planta para a atmosfera (evapotranspiração) ocorre como função apenas do balanço vertical de energia, ou seja, das condições atmosféricas sobre a vegetação, sem interferências advectivas, podendo ser estimada por métodos modelados sob embasamentos matemáticos teórico-empíricos desenvolvidos e testados para várias condições climáticas (CARVALHO et al. 2011).

Assim definida, a ETp é um elemento climatológico fundamental, que corresponde ao processo oposto a chuva, sendo expressa na mesma unidade de medida, milímetros (mm). A comparação entre a ETp e chuva resulta no balanço hídrico climatológico, indicando excessos e deficiências de umidade ao longo do ano ou da estação de crescimento das culturas (THORNHTWAITE,1956 apud PEREIRA, VILLA NOVA, SEDIYAMA,1997).

Na década de 1960, Monteith, com base no método de Penman, propôs um novo método que estimava a evapotranspiração de cultura (ET<sub>c</sub>), denominando-o de Penman-Monteith. Os valores de evapotranspiração são diferenciados de acordo com cada tipo de vegetação. O cálculo da ET<sub>c</sub> é feito utilizando-se de um coeficiente de ajuste (K<sub>c</sub>) que varia conforme a cultura e seu estágio de desenvolvimento (CARVALHO et al.,2011; PEREIRA, VILLA NOVA, SEDIYAMA,1997).

Conforme Pereira, Villa Nova, Sedyama (1997) outros dois conceitos de evapotranspiração são os de evapotranspiração de oásis e real. O oásis é uma região vegetada em meio a um grande deserto, ou seja, é uma pequena área com umidade disponível circundada por extensa área seca. No caso da evapotranspiração, define-se a condição de oásis quando: uma pequena área irrigada está rodeada por área seca ou quando a área tampão não é suficiente para eliminar os efeitos advectivos do calor sensível. A evapotranspiração nessas condições representa um valor exagerado pela advecção de calor sensível chamada de evapotranspiração máxima (ET<sub>m</sub>).

A evapotranspiração real (ER) é aquela que ocorre numa superfície vegetada, independente de sua área, de seu porte e das condições de umidade do solo. Portanto, ER é aquela que ocorre em qualquer circunstância, sem imposição de qualquer condição de contorno. Logo, a ER pode assumir tanto o valor potencial como o de oásis, ou outro qualquer. A ER pode ser limitada tanto pela disponibilidade de radiação solar como pelo suprimento de umidade do solo.

Doorenbos e Pruitt (1977) introduziram o conceito de evapotranspiração de referência (ET<sub>0</sub> ou ETr), em substituição ao termo ET<sub>p</sub>. Para os autores, a ET<sub>0</sub> é aquela de uma extensa superfície de grama com altura entre 0,08 a 0,15 m, em crescimento ativo, cobrindo totalmente o solo e sem deficiência de água. A evapotranspiração assim definida coincide com a ET<sub>p</sub>.

Em 1990 houve uma grande mudança sobre a proposição da conceituação e estimativa da ET<sub>0</sub>. Naquele ano, a FAO (Organização das Nações Unidas para a Alimentação e Agricultura) promoveu um encontro de especialistas na área para analisar os conceitos e procedimentos de metodologias de cálculos da ET, com enfoque no estabelecimento de uma nova definição para a cultura de referência e o método que pudesse estimar a ET, para esta referência. Assim, o novo conceito proposto para a ET<sub>p</sub> passou a ser, de fato, a ET<sub>0</sub>, tornando este conceito, desde então, largamente utilizado em todo o mundo. O método

recomendado para sua estimativa foi o desenvolvido por Penman-Monteith, que, após parametrização, passou a denominar-se Penman-Monteith FAO (PM-FAO) (CARVALHO et al., 2011).

Neste caso, a cultura de referência utilizada é uma cultura hipotética, cujas características se assemelham, bem de perto, à ET da grama. Isto permite que tais características (valores numéricos) mantenham-se como parâmetros constantes adotados no cálculo da  $ET_0$ . Estes parâmetros, para a cultura hipotética, são: altura de 0,12 m, albedo igual a 0,23 e resistência da cultura ao transporte de vapor d'água igual a  $69 \text{ s m}^{-1}$ . Logo, a  $ET_0$  é um elemento indicativo da demanda hídrica das culturas de um determinado local e período (ALLEN et al., 1998).

### 3.1.1 Fatores que afetam a evapotranspiração

Segundo Pereira, Villa Nova, Sedyama (1997) a evapotranspiração é controlada pela disponibilidade de energia, pela demanda atmosférica, e pelo suprimento de água do solo às plantas, que por sua vez, são condicionados pelas variáveis meteorológicas: radiação solar, temperatura, precipitação, velocidade do vento, pressão de vapor e umidade relativa do ar. Essas variáveis agem concomitantemente.

A disponibilidade de energia depende do local e da época do ano. O local é caracterizado pelas coordenadas geográficas (latitude e altitude) e pela topografia da região. A latitude determina o total diário de radiação solar potencialmente passivo de ser utilizado no processo evaporativo.

A radiação solar pode ser definida como o total de energia emitida pelo sol, que incide sobre a superfície terrestre, com comprimento de onda compreendido entre 150 e 4.000 nm (ROSENBERG, 1974 apud CARGNELUTTI FILHO, MATZENAUER e TRINDADE, 2007). Conforme Mukammal e Bruce (1960) citado por Medeiros (2002) a radiação solar constitui-se no mais importante elemento meteorológico na estimativa da evapotranspiração, pois dela dependem os processos físicos de aquecimento e resfriamento do ar e do solo, de transferência de vapor d'água da superfície para a atmosfera e no metabolismo das plantas e dos animais). Para as plantas é, tanto, quantitativa (densidades de fluxos de energia usada na fotossíntese) como qualitativamente (comprimento de ondas e fotoperíodo, para indução ao florescimento e fotossíntese).

Conforme Casagrande, Silva Jr e Mendonça (2011) a dinâmica climática é condicionada pela radiação solar, que é a fonte de energia básica para a Terra. Cerca de 30 % dessa radiação é refletida pelas

nuvens e aerossóis e moléculas que compõe a atmosfera terrestre e retornam ao espaço sem gerar aquecimento. A proporção entre radiação refletida e a incidente é chamado albedo, que é variável para os diferentes tipos de superfície.

No momento que o balanço de radiação sofre uma determinada influência, a temperatura do ar também sofrerá, e isso é ocasionado devido à altura do sol que é determinada pela latitude, hora e dia do ano, como também a nebulosidade e a natureza de cobertura da terra. Conforme Chang (1968) o saldo de radiação responde por 80% da ET em tanques. Assim, num terreno plano, o total de radiação solar é modulado pela época do ano que determina o ângulo de incidência dos raios solares. Numa topografia acidentada, dependendo da estação do ano, terrenos com faces distintas terão disponibilidades diferentes de energia (PEREIRA, VILLA NOVA, SEDIYAMA 1997).

Para os autores, a altitude afeta diretamente a temperatura do solo, do ar, e a pressão atmosférica. Para um local, a disponibilidade de radiação é controlada pelo poder refletor da superfície, que é expresso pelo coeficiente de reflexão (albedo). Nas superfícies mais claras a reflexão é maior que nas mais escuras, e, portanto há menos energia disponível. Assim uma vegetação mais escura, como uma floresta evapotranspira mais que um cultivo agrícola ou uma pastagem, sob as mesmas condições climáticas.

A demanda atmosférica é controlada pelo poder evaporante do ar. Quanto mais seco estiver o ar, maior será a demanda atmosférica. Para uma dada temperatura existe uma quantidade máxima de umidade que o ar pode reter na forma de vapor. Quando o ar contém esse valor máximo numa dada temperatura diz-se que o ar está saturado, e a pressão de vapor é chamada de pressão de vapor de saturação. A atuação da temperatura do ar na demanda evaporativa está relacionada à radiação solar absorvida pela atmosfera e o calor emitido pela superfície cultivada. O ar aquecido na camada próxima à cultura além de transferir energia para a planta na forma de calor sensível, elevando as taxas evapotranspiratória, também interfere na taxa fotossintética das plantas (PEREIRA, VILLA NOVA, SEDIYAMA 1997; TEIXEIRA et al., 2004).

Conforme Pereira, Villa Nova, Sedyama (1997) também há uma inter-relação entre a demanda de vapor pelo ar e o suprimento de água pelo solo. O solo é um reservatório ativo que, dentro de certos limites, controla a taxa de perda de água pelas plantas. Se a demanda atmosférica for baixa ( $< 5\text{mm.d}^{-1}$ ) a planta consegue extrair água do solo até níveis bem baixos de água disponível. No entanto, se a demanda for

alta ( $> 7,5 \text{ mm.d}^{-1}$ ), mesmo com boa umidade do solo, as plantas não conseguiram extraí-la numa taxa compatível com as suas necessidades, resultando em fechamento temporário dos estômatos para evitar o ressecamento das folhas. Ou seja, há uma inter-relação entre disponibilidade de radiação solar, demanda atmosférica, e suprimento de água pelo solo.

Os autores também apontam as condições de manejo do solo como: salinidade, fertilidade, aplicação de fertilizantes, presença de camada impermeável, e outros fatores limitantes do desenvolvimento das raízes como redutores da evapotranspiração das plantas. Além das condições de manejo, o solo também afeta a ET, pela condutividade hidráulica do solo, reflexão da radiação solar, assim características como rugosidade, cor, densidade, textura, composição mineral, ângulo de exposição, rugosidade de superfície afetam o balanço energético.

A advecção, transporte horizontal de energia (calor sensível) também influencia a evapotranspiração. Em uma extensa área vegetada e sem restrição de umidade circundada por uma área seca, sob as mesmas condições meteorológicas, ocorrem balanços de energia diferentes. Na área seca, a evapotranspiração é limitada pelo solo e grande parte da radiação solar disponível é usada para aquecer o solo e o ar (calor sensível). Na área vegetada, a maior parte da energia é utilizada na evapotranspiração resultando em menor aquecimento do ar. Essa situação induz ao aparecimento de gradiente térmico entre as duas áreas. Havendo o deslocamento de ar (vento) da área seca para a vegetada, ocorrendo o transporte de calor sensível para a área úmida (PEREIRA, VILLA NOVA, SEDIYAMA, 1997).

Para os autores, nesse caso, o balanço vertical da superfície vegetada é aumentado pela contribuição de calor sensível da área seca adjacente. À medida que o ar seco se desloca sobre a área úmida ele se resfria e umedece, pois há transferência de calor para a superfície. Na área de transição seca/úmida ocorre uma evapotranspiração exagerada. Dentro da área úmida, à medida que se segue a direção dos ventos predominantes a ET diminui acentuadamente até um valor limite inferior que é resultante apenas do balanço vertical local de energia. Denomina-se área tampão a distância entre a região de transição e o ponto onde a evapotranspiração se torna mínima (potencial). O tamanho da área tampão depende do clima da região e do porte vegetação, mas quanto mais alta e rugosa esta for, maior o tamanho dessa área.

Conforme Teixeira et al. (2004) no processo de evapotranspiração a remoção de massas de ar com grau de umidade elevada sobre a vegetação ou massas de água depende, em grande parte,

do vento e da turbulência do ar. Nesse processo, o ar acima da cultura vai se tornando gradativamente saturado com vapor d'água. Se não há reposição de ar seco, a evapotranspiração da cultura decresce.

Conforme Tubelis e Nascimento (1980) a velocidade média diária do vento medida a dois metros acima do nível do solo é requerida para estimativa da  $ET_0$ . Em consequência do atrito entre a massa de ar em deslocamento e a superfície do solo, a velocidade do vento diminui com decréscimo da altura, sendo praticamente nula junto à superfície. Quanto a velocidade do vento, Allen et al. (1998) dizem que sob condições normais, ventos fortes são frequentemente associados com baixa umidade relativa, e ventos leves são comuns com umidade relativa alta. Conforme Chang (1968) o vento responde por 14% da  $ET_0$ .

A umidade é o termo usado para descrever a quantidade de vapor de água contido na atmosfera. O vapor de água atmosférico se origina a partir da superfície terrestre pela evaporação e transpiração. A umidade relativa (UR) é a razão entre o conteúdo real de umidade de uma amostra de ar e a quantidade de umidade que o mesmo volume de ar pode reter na mesma temperatura e pressão constante. É geralmente expressa na forma de porcentagem. A UR é fortemente influenciada pela temperatura do ar. O valor pode variar se houver uma mudança na temperatura do ar, mesmo que não tenha havido nenhum aumento ou diminuição em seu conteúdo de umidade (AYOADE, CHRISTOFOLETTI; 2002).

O aumento da umidade relativa do ar diminui a transpiração das plantas devido à diminuição do gradiente de concentração de vapor entre a cavidade estomática e o ar adjacente à folha, mediada pela redução do déficit de saturação de vapor do ar (VALANDRO et al., 1999). O aumento da resistência ou o fechamento estomático podem ocorrer também, com baixos níveis de umidade relativa do ar, o que reduziria ainda mais a relação com a  $ET_c$  (DAMALGO et al., 2006).

Segundo Bastos (2005) a importância da umidade do ar deve-se principalmente ao fato de estar relacionada à influência na demanda evaporativa atmosférica e assim pode-se dizer que quando muito baixa (abaixo de 60%) ou muito elevada (acima de 90%) torna-se prejudicial para a maioria das plantas. De acordo com Chang (1968) a umidade responde por 6% da  $ET_0$ .

A precipitação pluviométrica ou chuva pode ser definida como toda a água proveniente do meio atmosférico que atinge a superfície terrestre (BERTONI e TUCCI, 1997). A chuva ocorre quando há condensação do vapor d'água atmosférico pelo aumento da pressão de vapor d'água na atmosfera, até um valor de saturação nas condições



reinantes de pressão e temperatura ou pelo resfriamento do ar úmido até a temperatura do ponto de orvalho (OLIVEIRA, 2013).

Além das variáveis meteorológicas e das condições do solo, as características das plantas como: área foliar, estágio de desenvolvimento, arquitetura foliar, resistência do dossel, reflexão da radiação, grau de cobertura e características das raízes também influenciam a ET. Esses fatores geralmente são sintetizados na forma de um coeficiente específico pra cada cultura ( $K_c$ ) (PEREIRA, VILLA NOVA, SEDIYAMA, 1997; MEDEIROS, 2002).

### 3.1.2 Métodos de estimativa

A  $ET_0$  pode ser determinada por métodos diretos e indiretos. Os métodos diretos consistem na utilização de lisímetros, parcelas experimentais no campo com controle de umidade do solo e método de entrada e saída de água em grandes áreas.

Os lisímetros consistem de tanques contendo solo representativo da área de interesse e são utilizados, sobretudo para medir os componentes do balanço de água no sistema solo-planta-atmosfera, sob tratos culturais e condições climáticas específicas (PEREIRA, VILLA NOVA, SEDIYAMA 1997). Os lisímetros podem apresentar diversas formas e sistemas de medidas, porém os que usam mecanismos de pesagem são considerados os mais precisos e sensíveis para a determinação direta da evapotranspiração, pelo balanço de massa de água (FARIA, CAMPECHE, CHIBANA, 2006; BERNARDO et al. 1996). Apesar de precisos, os lisímetros apresentam alguns problemas que dificultam sua operação em escalas de tempo muito reduzidas. Além disso, apresentam custos elevados e seu uso tem sido restrito a instituições de pesquisas, tendo sua utilização justificada na calibração regional de métodos indiretos (PEREIRA, VILLA NOVA, SEDIYAMA 1997).

Os métodos indiretos estimam a evapotranspiração por meio de modelos que necessitam do conhecimento das variáveis meteorológicas. Conforme Carvalho et al. (2011) desde que a ET começou a ser estudada, muitos métodos foram desenvolvidos para sua estimativa, desde os mais simples, com base puramente empírica, até aqueles que apresentam embasamento físico consistente sobre o fenômeno. Esta diversidade de métodos ocorre devido à complexidade da transferência de água do sistema solo-planta para a atmosfera, aos diferentes climas presentes no mundo e à dificuldade de obtenção dos elementos meteorológicos necessários para a alimentação destes métodos.

Pereira, Villa Nova, Sedyama (1997, p.42) classificaram esses métodos em cinco categorias: “empíricos, aerodinâmicos, balanço de energia, combinados e correlação dos turbilhões (vórtices)”.

Conforme os mesmos, os métodos empíricos são resultantes de correlações entre a ET e elementos meteorológicos medidos em condições padronizadas. Alguns destes métodos têm aplicação quase universal. O método aerodinâmico é um método micro meteorológico com embasamento físico-teórico da dinâmica dos fluidos e transporte turbulento. Os métodos de balanço de energia representam a contabilidade das interações dos diversos tipos de energia com a superfície. Nos métodos combinados há a junção dos efeitos do balanço de energia com aqueles do poder evaporante do ar. O método PM- FAO é um método combinado. O método de correlação dos turbilhões é baseado na interação entre a atmosfera e a superfície que resulta no aparecimento de turbilhões, que promovem uma agitação contínua da atmosfera que resulta em deslocamentos horizontais e verticais com o transporte das propriedades atmosféricas.

Para Pereira, Villa Nova, Sedyama (1997) a escolha de um método de estimativa da evapotranspiração depende da disponibilidade de dados meteorológicos, escala de tempo requerida e as condições climáticas para as quais foram desenvolvidos tais métodos.

De acordo com Lima (1991) alguns métodos de estimativa da evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ) somente podem ser aplicados para estimativas mensais, outros para intervalos decendiais ou maiores. Os quais, conforme Oliveira e Volpe (2003) proporcionam valores diferentes, sendo essa diferença consequência também do local e da estação do ano.

Ainda, conforme Carvalho et al.(2011) devido à diversidade destes métodos, em razão da grande variabilidade dos parâmetros que influenciam o fenômeno, e também ao empirismo, em muitos deles, é comum haver estudos utilizando artifícios estatísticos para comparar os métodos e, assim, avaliar aquele que tem maior aplicabilidade ao local de estudo. Além dos métodos matemáticos, muitos pesquisadores têm estudado a aplicação de técnicas para a estimativa da  $ET_0$ , como a aplicação de redes neurais e estimativas de  $ET_0$  efetuadas com base em imagens de satélites.

No Quadro 1 a seguir são apresentados alguns métodos para a estimativa da  $ET_0$ , presentes na literatura apontados por Carvalho et al. (2011) e Pereira, Villa Nova, Sedyama (1997).

Quadro 1– Métodos de estimativa de evapotranspiração de referência (ET<sub>o</sub>).

Método	Referência original e/ou citada	Elementos meteorológicos de entrada <sup>1</sup>	Variáveis auxiliares de entrada <sup>1</sup>	Observações <sup>2</sup>
Penman (PEN)	Penman (1948), Yoder et al. (2005)	T <sub>x</sub> , T <sub>n</sub> , T, UR, v, n, P, Rs, Rn	DJ, Lat	Conhecido também por Penman Original
Thornthwaite (TW)	Thornthwaite (1948)	T <sub>min</sub> , T <sub>max</sub> , T	Lat	Estimativa da ET <sub>p</sub> , em escala mensal (mm mês <sup>-1</sup> ). Utilizando-se T, pode-se estimar a ET <sub>p</sub> ou ET <sub>o</sub> , em escala diária, desde que o resultado seja dividido pelo número de dias do respectivo mês - este critério pode ser válido para todos os métodos cujo resultado seja apresentado em mm mês <sup>-1</sup>
Turc (TC)	Yoder et al. (2005), Trajkovic e Kolakovic (2009), Tabari (2010)	T, UR, Rs	DJ, Lat	-
Penman-Monteith FAO (PM-FAO)	Allen et al. (1998)	T <sub>x</sub> , T <sub>n</sub> , T, UR, v, n, P, Rs, Rn	DJ, Lat	Também conhecido por Penman-Monteith FAO 56
Tanque Classe A (TCA)	Doorenbos e Pruitt (1977), Allen et al. (1998), Barros et al. (2009)	ECA, v, UR	Extensão da bordadura do tanque	
Blaney-Criddle (BC)	Doorenbos & Pruitt (1977), Pereira et al. (1997), López-Urrea et al. (2006)	T <sub>m</sub> , UR mín, n, v	DJ, Lat	Também conhecido por Blaney-Criddle FAO 24. Todos os dados de entrada em médias mensais. Estimativa da ET <sub>o</sub> em escala mensal (mm mês <sup>-1</sup> ). Com DJ e Lat, pode-se estimar o parâmetro “p” sem uso de tabela. Ver,

Método	Referência original e/ou citada	Elementos meteorológicos de entrada <sup>1</sup>	Variáveis auxiliares de entrada <sup>1</sup>	Observações <sup>2</sup>
				também, observação do método TW, para estimativa da ETo em escala diária
Makkink (MK)	Pereira et al. (1997), Yoder et al. (2005)	Rs, P, T	DJ, Lat	Os parâmetros “s” ou “ $\Delta$ ”, $\gamma$ e $\lambda$ são estimados da mesma forma que no método PM-FAO.
Hamon (HM)	Borges & Mendiondo (2007), Pereira et al. (2009)	T	DJ, Lat	DJ e Lat para estimativa de N (duração astronômica do dia).
Radiação Solar (RS)	Doorenbos & Pruitt (1977), Pereira et al. (1997)	P, T, v, UR, Rs,	_____	Também conhecido por radiação solar FAO 24. É uma adaptação ao método MK. As observações são as mesmas para o método de MK. Acrescenta-se P, para a obtenção do parâmetro “W”.
Linacre (LN)	Pereira et al. (1997)	Tm, Tpo, Tx, Tn	Lat, Alt	Trata-se de uma simplificação do método PEN. A parte (Tm-Tpo) deste método pode ser estimada em função de Alt, Tm, Tx, Tn e, ainda, pela diferença entre as temperaturas médias dos meses mais quente e mais frio. Estima a ETo em escala mensal (mm mês <sup>-1</sup> ). Ver, também, observação do método TW, para estimativa da ETo em escala diária
Camargo (CAM)	Pereira et al. (1997)	Tm	DJ, Lat	É uma simplificação do método TW. Estima a ETp em período de 10 ou 30 dias. Ver, também, observação do método TW, para estimativa da ETo em escala diária
Jensen-Haise (JH)	Pereira et al. (1997), Trajkovic &	Rs, T	DJ, Lat	

Método	Referência original e/ou citada	Elementos meteorológicos de entrada <sup>1</sup>	Variáveis auxiliares de entrada <sup>1</sup>	Observações <sup>2</sup>
	Kolakovic (2009)			
Hargreaves - (HG)	Allen et al.. (1998), Sousa et al.. (2010)	T, Tx, Tn	DJ, Lat	Bastante divulgado como método “Hargreaves e Samani”.
Priestley-Taylor (PT)	Pereira et al.. (1997) Sentelhas et al. (2010), Tabari (2010)	T, P, Rn, G	DJ, Lat	É uma simplificação do método PEN. Rn e G podem seguir os mesmos procedimentos do método PM-FAO.
Holdridge (HD)	Vega & Jara (2009)	T		O parâmetro “CHO” deste método permite ajustar as estimativas em diferentes escalas de tempo (diária, mensal e anual)
Kharrufa (KF)	Borges & Mendiondo (2007), Pereira et al. (2009)	T	DJ, Lat	DJ e Lat para estimativa do parâmetro “p”.
ASCE-Penman-Monteith (ASCE-PM)	Temesgen et al. (2005), Allen et al. (2006), Gavilán et al.. (2008)			É um aperfeiçoamento do método PM-FAO, para estimativas da ETo em escalas de tempo menores que um dia. Os dados de entrada são os mesmos para PM-FAO, desde que sejam médias do intervalo de tempo. Normalmente, a escala de tempo é horária.
Penman Modificado (PENMOD)	Doorenbos & Pruitt (1977), Yoder et al. (2005), Chauhan & Shrivastava (2009)			Também conhecido por PENMAN FAO 24. É uma modificação do método PEN. As variáveis são praticamente as mesmas do método PEN
<p><sup>1</sup> Tx, Tn e T: temperaturas diárias máxima, mínima e média, respectivamente; UR: umidade relativa média diária; v: velocidade do vento; n: insolação ou horas de brilho solar; P: pressão atmosférica média diária; Rs: radiação solar; Rn: saldo de radiação no sistema solo-planta-atmosfera; Tmn: temperatura normal (média de 30 anos) do mês ou a média mensal de vários anos com representatividade</p>				

Método	Referência original e/ou citada	Elementos meteorológicos de entrada <sup>1</sup>	Variáveis auxiliares de entrada <sup>1</sup>	Observações <sup>2</sup>
<p>climática; Tm: temperatura média mensal observada no mês em estudo; ECA: evaporação do tanque Classe A; UR min: umidade relativa mínima; Tpo: temperatura do ponto de orvalho; G: fluxo de calor no solo.</p> <p>2 Para os métodos que necessitam da radiação solar (Rs) e/ou saldo de radiação (Rn), quando não há a disponibilidade destes elementos medidos, estes poderão ser facilmente estimados, em função de outros elementos climáticos (Tx, Tn, T e UR), complementados com DJ (dia Juliano) e Lat (latitude). O parâmetro <math>\lambda</math> (calor latente de evaporação), presente em vários métodos, equivale a <math>2,45 \text{ Mj kg}^{-1}</math>, podendo, também, ser estimado em função de T. É utilizado para converter a radiação à superfície ou extraterrestre, em equivalente de evaporação.</p> <p>Fonte: CARVALHO et al.,2011; PEREIRA, VILLA NOVA, SEDIYAMA (1997).</p>				

De acordo com Carvalho et al. (2011) verifica-se, na maioria dos trabalhos presentes na literatura, que os métodos mais estudados são o TW, HG, BC, PT, TC, MK, LN, HM, HD, RS, JH, TCA e, principalmente, o método PM-FAO.

### 3.1.2.1 Método Penman-Monteith FAO

O método Penman-Monteith-FAO (PM-FAO) é considerado, internacionalmente, o mais apropriado para a estimativa da  $ET_0$  diária ( $\text{mm.d}^{-1}$ ), sendo adotado como padrão pela Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura (FAO) há mais de duas décadas. Este método procura representar, de maneira consistente, o fenômeno biofísico da evapotranspiração, e é alimentado por quase todos os elementos meteorológicos observados em estações meteorológicas de superfície.

Conforme De Lorenzi (2010) o método PM-FAO consiste em um método combinado na associação dos termos diabáticos (saldo de energia na superfície) e adiabáticos (processo de transferência pelos componentes aerodinâmicos) da evaporação. Jacobs (2001) afirma que as equações do tipo combinado têm os melhores resultados para uma maior variedade de superfícies vegetadas e climas. Por isso, sua aplicação é a mais recomendada, desde que o local possua todas as variáveis necessárias.

Allen et al.(1989) comparando a  $ET_0$  obtida pelos métodos de Penman, Kimberley-Penman, Penman corrigido e Penman-Monteith (PM) com medições lisimétricas, observaram que o modelo de Penman-Monteith foi o que melhor se ajustou as medições diárias e mensais.

Para formular a equação, Allen et al. (1989) introduziram na equação de Penman (1948) a função de resistência da superfície foliar para cada tipo específico de cultura, em adicional ao termo já existente de resistência aerodinâmica. A partir desta modificação, a equação de Allen (1986) tornou-se precisa para estimativa da  $ET_0$ . Para Pereira, Villa Nova e Sedyama (1997) o método de PM-FAO apresenta a vantagem de proporcionar bons resultados tanto em termos horários quanto em diários, sendo também preferível utilizá-lo quando os dados lisimétricos são de qualidade duvidosa.

Segundo Camargo e Camargo (2000) este modelo prediz com eficácia a  $ET_0$  em diversas condições de umidade atmosférica, necessitando, entretanto, de vários elementos meteorológicos que nem sempre se encontram disponíveis em algumas regiões. O método PM-

FAO exige um maior número de dados meteorológicos, o que muitas vezes limita a sua utilização, sendo empregado principalmente em projetos de pesquisas.

### **3.1.3 Probabilidade de ocorrência da $ET_0$**

Segundo Assis et al. (2004) o estudo das distribuições de variáveis é uma importante ferramenta para compreensão dos fenômenos meteorológicos, através da qual pode-se determinar seus padrões de ocorrência e permitir uma previsibilidade razoável do comportamento climático de uma região. O planejamento e gestão de inúmeras atividades agropecuárias e humanas podem ser realizados através do uso desta ferramenta que permite racionalizar os procedimentos e evitar ou minimizar os possíveis prejuízos causados pela ação das intempéries.

Conforme Saad e Scaloppi (1988) a grande variabilidade de valores assumidos pelos parâmetros meteorológicos durante o período de máxima exigência hídrica das culturas irrigadas, acarreta considerável dispersão dos valores calculados da evapotranspiração, sugerindo uma análise da distribuição de frequência dos valores estimados, para fins de dimensionamento de projetos.

Alguns modelos para dimensionamento de sistemas de irrigação consideram o nível de probabilidade de ocorrência da evapotranspiração. Jensen (1974) apresentou um modelo de dimensionamento de sistemas que considera a probabilidade de ocorrência da evapotranspiração e precipitação pluviométrica.

O valor esperado da evapotranspiração que servirá de base para o dimensionamento do sistema de irrigação, depende da duração do período de máxima exigência hídrica da cultura e do nível de probabilidade desejado para as condições específicas do projeto (PRUITT et al., 1972). Segundo Jensen (1974) o período de máxima exigência hídrica de culturas anuais pode variar entre duas e três semanas. Para as mesmas culturas, Saad e Scaloppi (1988) sugerem, como razoável, admitir-se um período entre 10 e 30 dias.

O critério de escolha do nível de probabilidade deve basear-se em uma análise econômica, considerando-se os prejuízos associados à redução da quantidade e da qualidade da produção, decorrentes da deficiência hídrica, e o aumento de custos do sistema para satisfazer níveis mais elevados de probabilidade (SILVA et al., 1998).

Doorenbos e Pruitt (1977) consideram que, na maioria das regiões irrigadas, os níveis de probabilidade estejam entre 75 e 80%.



Níveis mais elevados de probabilidade (80 a 90%) são selecionados para culturas de grande valor econômico e condições reduzidas de água disponível no solo (PRUITT et al.1972; JENSEN, 1974).

De acordo com Saad e Scaloppi (1988) nas condições de irrigação suplementar dificilmente se justifica, economicamente, adotar níveis superiores a 90%, sendo normalmente utilizados níveis que variam entre 50 a 75%.

Back (2007) diz que nas condições de irrigação suplementar típicas da região Sul do Brasil, dificilmente se recomendam valores superiores a 80% de probabilidade, só em casos em que a cultura irrigada é de grande valor e possui o sistema radicular pouco profundo.

Para Catalunha et al. (2002), o uso de funções densidade de probabilidade está diretamente ligado à natureza dos dados a que elas se relacionam. As distribuições de probabilidade contínuas são bastante utilizadas em diversos trabalhos probabilísticos (ASSIS et al., 2004; CATALUNHA et al., 2002; JUNQUEIRA JÚNIOR et al., 2007; LYRA et al., 2006), devido o ajustamento de suas variáveis, que não é perfeito, mas descreve bem uma situação real, fornecendo respostas às hipóteses que podem ter sido levantadas na pesquisa.

Uma função densidade de probabilidade descreve a chance que uma variável pode assumir ao longo de um espaço de valores.

Segundo Ferreira (2005), as variáveis aleatórias das distribuições contínuas são aquelas que assumem seus valores em uma escala real, modeladas por uma função de densidade  $f(x)$  com as seguintes propriedades:

- a) o valor de  $f(x)$  é sempre igual ou superior a zero;
- b) a área sob a curva estabelecida pela densidade e delimitada pelo eixo da abscissa é igual à unidade, se for considerado o domínio da variável X.

Para o estudo da evapotranspiração, as distribuições de probabilidade mais indicadas pela literatura são a Beta, Normal, Log Normal MM (parâmetros estimados pelo método dos momentos), Log Normal MV (parâmetros estimados pelo método da máxima verossimilhança), Gama MM (parâmetros estimados pelo método dos momentos) e Gama MV(parâmetros estimados pelo método da máxima verossimilhança).

A distribuição Beta é uma distribuição definida no intervalo (0,1). Possui dois parâmetros  $\alpha$  e  $\beta$  determinam a forma da distribuição: se  $\alpha$  e  $\beta > 1$  a distribuição é unimodal, com  $\alpha$  e  $\beta < 1$  a distribuição assume a forma de U, quando  $\alpha < 1$  e  $\beta < 1$  a sua forma é de J invertido, com  $\alpha \geq 1$  e

$\beta < 1$  a forma de distribuição é a do J e quando  $\alpha = \beta$ , a distribuição é simétrica (ASSIS, ARRUDA, PEREIRA; 1996).

A estimativa dos parâmetros a partir dos dados observados pode ser feita numericamente, sendo indicado o método dos momentos e o método da máxima verossimilhança. A estimativa dos parâmetros pelo método da máxima verossimilhança é aceita como sendo mais eficiente, embora numericamente difícil comparado ao método dos momentos. Para amostras pequenas, este método geralmente conduz a estimativa mais pobre sendo este método menos variável que a do método dos momentos (KITE, 1978; SEVRUK e GEIGER, 1981; CLARKE, 1994;)

Conforme Saad (1990) as estimativas dos parâmetros da distribuição Beta são dificilmente obtidas utilizando o método da Máxima Verossimilhança, utilizando-se o Método dos Momentos.

Back (2007), Peixoto, Levien e Bezerra (2011); Vellame, Queiroz e Oliveira (2012) demonstraram que a distribuição de frequência da evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ) se ajusta à distribuição Beta.

Segundo Back (2007) observam-se menores desvios entre os valores observados e os valores estimados de evapotranspiração de referência com a distribuição Beta e que esta se ajusta melhor aos dados de evapotranspiração de referência do que a distribuição normal. De acordo com Peixoto, Levien, Bezerra (2011); Vellame, Queiroz, Oliveira (2012) o modelo de distribuição Beta pode ser usado para estimar a probabilidade de ocorrência de  $ET_0$  média tanto para períodos diários quanto mensais.

Conforme Assis, Arruda e Pereira (1996) a distribuição Normal, também chamada curva normal ou curva de Gauss é a distribuição de probabilidade contínua mais importante e mais utilizada. Sua importância se deve ao fato que muitas técnicas estatísticas, como análise de variância, regressão e alguns testes de hipótese assumem e exigem a normalidade dos dados. A distribuição normal é uma distribuição de dois parâmetros  $\mu$  (média) e  $\sigma$  (desvio padrão).

Os trabalhos de Saad e Scaloppi (1988), Saad (1990) para Piracicaba, SP; e Pereira e Frizzone (1994) para Viçosa, MG; Fietz e Urchei (2002) para Dourados, MS, Cury, Saad et al. (2002) para Piracicaba, SP; demonstraram que a distribuição de frequência da evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ) também se ajusta a distribuição Normal e Log-Normal.

Uma variável segue distribuição Log-Normal, se seus logaritmos seguirem distribuição normal. Os parâmetros da distribuição são  $\mu_y$  (média dos valores de X) e  $\sigma_y$  (desvio padrão dos valores de X) que são ajustados utilizando-se o logaritmo natural. O ajuste de uma variável

aleatória  $x$  uma distribuição Log-Normal, pode ser feita de dois modos: ajustar  $X$  diretamente à Log-Normal ou ajustar seus logaritmos a distribuição normal (ASSIS, ARRUDA, PEREIRA, 1996).

Conforme os autores a distribuição Gama de probabilidade é a distribuição mais utilizada para o ajuste de totais de chuva de períodos mensais ou menores. Os parâmetros da equação são  $\gamma$  e  $\beta$ . A distribuição gama tem assimetria positiva com o parâmetro  $\beta$  diminuindo e o parâmetro  $\gamma$  aumentando. Variando-se  $\beta$ , com  $\gamma$  constante, muda-se a escala da distribuição, enquanto variando-se  $\gamma$ , com  $\beta$  constante, muda-se sua forma. A estimativa dos parâmetros também pode ser realizada pelo método dos momentos e método da máxima verossimilhança.

Segundo Sevruk e Geiger (1981) a definição da melhor distribuição de probabilidade pode ser feita com base empírica, usando técnicas visuais subjetivas ou testes estatísticos mais objetivos. O resultado dos testes depende em parte dos parâmetros do modelo e da posição de plotagem usada, sendo que há controvérsias na utilização destes dados. Além disso, o teste pode mostrar que mais de uma distribuição é adequada.

Ainda, para Araújo et al.(2010) a utilização de funções de distribuição de probabilidade requer o uso de testes para provar a adaptação dos dados ou da série de dados às funções. Esses testes são conhecidos como testes de aderência e sua função é verificar a forma de uma distribuição, através da análise da adequação dos dados à curva de um modelo de distribuição hipotética.

De acordo com Assis, Arruda e Pereira (1996), os testes de aderência Qui-quadrado, Kolmogorov-Smirnov, Lilliefors, Shapiro-Wilk, Cramer-von Mises, servem para comparar as probabilidades empíricas de uma variável com as probabilidades teóricas estimadas pela função de distribuição em teste, verificando se os valores da amostra podem ser provenientes de uma população com aquela distribuição teórica.

### 3.2 SISTEMA CLIMÁTICO TERRESTRE

O clima é definido como “tempo meteorológico médio”, ou mais precisamente, como a descrição estatística de quantidades relevantes de mudanças do tempo meteorológico num período de tempo. Essas médias referem-se a períodos padronizados pela Organização Mundial de Meteorologia (OMM) de 30 (trinta) anos, sucessivamente, de 1901 a 1930, 1931 a 1960 e 1961 a 1990. No Brasil, como somente a partir de 1910 a atividade de observação meteorológica passou a ser feita de

forma sistemática, o primeiro período padrão possível de ser calculado foi o de 1931 a 1960 (IPCC, 2012; INMET, 2014).

Conforme Barry e Chorley (2013) o clima da Terra é regulado por diversos elementos e processos que envolvem o fluxo de radiação solar, a atmosfera e a superfície terrestre. São cinco os componentes principais desse sistema: a atmosfera, o oceano, a neve e a cobertura de gelo, e a superfície da terra, com sua cobertura vegetal.

De acordo com os autores diversos processos físicos, químicos e biológicos ocorrem nesses subsistemas e entre eles. A interação mais importante ocorre na atmosfera, pela qual a energia solar entra no sistema, e os oceanos, que armazenam e transportam grandes quantidades de energia (especialmente térmica), agindo assim como um regulador para as mudanças atmosféricas mais rápidas.

A matéria viva da biosfera influencia a radiação incidente e rerradiação emanante e afeta a composição da atmosfera por meio dos gases de efeito estufa. Nos oceanos a biota marinha desempenha um papel importante na dissolução e armazenamento do CO<sub>2</sub>. Todos os subsistemas são ligados por fluxos de massa e calor, formando um todo complexo.

Conforme Barry e Chorley (2013) o sistema climático é e será sempre caracterizado pela variabilidade em diversas escalas temporais e espaciais. A compreensão de que o clima não é constante ocorreu somente a partir da década de 1840, quando foram obtidas evidências de Ciclos Glaciais passados. A obtenção de evidências dos climas passados se deu através de indicadores indiretos como anéis de crescimento de árvores, pólen em sedimento de pântanos e lagos, registros de parâmetros físicos e químicos em testemunhos de gelo, sedimentos oceânicos e turfa em pântanos que forneceram registros com resolução temporal de 100 a 1000 anos.

No entanto, a introdução dos seres humanos no sistema acrescentou uma nova dimensão ao sistema. De acordo com Grimm et al. (2012) o ser humano tem sido apontado como o principal responsável pela mudança climática que vem sendo observada desde a década de 1950 no planeta.

Conforme os autores, a medida mais fundamental do estado climático da Terra é a média global anual da temperatura do ar junto à superfície. Segundo Yu, Yang e Chou (2002) desde a década de 1950 vêm sendo registrado um aumento persistente de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) na atmosfera. Esse aumento na concentração de CO<sub>2</sub> tem sido acompanhado de um aumento médio de 0,78 °C da temperatura quando comparadas as médias dos períodos 1850–1900 e 2003–2012.

### 3.2.1 Variabilidade e mudança climática

O mecanismo motor das mudanças climáticas globais é chamado de forçante radiativa. Em um estado climático de equilíbrio, a energia solar global média absorvida pelo sistema da Terra é balanceada pela radiação média global de ondas longas que são emitidas para o espaço. Um desequilíbrio, ou forçante radiativa, é definido como positivo quando menos energia é emitida do que absorvida, e negativo no caso contrário. Em resposta a essa forçante radiativa, o sistema tenta buscar um novo equilíbrio, através do aquecimento ou resfriamento na superfície (CORREIA, YAMASOE; 2012).

Com base no modelo da forçante radiativa, a mudança climática na temperatura média global da superfície resulta do aumento da concentração de CO<sub>2</sub>. Por causa da perturbação imposta, uma quantidade maior de radiação de ondas longas emitidas da superfície para cima é absorvida pela atmosfera, sendo direcionada de volta para a superfície. O resultado é um desequilíbrio radiativo no topo da atmosfera – a radiação solar líquida que penetra no topo da atmosfera excede a perda da radiação de ondas longas para o espaço. A forçante climática do CO<sub>2</sub> é positiva.

Conforme Barry e Chorley (2013) esses desequilíbrios de radiação podem ocorrer a partir de processos naturais (tectônicas de placas, periodicidades astronômicas, variabilidade solar e erupções vulcânicas) e influências humanas (alterações na composição atmosférica e cobertura do solo). Medições diretas de radiação solar são feitas por satélites desde a década de 1980, no entanto a correlação entre pequenas mudanças na radiação solar e no balanço térmico do sistema climático ainda é incerta.

O IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) – órgão intergovernamental aberto para os países membros do Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente (PNUMA) e da Organização Meteorológica Mundial (OMM) tem sido a fonte de informação de maior visibilidade na esfera pública referente ao tema mudança climática global. Foi estabelecido em 1988 para fornecer informações científicas, técnicas e socioeconômicas relevantes para o entendimento das mudanças climáticas, os impactos potenciais e opções de adaptação e mitigação.

Segundo Tucci (2002) há na literatura diferentes definições sobre mudanças climáticas, se diferenciando de acordo com a inclusão dos efeitos antrópicos na identificação da variabilidade. Outros autores

adotam, para o mesmo termo, a definição de mudanças associadas direta ou indiretamente às atividades humanas que alterem a variabilidade climática natural observada num determinado período.

Para o IPCC, variabilidade climática refere-se a flutuações no estado médio e outras estatísticas (como desvio-padrão, os extremos ou a forma da distribuição de frequência de elementos climáticos) em todas as escalas espaciais e temporais, além de eventos climáticos individuais. Essa variabilidade pode ser associada a processos internos naturais do sistema climático, ou a variações nas forçantes climáticas naturais ou antropogênicas. Já a mudança climática seria uma variação estatisticamente significativa no estado médio do clima ou em sua variabilidade que persiste por um período prolongado, geralmente décadas ou mais.

A Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudanças Climáticas (UNFCCC) define mudança climática como uma alteração no clima que é atribuída direta ou indiretamente à atividade humana, que modifica a composição da atmosfera e que se soma a variabilidade climática natural observada ao longo de escalas temporais comparáveis.

Para o Tucci (2002) o termo variabilidade climática é utilizado para as variações de clima em função dos condicionantes naturais do planeta e suas interações, denominada de variabilidade natural do clima. Já as mudanças climáticas seriam as alterações na variabilidade natural do clima devido às atividades humanas. Desta forma, é necessário identificar se está ocorrendo alteração na variabilidade natural para afirmar-se que está havendo mudança climática. A variabilidade climática é a flutuação do clima em um período de tempo inferior a uma década, após cessar o efeito do evento o clima retorna aos valores anteriores. Enquanto, na mudança climática, o clima não retorna aos padrões anteriores, ou seja, ele passa a apresentar novas características.

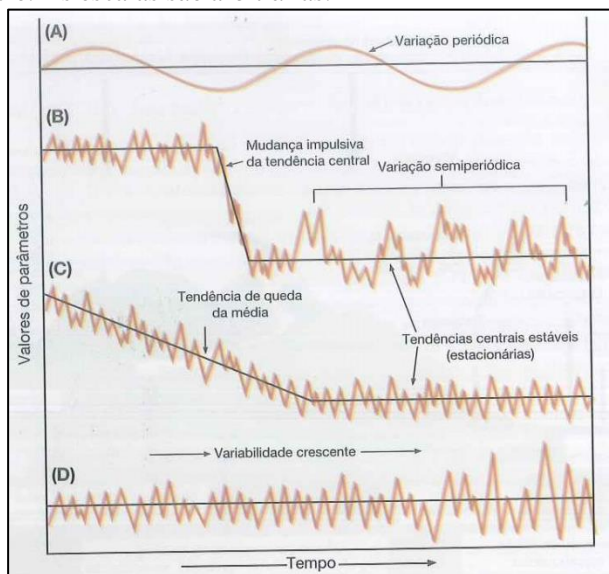
Para Goossens e Berger (1986) a mudança climática é um termo generalista que engloba todas as formas de inconstâncias climáticas, independente se de natureza estatística ou de causas físicas. Os autores, ainda, utilizam os termos flutuação, oscilação e tendência climática.

A flutuação climática é qualquer forma de mudança sistemática regular ou irregular, exceto a tendência e mudança abrupta. E oscilação climática é a flutuação na qual a variável tende a mover-se gradualmente e de forma suave entre sucessivos máximos e mínimos. A tendência climática é uma mudança climática caracterizada por um suave acréscimo ou decréscimo nos valores médios no período de registro. Por fim, a mudança climática seria uma mudança abrupta e permanente durante o período de registro de um valor médio para outro.

Uma vez que a variabilidade climática, na maneira prevista pelo IPCC, compreende flutuações em todas as escalas espaciais e temporais além de eventos meteorológicos sinóticos, é possível considerar todos os comportamentos da

Figura 1 como expressões de variabilidade.

Figura 1 – Diferentes tipos de variação climática. (A) Registro caracterizado apenas por longas oscilações periódicas. (B) Mudança rápida de um estado médio para outro. (C) Tendência gradual, seguida por outro estado médio (D) Mudança na variância, sem alteração na média ao longo do período do registro. As escalas são arbitrárias.



Fonte: Hare (1979) citado por Barry, Chorley (2013).

Yevjevich (1972) define tendência em uma série temporal como uma mudança sistemática e contínua em qualquer parâmetro de uma dada amostra, excluindo-se mudanças periódicas ou quase periódicas.

Embora exista a discussão sobre esses termos, os estudos publicados pelo IPCC consideram o aumento da temperatura média global como mudança climática. O termo variabilidade é considerado para aspectos observados em escalas temporais mais curtas.

O IPCC afirma em seus relatórios – cinco até o presente – que as concentrações de CO<sub>2</sub> na atmosfera aumentaram mais de 20% desde

1958, quando medições sistemáticas começaram a ser feitas, e cerca de 40% desde 1750. Sob o contexto da forçante radiativa global – quantidade pela qual um fator altera o equilíbrio radiativo global e anual no topo da atmosfera – em 2005, a forçante radiativa estimada para as atividades humanas foi de  $1,6 \text{ Wm}^{-2}$ .

Para os cientistas há uma “confiança muito alta” (nove chances em dez) de que as taxas médias de  $\text{CO}_2$ , metano e óxido nitroso do último século sejam as mais altas dos últimos 22 mil anos. E é “extremamente provável” (95% de certeza) de que a influência humana sobre o clima tenha causado mais da metade do aumento da temperatura observado entre 1951 e 2010, principalmente através da queima de combustíveis fósseis e do desmatamento, havendo uma pequena participação da indústria cimenteira. Já mudanças na irradiação solar e a atividade vulcânica contribuíram com uma pequena fração da alteração climática (IPCC, 2013).

A primeira parte do V Relatório (2013) com base na revisão de milhares de pesquisas realizadas nos últimos cinco anos, o documento apresenta as bases científicas da mudança climática global. No V Relatório foi simulado quatro diferentes cenários de concentrações de gases de efeito estufa, possíveis de acontecer até o ano de 2100 – os chamados “*Representative Concentration Pathways* (RCPs)”. No cenário mais pessimista, caso as emissões de gases do efeito estufa continuem crescendo às atuais taxas ao longo dos próximos anos, a temperatura do planeta poderá aumentar até  $4,8^\circ\text{C}$  neste século – o que poderá resultar em uma elevação de até 82 centímetros no nível do mar e causar danos importantes na maior parte das regiões costeiras do globo.

No IV Relatório do IPCC (2007) era previsto que com um aumento da temperatura superior a  $2$  e  $2,4^\circ\text{C}$ , mais de 1 bilhão de pessoas no mundo sofrerão com a crescente falta de água, quedas expressivas nos rendimentos agrícolas, comprometimento irreversível da maior parte da floresta amazônica e florestas tropicais, desaparecimento de geleiras, 200 milhões de refugiados ambientais, aceleração da crise da biodiversidade (extinção de 15 a 40% das espécies), liberação de imenso estoque de metano do *permafrost* siberiano, degradação não linear dos mantos de gelo da antártica e Groelândia causando elevação do nível do mar. Para evitar um aquecimento planetário acima de  $2,4^\circ\text{C}$  seria preciso estabilizar as concentrações de  $\text{CO}_2$  (e equivalentes) em 450 ppm. Para isso as emissões mundiais teriam que ser reduzidas abaixo de níveis de 1990 (VIANA, 2010).



No V Relatório, é apresentado que o aquecimento dos oceanos continuará ocorrendo durante séculos, mesmo que as emissões de gases-estufa diminuam ou permaneçam constantes. A região do Ártico será a mais fortemente aquecida. O aquecimento das águas marinhas faz com que os oceanos percam a capacidade de absorver  $\text{CO}_2$  da atmosfera. Se a emissão atual for mantida, portanto, poderá haver uma aceleração nas concentrações desse gás na atmosfera. Em todos os cenários previstos, as concentrações de  $\text{CO}_2$  serão maiores em 2100 em comparação aos níveis atuais, como resultado do aumento cumulativo das emissões ocorrido durante os séculos XX e XXI (IPCC, 2013).

Ao analisar as mudanças já ocorridas até o momento, os cientistas do IPCC afirmam que as três últimas décadas foram mais quentes em comparação com todas as anteriores desde 1850. A primeira década do século 21 foi a mais quente de todas. O período entre 1983 e 2012 foi “muito provavelmente” (90% de probabilidade) o mais quente dos últimos 800 anos. Há ainda cerca de 60% de probabilidade de que tenha sido o mais quente dos últimos 1.400 anos. No entanto, o IPCC reconhece ter havido uma queda na taxa de aquecimento do planeta nos últimos 15 anos – passando de  $0,12^\circ\text{C}$  por década (quando considerado o período entre 1951 e 2012) para  $0,05^\circ\text{C}$  (quando considerado apenas o período entre 1998 e 2012). Este fenômeno se deve a dois fatores principais: a maior absorção de calor em águas profundas (mais de 700 metros) e a maior frequência de fenômenos La Niña, que alteram a taxa de transferência de calor da atmosfera aos oceanos.

Há 90% de certeza de que o número de dias e noites frios diminuiu, enquanto os dias e noites quentes aumentaram na escala global. E cerca de 60% de certeza de que as ondas de calor também aumentaram. O relatório diz haver fortes evidências de degelo, principalmente na região do Ártico. Há 90% de certeza de que a taxa de redução da camada de gelo tenha sido entre 3,5% e 4,1% por década entre 1979 e 2012. Ou seja, os efeitos da mudança climática já estão sendo sentidos, o aumento de ondas de calor, da frequência de furacões, das inundações e tempestades severas, das variações bruscas entre dias quentes e frios provavelmente está relacionado ao fato de que o sistema climático está sendo alterado.

Conforme Giddens (2010); Alencar et al. (2011); Casagrande, Silva Junior, Mendonca (2011), Grimm et al. (2012) a mudança global do clima é um dos eixos permanentes da agenda do século XXI e irá implicar profundas transformações econômicas, políticas e sociais. A mudança climática e os efeitos dela decorrentes são apontados como um fator de risco em face ao destino da humanidade no planeta.

Para Viana (2010) a mudança climática é a dimensão mais urgente, grave e profunda da crise ambiental do século XXI. É grave, pois aumentará a desertificação, a crise de recursos hídricos e a crise da biodiversidade, destruirá muita infraestrutura existente, e trará prejuízos às atividades econômicas e afetará com severidade as populações mais pobres do planeta. É uma crise profunda, pois não tem solução meramente tecnológica.

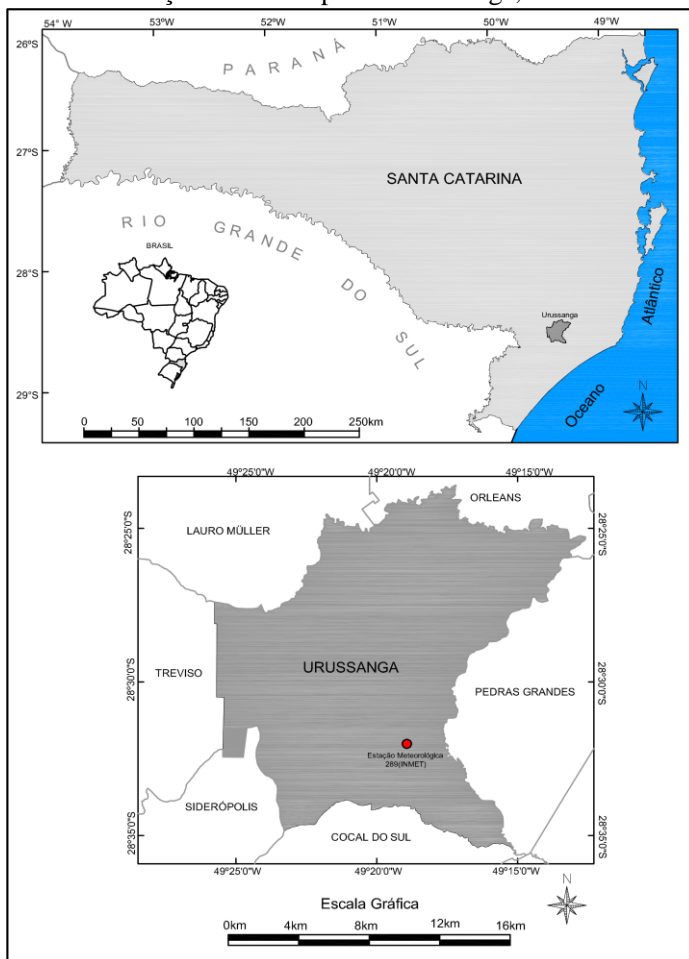
Os efeitos da mudança climática previstos para o Brasil, serão o aumento de temperatura até 2100 entre 1°C e 6°C, em comparação à registrada no fim do século XX. Como consequência, deverá diminuir significativamente a ocorrência de chuvas em grande parte das regiões central, Norte e Nordeste do país e um aumento do número de precipitações nas regiões Sul e Sudeste (PBMC, 2013).

## 4 MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O município de Urussanga localiza-se na mesorregião sul do estado de Santa Catarina (Figura 2). Possui área de 241,3 km<sup>2</sup> e altitude de 49 metros.

Figura 2 – Localização do município de Urussanga, SC.



Fonte: IPAT/UNESC, 2014.

No município há uma Estação Experimental da Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina (EPAGRI) onde está localizada a Estação Meteorológica 289 do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), sob as coordenadas 28°31'00"S e 49°19'00"W, com altitude de 48,17 metros (Figura 3).

Figura 3 – Estação Meteorológica do INMET em Urussanga,SC.



Fonte: CALLEGARI, 2013. Disponível em: [http://www.panoramio.com./ photo/100126790](http://www.panoramio.com./photo/100126790)

O território do município é drenado pela bacia hidrográfica do rio Urussanga. Os principais rios são o Urussanga, Palmeira, Coral, Armazém, Barbosa, Galo, Maior, Lageado, Carvão, Molha e Caeté (ALESC, 2013).

Em relação às classes de uso da terra, conforme dados do Censo Agropecuário do IBGE realizado em 2006, em Urussanga 502 ha são utilizados em agricultura permanente e 2.255 ha em lavouras temporárias, 4.428 ha são pastagens e 7.551ha são matas e florestas. A agricultura representa 18,27% do uso na bacia hidrográfica do rio Urussanga. (IPAT/UNESC, 2012).

Com relação aos solos predominantes no município de Urussanga, 65% do território do município é constituído de solos Argissolos e Alissolos e 31% de solos Cambissolos (DUFLOTH et al.,2005).

Destaca-se a importância desta estação por ser a única na região sul do estado com séries de dados que permitem o cálculo da  $ET_0$  pelo método de Penman-Monteith, e por isso vem sendo utilizada como referência nos trabalhos e estudos na área ambiental para esta região.

#### **4.1.1 Caracterização climática**

De acordo com Ayoade (1998), Varejão-Silva (2001) e Nimer (1989) diversos fatores devem ser considerados para caracterizar um clima local, tais como: massas de ar, radiação solar, altitude, latitude, continentalidade e correntes oceânicas. Estes fatores condicionam os elementos climáticos, como por exemplo, temperatura, precipitação, umidade do ar, ventos e pressão atmosférica.

A região sul do Brasil difere-se das demais regiões por apresentar o domínio exclusivo do clima mesotérmico do tipo temperado. De acordo com a classificação climática de Köeppen, o clima é Cfa, ou seja, subtropical, temperado chuvoso e quente, úmido sem estação seca definida e com inverno ameno. A média de temperatura do mês mais frio, que é junho, é 14,6°C. O mês que apresenta a média de temperatura mais alta é fevereiro, com 24,1°C (NIMER, 1989; VIANELLO; ALVES, 2000). Nimer (1989) destaca que o clima da região do sul do Brasil é uniforme em relação à pluviometria e ao ritmo estacional do seu regime, não se observando tal uniformidade em relação aos valores e regimes térmicos.

Braga e Ghellere (1999), baseados nas conceituações de Köeppen e Nimer, propuseram a divisão do território catarinense em cinco tipos distintos e dez subtipos climáticos. Conforme essa metodologia o tipo climático da região de Urussanga é 2 e o subtipo B, sendo o domínio climático mesotérmico brando. A temperatura média anual varia de 17,0 a 19,3°C, a média normal das máximas varia de 23,4 a 25,9°C e das mínimas de 12,0 a 15,1°C. O índice pluviométrico varia de 1220 a 1660 mm, com total anual de dias de chuva entre 102 e 150. A umidade relativa do ar pode apresentar variação de 81,4 a 82,2%. Podem ocorrer, em termos normais, de 0 a 26 geadas por ano. Os valores de horas de frio abaixo ou iguais a 7,2°C são relativamente baixos (de 164 a 437 horas acumuladas por ano). A insolação total normal anual varia de

1.855 a 2.182 horas nesta sub-região e ETP TW variando entre 948,1 a 795,7 mm/ano.

## 4.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

O trabalho foi desenvolvido a partir dos dados diários de uma série de registros de 33 anos (período de 01 de outubro de 1980 a 31 de dezembro de 2013) de temperatura máxima, temperatura mínima, insolação, umidade relativa e velocidade do vento. Os dados foram obtidos da estação meteorológica do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), localizada na Estação Experimental da Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina (EPAGRI), município de Urussanga, SC.

### 4.2.1 Avaliação de tendência na série temporal

Conforme Yevjevich (1972) uma tendência em uma série temporal é uma mudança sistemática e contínua em qualquer parâmetro de uma dada amostra, excluindo-se mudanças periódicas ou quase periódicas. Para a avaliação da tendência temporal foi utilizado o teste de Mann-Kendall proposto por Sneyers (1975). O teste considera que, na hipótese de estabilidade de uma série temporal, a sucessão de valores ocorre de forma independente e a distribuição de probabilidade deve permanecer sempre a mesma (série aleatória simples).

Goossens e Berger (1986) afirmam que o teste de Mann-Kendall é o método mais apropriado para analisar mudanças climáticas em séries climatológicas, permitindo também a detecção e localização aproximada do ponto inicial de certa tendência.

De acordo com Cunderlik, Burn, Pietroniro (2002) e Burn et. al. (2004) o teste de Mann-Kendall é um teste não paramétrico para determinar se existe tendência em uma série temporal. As hipóteses a serem testadas são:

H0. Os dados são uma amostra de uma variável aleatória de  $n$  dados independentes e identicamente distribuídos (isto é não existe tendência no conjunto de dados)

H1. A distribuição dos dados  $x_i$  e  $x_j$  não são idênticas para todos  $i, j \leq N$ , em que  $i \neq j$  onde  $i$  e  $j$  são as sequências dos dados e  $N$  é o comprimento da série.

Há dois importantes parâmetros no teste de tendência. O nível de significância local, também chamado de valor  $p$ , indicando a quantidade de evidência para rejeitar H0. Este valor pode ser informação extra a

respeito da significância da tendência quando nenhuma significância na tendência é detectada.

A estatística Mann-Kendall, S é dado por:

$$S = \sum_{j=1}^{N-1} \sum_{i=j+1}^N \text{sgn}(x_i - x_j) \quad (1)$$

Em que:

$$\text{sgn}(\theta) = \begin{cases} 1 & \text{se } \theta > 0 \\ 0 & \text{se } \theta = 0 \\ -1 & \text{se } \theta < 0 \end{cases} \quad (2)$$

Para variável aleatória independente distribuída sem tendências à média e a variância de S são dadas por:

$$E(S) = 0 \quad (3)$$

$$\text{Var}(S) = \frac{N(N-1)(2N+5) - \sum_t^N t(t-1)(2t+5)}{18} \quad (4)$$

Em que t = extensão a qualquer empate.

Para o teste bicaudal, ao nível de significância  $\alpha$ , rejeita-se  $H_0$  se o teste estatístico padronizado,  $Z < Z_{\alpha/2}$  ou  $Z > Z_{\alpha/2}$ , em que a estatística normalizada Z de Mann-Kendall segue a distribuição normal com média zero e variância um. O valor de Z é calculado por

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & \text{se } S > 0 \\ 0 & \text{se } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & \text{se } S < 0 \end{cases} \quad (5)$$

Há dois importantes parâmetros no teste de tendência. O valor “p” que indica a probabilidade de rejeitar a hipótese nula, sendo esta verdadeira. Este valor foi avaliado tendo como nível de significância 5% ( $\alpha=0,05$ ).

O teste de Mann-Kendall não fornece estimativa da magnitude da tendência. Para obter esta estimativa foi utilizado o método descrito em por Helsel e Hirsch (1992), com o teste não paramétrico de Theil-Sen (Helsel e Hirsch, 2002), para obter a estimativa robusta da inclinação ( $\beta$ ) é definida como:

$$\beta = \text{med} \left( \frac{y_j - y_i}{t_j - t_i} \right), \text{ para todos } i > j, \quad (6)$$

$\beta$  representa a mediana da inclinação obtida de todas as possíveis combinações de dois pontos da série temporal. Em que: y é a variável testada para tendência e t é o tempo.

#### 4.2.2 Estimativa da evapotranspiração de referência (ET<sub>0</sub>)

A estimativa da evapotranspiração de referência em valores diários (ET<sub>0</sub> mm.d<sup>-1</sup>) foi realizada através do método de Penman-Monteith FAO (PM-FAO). O método Penman-Monteith-FAO (PM-FAO) é considerado, internacionalmente, o mais apropriado para a estimativa da ET<sub>0</sub> diária (mm.d<sup>-1</sup>), sendo adotado como padrão pela FAO há mais duas décadas. Este método procura representar, de maneira consistente, o fenômeno biofísico da evapotranspiração, e é alimentado por quase todos os elementos meteorológicos observados em estações meteorológicas de superfície (CARVALHO et al., 2011).

A evapotranspiração de referência (ET<sub>0</sub>) foi calculada pelo método de Penman-Monteith FAO, seguindo as recomendações de Smith (1991), Allen et al. (1998) possuindo a seguinte notação:

$$ET_0 = \frac{\delta}{\delta + \gamma^*} (R_n - G) \frac{1}{\lambda_e} + \frac{\gamma}{\delta + \gamma^*} \frac{900}{T + 273} U_2 (e_s - e_a) \quad (7)$$

Em que: ET<sub>0</sub> = evapotranspiração de referência (mm.d<sup>-1</sup>);

R<sub>n</sub> = saldo de radiação a superfície (MJ.m<sup>-2</sup>.d<sup>-1</sup>);

G = fluxo de calor sensível no solo (MJ.m<sup>-2</sup>.d<sup>-1</sup>);

T = temperatura média do ar (°C);

U<sub>2</sub> = velocidade do vento à 2 m de altura (m.s<sup>-1</sup>);

(e<sub>s</sub> - e<sub>a</sub>) = déficit de pressão de vapor (kPa);

δ = declividade da curva de pressão de saturação (kPa.°C<sup>-1</sup>);

λ<sub>e</sub> = calor latente de evaporação (MJ.kg<sup>-1</sup>);

γ\* = constante psicrométrica modificada (kPa.°C<sup>-1</sup>);

γ = constante psicrométrica (kPa.°C<sup>-1</sup>);

A *pressão atual de vapor* de água e<sub>a</sub> é dada pela equação:

$$e_a = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27T}{T+237,3}\right) \quad (8)$$

Em que: e<sub>a</sub> = pressão atual de saturação de vapor (kPa).

A *pressão de saturação de vapor de água* e<sub>s</sub> é dada pela equação:

$$e_s = \frac{e^{\circ(T_{max})} + e^{\circ(T_{min})}}{2} \quad (9)$$

Em que: e<sub>s</sub> = pressão de saturação de vapor (kPa).



A *pressão atual de vapor* definida como a pressão de saturação de vapor na temperatura de ponto de orvalho pode ser estimada pela equação:

$$e_d = \frac{e_d(T_{min}) + e_d(T_{max})}{2} \quad (10)$$

Em que:  $e_d(T_{min})$  = pressão de vapor à temperatura mínima ( kPa);  
 $e_d(T_{max})$  = pressão de vapor à temperatura máxima (kPa).

O *calor latente de evaporação* é dado por:

$$\lambda_e = 2,501 - (2,361 * 10^{-3})T \quad (11)$$

A *declividade da curva* que relaciona a pressão de saturação com a temperatura é dada por:

$$\delta = \frac{4098e_a}{(T+237,3)^2} \quad (12)$$

A *constante psicrométrica* é calculada pela equação:

$$\gamma = 0,0016286 \frac{Pa}{\lambda_e} \quad (13)$$

Em que  $Pa$  é a pressão atmosférica calculada pela equação:

$$Pa = 101,3 \left( \frac{(273+T) - 0,0065z}{273+T} \right)^{5,256} \quad (14)$$

Em que:  $Pa$  = pressão atmosférica na altitude  $z$  (kPa);

$z$  = altitude do local (m);

A *constante psicrométrica modificada* é calculada pela equação:

$$\gamma^* = \gamma(1 + 0,33U_2) \quad (15)$$

Para converter a *velocidade do vento* medida em altura diferente de 2 metros é utilizada a seguinte expressão:

$$U_2 = 4,868 \left( \ln(67,75z - 5,42) \right)^{-1} U_{zv} \quad (16)$$

Em que:  $U_{zv}$  = velocidade do vento medida a uma altura de  $zv$  (m.s<sup>-1</sup>).

O *saldo de radiação a superfície* é dado pela equação:

$$R_n = R_{ns} + R_b \quad (17)$$

Em que:  $R_{ns}$  = saldo do balanço de ondas curtas (MJ.m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>);

$R_b$  = saldo do balanço de ondas longas em (MJ.m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>).

O saldo de radiação de ondas curtas é calculado pela seguinte equação:

$$R_{ns} = (1 - r) \left( a_1 + a_2 \frac{Ins}{N} \right) Ra \quad (18)$$

Em que:  $r$  = albedo, considerado como 0.23;

$a_1$  e  $a_2$  = coeficientes da equação de Angstrom (0,28 e 0,44, respectivamente);

$Ins$  = insolação observada (h);

$N$  = insolação máxima teórica (h);

$Ra$  = radiação no topo da atmosfera ( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ).

A radiação no topo da atmosfera é estimada pela equação:

$$R_a = 37,586 d_r (\omega_s \sin \varphi \sin \psi + \cos \varphi \cos \psi \sin \omega_s) \quad (19)$$

Em que:  $d_r$  = distância relativa da terra ao sol (rad.);

$\omega_s$  = angulo do por do sol (rad.);

$\varphi$  = latitude (rad.);

$\psi$  = declinação solar (rad).

A distância relativa terra-sol é estimada pela equação:

$$d_r = 1 + 0,033 \cos \left( \frac{2\pi}{365} J \right) \quad (20)$$

Em que:  $J$  = dia do ano [0 a 364].

O ângulo do pôr do sol é estimado pela equação:

$$\omega_s = \arccos(-\tan \varphi \tan \psi) \quad (21)$$

A declinação solar é estimada pela equação:

$$\psi = 0,4093 \sin \left( \frac{2\pi}{365} J - 1,405 \right) \quad (22)$$

A insolação máxima teórica é expressa pela equação:

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad (23)$$

O balanço de ondas longas é calculado pela equação:

$$R_b = - \left( 0,9 \frac{Ins}{N} + 0,1 \right) \left( 0,34 - 0,14 \sqrt{e_a} \right) \sigma (T_{kx}^4 + T_{kn}^4) \frac{1}{2} \quad (24)$$

Em que  $\sigma$  = constante de Stefan Boltzmann (=  $4.903 \cdot 10^{-9} \text{ MJm}^{-2} \text{ K}^4 \text{ d}^{-1}$ );

$T_{kx}$  = temperatura máxima diária ( $^{\circ}\text{K}$ );

$T_{kn}$  = temperatura mínima diária em ( $^{\circ}\text{K}$ ).

### 4.2.3 Probabilidade de ocorrência

Para a estimativa dos valores de  $ET_0$  com probabilidades de ocorrência de 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75, 80, 85, 90 e 95% diária e agrupada por pentada, decêndio, quinzena e mensal foram testadas seis funções densidade de probabilidade: Beta, Normal, Log-Normal MV, Log-Normal MM, Gama MV e Gama MM.

#### 4.2.3.1 Distribuição Beta

A função de densidade de probabilidade da distribuição Beta para o intervalo (a, b) é:

$$f(x) = \frac{1}{(b-a)} \frac{\Gamma(p+q)}{\Gamma(q)\Gamma(p)} \left(\frac{x-a}{b-a}\right)^{p-1} \left(1 - \frac{x-a}{b-a}\right)^{q-1} \quad (25)$$

Sendo:  $a \leq x \leq b$ ,  $p > 0$ ,  $q > 0$ ; onde  $a$  é o menor valor da série de dados;  $b$  é o maior valor da série de dados;  $p$  e  $q$  são os parâmetros da distribuição Beta;  $x$  é um valor qualquer da variável em estudo compreendido no intervalo (a, b).

A distribuição Beta na forma em que se encontra a função densidade de probabilidade na equação acima não pode ser aplicada, devendo ser transformada para utilização no intervalo (0,1), através da seguinte relação:

$$x' = \frac{x-a}{b-a} \quad (26)$$

Onde  $x'$  é uma variável transformada pela equação acima, de tal forma que  $0 \leq x' \leq 1$ .

A função de densidade de probabilidade da distribuição Beta assume, então, a forma de:

$$f(x) = \frac{\Gamma(\alpha+\beta)}{\Gamma(\alpha)\Gamma(\beta)} x^{\alpha-1} (1-x)^{\beta-1} \quad (27)$$

Sendo  $0 \leq x \leq 1$ ,  $\alpha > 0$ ,  $\beta > 0$ .

A distribuição acumulada Beta incompleta  $f(x)$  fornece a probabilidade de que a variável  $x'$  não exceda um valor  $x$ , sendo representada pela equação (FALLS, 1973):

$$f(x) = \frac{\Gamma(\alpha+\beta)}{\Gamma(\alpha)\Gamma(\beta)} \int_0^{x'} x^{\alpha-1} (1-x)^{\beta-1} dx' \quad (28)$$

Sendo  $0 \leq x \leq 1$ .

A média e a variância da distribuição são obtidas por:

$$E[X] = \mu = \frac{\alpha}{\alpha + \beta} \quad (29)$$

$$Var[X] = \frac{\alpha\beta}{(\alpha + \beta)^2(\alpha + \beta + 1)} \quad (30)$$

Estimativas dos parâmetros da distribuição Beta são dificilmente obtidas utilizando o Método da Máxima Verossimilhança (SAAD,1990). Pelo método dos momentos tem-se:

$$\alpha = \frac{m_1\beta}{(1-m_1)} = \frac{\mu\beta}{(1-\mu)} \quad (31)$$

$$\beta = (1 - m_1) \left[ \frac{m_1 - m_1^2}{m_2} - 1 \right] = (1 - \mu) \left[ \frac{\mu - \mu^2}{m_2} - 1 \right] \quad (32)$$

Onde  $m_1$  é o momento de ordem 1 para a variável  $x'$ ;  $\mu^2$  é o momento de ordem 2 para a variável  $x'$ ;  $x_i'$  representa a variável transformada;  $j$  é o número total de dados que compõem a série analisada de valores.

#### 4.2.3.2 Distribuição Normal

A função de densidade de probabilidade da *distribuição Normal* ou “Curva de Gauss” é:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad -\infty < X < +\infty \quad (33)$$

Sendo  $\mu$  e  $\sigma$  os parâmetros da distribuição. Usualmente utiliza-se a notação DN ( $\mu$ ,  $\sigma$ ).

Estimativa dos parâmetros da DN ( $\mu$ ,  $\sigma$ ) pode ser feita tanto pelo método dos momentos como pelo de máxima verossimilhança. Pelo método dos momentos tem-se:

$\mu_1 = \mu$  O primeiro momento da DN é a média da população normal.

$\mu_2 = \sigma^2$  É o segundo momento da DN é a variância da população

#### 4.2.3.3 Distribuição Log-Normal 2 parâmetros

Uma variável segue distribuição Log-Normal, se seus logaritmos seguirem distribuição normal. Desta maneira ao ajustar-se uma variável aleatória  $x$  uma distribuição Log-Normal, pode-se fazer de dois modos: ajustar  $x$  diretamente à Log-Normal ou ajustar seus logaritmos a distribuição normal.

A função densidade de probabilidade da distribuição Log-Normal é:

$$f(x) = \frac{1}{x\sigma_y\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{[\ln x - \mu_y]^2}{2\sigma_y^2}} \quad 0 \leq x \leq \infty \quad (34)$$

Sendo  $\mu_y$  e  $\sigma_y$  a média e os desvio-padrão dois logaritmos de  $x$ .

A estimativa dos parâmetros da distribuição Log-Normal pelo Método da Máxima Verossimilhança é realizada por:

$$\mu_y = \frac{\sum \ln(X_i)}{N} \quad (35)$$

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum [\ln(X_i) - \mu_y]^2}{N-1}} \quad (36)$$

A estimativa dos parâmetros da distribuição Log-Normal pelo Método dos Momentos é realizada por

$$\mu_y = \ln \mu - \ln \left( \sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\mu^2}} \right) \quad (37)$$

$$\sigma_y = \sqrt{\ln \left( 1 + \frac{\sigma^2}{\mu^2} \right)} \quad (38)$$

Onde:  $\mu$  = média dos valores de  $X$  e  $\sigma$  = desvio padrão dos valores de  $X$ .

#### 4.2.3.4 Distribuição Gama

A distribuição Gama tem como função densidade de probabilidade:

$$f(x) = \frac{1}{\Gamma(\gamma)\beta^\gamma} x^{\gamma-1} e^{-\frac{x}{\beta}} \quad (39)$$

Onde:  $\beta$  e  $\gamma > 0$

$\Gamma(\gamma)$  é a função gama

Essa função tem assimetria positiva. Variando-se o valor do parâmetro  $\beta$ , com  $\gamma$  constante, varia-se a escala da distribuição, em caso contrário, muda-se a forma, por esta razão é muito comum referir-se a  $\beta$  e  $\gamma$  como parâmetros de escala e de forma, respectivamente.

A estimativa dos parâmetros distribuição Gama pelo Método dos Momentos:

$$\beta = \frac{s^2}{\bar{x}} \quad (40)$$

$$\gamma = \frac{\bar{x}^2}{s^2} \quad (41)$$

A estimativa dos parâmetros distribuição Gama pelo Método da Máxima Verossimilhança:

$$\gamma = \frac{1 + \sqrt{1 + 4\frac{A}{3}}}{4A} \quad (42)$$

$$\beta = \frac{\bar{x}_t}{\gamma} \quad (43)$$

$$A = \ln(\bar{x}) - \frac{1}{N} \sum_i^N \ln X_i \quad (44)$$

Conforme Araújo et al.(2010) a utilização de funções de distribuição de probabilidade requer o uso de testes para provar a adaptação dos dados ou da série de dados às funções. Esses testes são conhecidos como testes de aderência e sua função é verificar a forma de uma distribuição, através da análise da adequação dos dados à curva de um modelo de distribuição hipotética.

Neste trabalho utilizou-se o teste de aderência Kolmogorov-Smirnov para verificar qual das distribuições possui maior aderência às estimativas de  $ET_0$ .

O teste Kolmogorov-Smirnov é usado para determinar se duas distribuições de probabilidade subjacentes diferem uma da outra ou se uma das distribuições de probabilidade subjacentes difere da distribuição em hipótese, em qualquer dos casos com base em amostras finitas.

A estatística do teste K-S é calculada pela maior diferença absoluta dada entre as frequências teórica e empírica, isto é:

$$D_{m\acute{a}x} = |F(x)_{empirica} - F(x)_{teórica}| \quad (45)$$

O valor  $D_{m\acute{a}x}$  é comparado com o valor crítico  $D_{crit}$  para o nível de significância de 5%. Sempre que o valor  $D_{m\acute{a}x}$  é inferior ao valor  $D_{crit}$  se aceita a hipótese de que a frequência dos valores observados segue a distribuição teórica.

## 5 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

### 5.1 ANÁLISE DE TENDÊNCIAS

A partir dos dados diários da série de registros do período de 01 de outubro de 1980 a 31 de dezembro de 2013 de precipitação, temperatura máxima, temperatura média, temperatura mínima, velocidade do vento, umidade relativa e insolação de Urussanga, SC foi realizado o teste não paramétrico de Mann-Kendall para a detecção de mudanças climáticas a 5% de probabilidade.

No estudo das possíveis tendências dos elementos climáticos foram considerados os valores médios anuais e dos meses de janeiro e julho. Na Tabela 1 têm-se os resultados das análises de tendência para as séries estudadas.

Tabela 1 – Estatísticas do teste de Mann-Kendall para as séries climatológicas de Urussanga, SC

(continua)				
Nº de dados	Dados meteorológicos	S	z	Significância (p < 0,05)
1	Precipitação anual	48	0,728	0,4666
2	Tmax anual	-15	-0,217	0,8282
3	Tmax Janeiro	-36	-0,542	0,5878
4	Tmax julho	-34	-0,511	0,6094
5	T min anual	79	1,209	0,2267
6	Tmin janeiro	53	0,806	0,4202
7	Tmin julho	88	1,348	0,1777
8	Tmed anual	176	2,712	0,0067
9	Tmed janeiro	22	0,325	0,7452
10	Tmed julho	40	0,604	0,5458
11	UR anual	104	1,596	0,1105
12	UR janeiro	83	1,271	0,2037
13	UR julho	102	1,565	0,1176
14	Vel vento anual	5	0,062	0,9506
15	Vel vento janeiro	79	1,209	0,2267
16	Vel vento julho	-128	-1,968	0,0491

Tabela 1 – Estatísticas do teste de Mann-Kendall para as séries climatológicas de Urussanga, SC

N° de dados	Dados meteorológicos	S	z	(conclusão)
				Significância (p < 0,05)
17	Insolação ano	-28	-0,418	0,6759
18	Insolação janeiro	-68	-1,038	0,2993
19	Insolação julho	-44	-0,666	0,5054
20	ET <sub>0</sub> ano	-32	-0,480	0,6312
21	ET <sub>0</sub> janeiro	-74	-1,131	0,2581
22	ET <sub>0</sub> julho	-82	-1,255	0,2095

Fonte: Dados da autora.

Foi observada tendência estatisticamente significativa para o aumento da temperatura média anual ( $p = 0,0067$ ) e para a diminuição da velocidade do vento no mês de julho ( $p = 0,0491$ ) no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013.

Este resultado (aumento da temperatura média anual) corrobora com os trabalhos realizados por Back (2001); Campos, Braga e Alves (2006), e Back e Vieira (2009) em Santa Catarina que mostram que nas últimas décadas houve aumento na temperatura média anual em várias locais do estado.

Back (2001) analisando os dados de temperatura da estação de Urussanga, no período de 1924 a 1998, observou que houve tendência significativa no aumento da temperatura média anual (aproximadamente  $1^{\circ}\text{C}/\text{século}$ ) e na temperatura média do mês de janeiro, sendo que a mudança ocorreu no ano de 1965. Campos, Braga e Alves (2006) analisando as distribuições das temperaturas médias anuais verificaram que em Santa Catarina, os maiores valores de temperatura do ar concentram-se nas últimas décadas. Segundo os autores pode-se observar que a distribuição anual da temperatura média nos municípios de Urussanga, Caçador e São Joaquim superam o valor médio histórico com mais frequência a partir da década de 1990.

Resultados semelhantes foram encontrados em outras regiões do Brasil. Mota et al. (1993), que quantificou um incremento equivalente a  $0,65^{\circ}\text{C}/\text{século}$  para o Rio Grande do Sul. Mello e Alfonsi (1993) e Sentelhas et al. (1994) encontraram valores de aquecimento de  $2^{\circ}\text{C}$  em 90 anos na cidade de Campinas, SP. Peneireiro e Ferreira (2011) analisando as séries de temperatura média do ar de Campinas, SP, no



período de 1910 a 2009, observaram uma tendência de aumento para a temperatura média anual da ordem de  $1,8^{\circ}\text{C}$ . Penereiro e Orlando (2013) analisando dados de 24 estações do INMET nos estados do Piauí e Maranhão observaram que de 96 séries trabalhadas 83% acusou aumento (coeficiente angular da equação de regressão linear  $a > 0$ ) nos índices das temperaturas. Em seis locais do Maranhão e quatro no Piauí apresentaram tendência significativa de temperatura média anual. Meschiatti et al (2012) pesquisando a ocorrência de tendência em séries temporais de doze localidades do estado de São Paulo, cinco apresentaram tendência positiva para a temperatura média.

Quanto à redução da velocidade do vento no mês de julho, resultado semelhante foi apresentado por Alencar et al. (2011) para Minas Gerais no período de 1968 a 2008 que encontrou fortes reduções ao longo da série e em todos os meses do ano.

O teste de Mann-Kendall apresentado na Tabela 1 não fornece estimativa da magnitude da tendência. Para obter esta estimativa pode-se usar o algoritmo derivado por Hirsch, Slack, Smith (1982) a partir da abordagem de Theil-Sen. O teste não paramétrico de Theil-Sen é utilizado para estimar a declividade ( $\beta$ ), indicando a magnitude e a tendência da declividade conforme apresentado na Tabela 2.

Tabela 2 – Teste de Theil-Sen

Dados meteorológicos	Mediana	Inclinação $\beta$	Intervalo de confiança de 95% para o valor de $\beta$	
			$\beta$ inferior	$\beta$ superior
Precipitação anual (mm)	1769,60	3,9820	-7,2470	15,3066
Tmax anual ( $^{\circ}\text{C}$ )	25,91	-0,0028	-0,0260	0,0195
Tmax janeiro ( $^{\circ}\text{C}$ )	29,69	-0,0081	-0,0402	0,0275
Tmax julho ( $^{\circ}\text{C}$ )	21,56	-0,0114	-0,0794	0,0442
Tmin anual ( $^{\circ}\text{C}$ )	15,14	0,0367	-0,0400	0,0737
Tmin janeiro ( $^{\circ}\text{C}$ )	19,84	0,0235	-0,0341	0,0712
Tmin julho ( $^{\circ}\text{C}$ )	9,66	0,0435	-0,0233	0,1179
Tmed anual ( $^{\circ}\text{C}$ )	19,55	0,0174	0,0066	0,0326
Tmed janeiro ( $^{\circ}\text{C}$ )	24,23	0,0052	-0,0217	0,0327
Tmed julho ( $^{\circ}\text{C}$ )	14,15	0,0159	-0,0387	0,0728

(continua)

Tabela 2 – Teste de Theil-Sen

Dados meteorológicos	Mediana	Inclinação $\beta$	(conclusão)	
			Intervalo de confiança de 95% para o valor de $\beta$	
			$\beta$ inferior	$\beta$ superior
UR anual %	82,29	0,0658	-0,0093	0,1355
UR janeiro %	81,97	0,0786	-0,0570	0,1958
UR julho%	85,49	0,0817	-0,0270	0,1944
Vel vento anual (m/s)	1,34	0,0000	-0,0067	0,0068
Vel vento janeiro (m/s)	1,18	0,0050	-0,0025	0,0119
Vel vento julho (m/s)	1,22	-0,0055	-0,0129	0,0000
Insolação ano (h)	5,19	-0,0061	-0,0213	0,0107
Insolação janeiro (h)	5,17	-0,0205	-0,0480	0,0226
Insolação julho (h)	4,82	-0,0121	-0,0439	0,0307
ET <sub>0</sub> ano (mm)	1006,04	-0,2441	-1,7770	1,0425
ET <sub>0</sub> janeiro (mm)	122,17	-0,1432	-0,4247	0,1569
ET <sub>0</sub> julho (mm)	44,00	-0,0981	-0,2264	0,0305

Fonte: Dados da autora.

Os valores de inclinação ( $\beta$ ) (Tabela 2) e seus intervalos de confiança somente devem ser considerados quando o teste de Mann-Kendall indicar que a tendência é significativa. Assim para a temperatura média anual, a mediana observada foi de 19,55°C mm, com tendência significativa de aumento de 0,0174 °C.ano<sup>-1</sup> ou 0,174 °C por década. Para a velocidade do vento no mês de julho a mediana observada foi de 1,22m.s<sup>-1</sup> apresentando tendência de redução da velocidade de 0,0055 m.s<sup>-1</sup> ao ano e 0,55m.s<sup>-1</sup> em um século.

Mesmo havendo tendência significativa para a diminuição da velocidade do vento em julho e aumento da temperatura média anual não foi observado tendência significativa para a ET<sub>0</sub> para julho ou anual. Isso é devido à temperatura média não ser considerada para o cálculo da ET<sub>0</sub> PM-FAO, utilizando-se somente as séries de temperatura máxima e mínima e a menor representatividade do vento neste processo, 14%, em relação à radiação solar, 80%(CHANG ,1968; NANDAGIRI e KOVOOR, 2005).

Conforme Back (2001) a identificação de alterações nos registros meteorológicos é essencial para os estudos de engenharia que utilizam as séries históricas, pois tanto as simulações como as aplicações de

teorias de probabilidade são realizadas com a hipótese de que as séries históricas são homogêneas, isto é, que não apresentem tendências.

Sendo assim, pode-se afirmar que não há tendência significativa nas séries de  $ET_0$  para Urussanga, SC podendo ser utilizada com segurança na realização de estudo climatológicos.

## 5.2 ESTIMATIVA DA $ET_0$

Os valores diários de  $ET_0$  estimados pela equação PM-FAO foram agrupados em períodos consecutivos de 5, 10, 15 e 30 dias.

Na Tabela 3 são apresentadas as estatísticas dos valores de  $ET_0$  diária estimada. A maior média diária ocorreu no mês de dezembro  $4,02 \text{ mm.d}^{-1}$  e a menor média diária ocorrem no mês de junho  $1,24 \text{ mm.d}^{-1}$ . O maior e menor valor de  $ET_0$  ocorreu nos meses de dezembro e junho,  $7,87 \text{ mm.d}^{-1}$  e  $0,64 \text{ mm.d}^{-1}$ , respectivamente.

Tabela 3 – Estatísticas da evapotranspiração de referência diária para a região de Urussanga, SC no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013.

Diário	Nº de dados	Média ( $\text{mm.d}^{-1}$ )	Desvio Padrão ( $\text{mm.d}^{-1}$ )	CV (%)	Assimetria.	Maior	Menor
Jan.	1023	3,93	1,18	30,1	0,16	6,84	1,91
Fev.	932	3,66	1,15	31,5	0,18	7,10	1,83
Mar.	1023	3,17	0,94	29,8	0,03	5,90	1,40
Abr.	990	2,36	0,71	30,0	0,23	4,68	1,10
Mai	1023	1,61	0,48	29,7	0,45	3,38	0,78
Jun.	1023	1,24	0,37	29,8	1,13	3,49	0,64
Jul.	1023	1,36	0,41	30,4	0,66	3,00	0,66
Ago.	1023	1,88	0,67	35,4	0,59	4,22	0,81
Set.	1023	2,38	0,87	36,8	0,42	5,67	0,81
Out.	1054	3,15	1,09	34,5	0,32	6,11	1,40
Nov.	1020	3,79	1,29	33,9	0,16	7,59	1,76
Dez.	1054	4,02	1,24	30,8	0,12	7,87	1,93

Fonte: Dados da autora.

Na Tabela 4 são apresentadas as estatísticas dos valores de  $ET_0$  dos períodos agrupados em intervalos de 5 dias. A maior média ocorreu

na pentada 70; 4,20 mm.d<sup>-1</sup> (mês de dezembro) e a menor média na pentada 35; 1,19 mm.d<sup>-1</sup> (mês de junho). O maior valor de ET<sub>0</sub> ocorreu na pentada 72, 5,85 mm.d<sup>-1</sup> e o menor na pentada 33, 0,78 mm.d<sup>-1</sup>. As pentadas correspondem aos meses de dezembro e junho, respectivamente.

Tabela 4 – Estatísticas da evapotranspiração de referência por pentada para a região de Urussanga, SC no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013.

(continua)

Pentada	Nº de dados	Média (mm.d <sup>-1</sup> )	Desvio (mm.d <sup>-1</sup> )	CV (%)	Assim.	Maior	Menor
1	34	3,96	0,72	18,15	-0,41	5,01	2,64
2	34	4,03	0,66	16,43	0,60	5,93	2,78
3	34	4,01	0,79	19,75	0,15	5,68	2,58
4	34	3,83	0,59	15,43	0,30	5,17	2,43
5	34	3,74	0,76	20,26	0,59	5,80	2,29
6	34	4,03	0,61	15,19	0,90	5,65	3,11
7	34	3,95	0,73	18,55	0,68	5,77	2,75
8	34	3,77	0,68	17,98	0,17	4,96	2,56
9	34	3,69	0,74	20,19	0,49	5,44	2,29
10	34	3,70	0,61	16,60	0,60	5,37	2,78
11	34	3,57	0,62	17,42	0,38	4,77	2,57
12	34	3,66	0,82	22,51	0,14	5,10	2,01
13	34	3,46	0,63	18,24	0,14	4,79	2,03
14	34	3,52	0,63	17,85	-0,03	4,77	2,29
15	34	3,25	0,57	17,56	-0,29	4,46	1,96
16	34	3,10	0,66	21,31	-0,13	4,48	1,79
17	34	3,03	0,49	16,12	0,50	4,42	2,13
18	34	2,81	0,70	25,03	2,48	5,83	1,85
19	34	2,68	0,47	17,49	-0,18	3,54	1,56
20	34	2,59	0,45	17,33	-0,16	3,65	1,44

Tabela 4 – Estatísticas da evapotranspiração de referência por pentada para a região de Urussanga, SC no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013.

(continuação)

Pentada	Nº de dados	Média (mm.d <sup>-1</sup> )	Desvio (mm.d <sup>-1</sup> )	CV (%)	Assim.	Maior	Menor
21	34	2,45	0,41	16,61	-0,01	3,24	1,66
22	34	2,34	0,35	15,11	0,14	3,22	1,71
23	34	2,09	0,42	20,32	-0,46	2,74	1,27
24	34	1,96	0,30	15,51	0,47	2,60	1,34
25	34	1,92	0,32	16,42	-0,98	2,48	1,09
26	34	1,73	0,33	19,20	0,18	2,32	1,20
27	34	1,62	0,33	20,49	0,12	2,46	1,02
28	34	1,53	0,30	19,46	0,09	2,12	1,04
29	34	1,50	0,28	18,99	0,56	2,14	1,05
30	34	1,39	0,22	16,05	2,27	2,35	1,05
31	34	1,33	0,22	16,40	0,87	1,86	0,99
32	34	1,30	0,24	18,27	0,75	1,97	0,90
33	34	1,24	0,22	17,89	0,27	1,69	0,78
34	34	1,20	0,21	17,70	0,52	1,68	0,91
35	34	1,19	0,20	17,11	0,82	1,70	0,87
36	34	1,25	0,21	16,55	0,19	1,75	0,83
37	34	1,32	0,33	24,93	0,89	2,15	0,80
38	34	1,21	0,17	14,30	0,09	1,58	0,81
39	34	1,41	0,26	18,51	0,53	1,98	1,03
40	34	1,32	0,29	21,88	0,10	2,01	0,84
41	34	1,40	0,19	13,36	-0,34	1,69	1,02
42	34	1,49	0,26	17,25	0,38	1,99	0,96
43	34	1,61	0,33	20,67	-0,02	2,29	0,93
44	34	1,64	0,32	19,85	0,53	2,29	1,10
45	34	1,89	0,36	19,05	0,02	2,61	1,17
46	34	1,97	0,46	23,44	0,66	3,22	1,28
47	34	1,99	0,49	24,40	0,29	3,21	1,09
48	34	2,08	0,49	23,53	0,36	3,04	1,24

Tabela 4 – Estatísticas da evapotranspiração de referência por pentada para a região de Urussanga, SC no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013.

(conclusão)							
Pentada	Nº de dados	Média (mm.d <sup>-1</sup> )	Desvio (mm.d <sup>-1</sup> )	CV (%)	Assim.	Maior	Menor
49	34	2,28	0,35	15,53	0,24	2,98	1,63
50	34	2,46	0,55	22,32	0,47	3,63	1,58
51	34	2,31	0,59	25,50	0,90	3,70	1,37
52	34	2,44	0,45	18,37	-0,32	3,17	1,43
53	34	2,41	0,44	18,30	0,20	3,60	1,49
54	34	2,64	0,54	20,40	0,42	3,77	1,72
55	35	2,85	0,49	17,21	0,62	4,26	2,04
56	35	2,88	0,57	19,71	0,17	4,14	1,74
57	35	3,05	0,69	22,65	1,11	5,15	1,96
58	35	3,13	0,57	18,30	0,21	4,42	2,17
59	35	3,40	0,72	21,15	0,08	4,72	2,00
60	35	3,59	0,61	16,85	-0,05	4,67	2,41
61	35	3,47	0,89	25,61	0,30	5,37	2,02
62	35	3,69	0,86	23,35	0,16	5,26	1,92
63	35	3,70	0,95	25,69	-0,03	5,77	2,01
64	35	3,85	0,67	17,50	-0,18	5,22	2,42
65	35	3,85	0,65	16,78	-0,22	4,94	2,50
66	35	4,02	0,84	20,82	-0,18	5,98	2,13
67	35	4,12	0,64	15,53	-0,22	5,43	2,80
68	35	3,88	0,83	21,42	-0,04	5,43	2,28
69	35	3,93	0,60	15,23	0,12	5,38	2,75
70	35	4,20	0,68	16,13	0,38	5,71	3,05
71	35	3,86	0,61	15,73	0,21	5,15	2,81
72	34	4,04	0,75	18,56	0,44	5,85	2,93

Fonte: Dados da autora.

A Tabela 5 apresenta os valores médios de  $ET_0$  por decêndio. A maior média ocorreu no decêndio 35, 4,05 mm.d<sup>-1</sup> (mês de dezembro) e a menor média no decêndio 17, 1,22 mm.d<sup>-1</sup> (mês de junho). O maior

valor de  $ET_0$  ocorreu no decêndio 31,  $5,19 \text{ mm.d}^{-1}$  e o menor no decêndio 17,  $0,93 \text{ mm.d}^{-1}$ . O decêndio 31 corresponde aos dez primeiros dias do mês de novembro e o decêndio 17, aos dias 11 a 20 do mês de junho.

Tabela 5 – Estatísticas da evapotranspiração de referência por decêndio para a região de Urussanga, SC no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013.

(continua)

Decêndio	Nº de dados	Média ( $\text{mm.d}^{-1}$ )	Desvio Padrão ( $\text{mm.d}^{-1}$ )	CV (%)	Assim.	Maior	Menor
1	32	3,98	0,51	12,89	0,24	5,12	3,29
2	32	3,91	0,49	12,65	0,16	5,04	3,06
3	32	3,92	0,50	12,65	0,30	5,20	2,94
4	32	3,87	0,53	13,58	0,82	5,32	2,90
5	32	3,69	0,52	14,08	0,69	4,85	2,80
6	32	3,59	0,52	14,35	0,85	4,78	2,75
7	32	3,50	0,47	13,37	-0,09	4,44	2,40
8	32	3,19	0,48	15,12	-0,68	3,89	1,88
9	32	3,98	0,51	12,89	0,24	5,12	3,29
10	32	2,89	0,35	12,07	0,34	3,61	2,31
11	32	2,42	0,29	11,90	0,38	3,23	1,89
12	32	2,05	0,28	13,63	0,02	2,54	1,58
13	32	1,83	0,25	13,86	-0,04	2,33	1,34
14	32	1,60	0,24	14,78	-0,39	2,00	1,14
15	32	1,44	0,21	14,54	1,24	2,10	1,17
16	32	1,32	0,17	12,55	0,40	1,74	1,02
17	32	1,22	0,16	13,43	0,41	1,56	0,93
18	32	1,23	0,14	11,48	-0,20	1,52	0,94
19	32	1,26	0,16	12,60	0,71	1,66	0,98
20	32	1,37	0,19	13,48	0,16	1,79	1,00
21	32	1,45	0,17	11,99	0,14	1,82	1,04
22	32	1,64	0,25	15,09	-0,08	2,09	1,14

Tabela 5 – Estatísticas da evapotranspiração de referência por decêndio para a região de Urussanga, SC no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013.

(conclusão)

Decêndio	Nº de dados	Média (mm.d <sup>-1</sup> )	Desvio Padrão (mm.d <sup>-1</sup> )	CV (%)	Assim.	Maior	Menor
23	32	1,95	0,33	17,00	0,39	2,76	1,41
24	32	2,07	0,29	14,04	0,12	2,80	1,53
25	32	2,39	0,34	14,05	0,80	3,26	1,84
26	32	2,37	0,37	15,42	0,15	3,25	1,70
27	32	2,50	0,37	14,89	0,45	3,23	1,92
28	33	2,85	0,31	10,84	-0,36	3,35	2,28
29	33	3,09	0,50	16,11	0,40	4,33	2,26
30	33	3,48	0,47	13,42	-0,48	4,24	2,45
31	32	3,58	0,64	17,92	0,37	5,19	2,53
32	33	3,82	0,63	16,47	-0,57	4,70	2,57
33	33	3,94	0,51	12,87	0,29	5,11	2,97
34	33	4,01	0,48	11,84	0,04	4,91	2,94
35	33	4,05	0,45	11,09	0,50	5,16	3,32
36	33	3,99	0,49	12,30	0,47	5,14	3,13

Fonte: Dados da autora.

A Tabela 6 apresenta os valores médios de  $ET_0$  por quinzena. A maior média ocorreu na última quinzena, 4,05 mm.d<sup>-1</sup> (mês de dezembro) e a menor média na 12<sup>a</sup> quinzena, 1,22 mm.d<sup>-1</sup> (mês de junho). O maior e menor valor de  $ET_0$  também ocorreu nas mesmas quinzenas, 5,32 e 0,98 mm.d<sup>-1</sup>, respectivamente.

Tabela 6 – Estatísticas da evapotranspiração de referência por quinzena para a região de Urussanga, SC no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013.

(continua)

Quinzena.	Nº de dados	Média (mm.d <sup>-1</sup> )	Desvio Padrão (mm.d <sup>-1</sup> )	CV (%)	Assim.	Maior	Menor
1	33	3,98	0,47	11,81	0,66	5,31	3,29



Tabela 6 – Estatísticas da evapotranspiração de referência por quinzena para a região de Urussanga, SC no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013.

(conclusão)							
Quinzena.	Nº de dados	Média (mm.d <sup>-1</sup> )	Desvio Padrão (mm.d <sup>-1</sup> )	CV (%)	Assimetria.	Maior	Menor
2	33	3,88	0,36	9,39	1,24	5,19	3,16
3	33	3,78	0,46	12,20	0,30	4,92	2,91
4	33	3,98	0,47	11,81	0,66	5,31	3,29
5	33	3,41	0,33	9,78	0,30	4,28	2,84
6	33	2,95	0,32	10,74	0,49	3,62	2,47
7	33	2,58	0,29	11,26	-0,01	3,14	1,89
8	33	2,14	0,22	10,18	-0,35	2,53	1,65
9	33	1,77	0,19	10,82	-0,11	2,12	1,37
10	33	1,47	0,21	14,17	0,77	2,07	1,14
11	33	1,30	0,15	11,78	0,20	1,59	1,00
12	33	1,22	0,13	10,73	0,12	1,48	0,98
13	33	1,30	0,14	10,81	0,19	1,60	1,08
14	33	1,41	0,17	11,91	0,15	1,82	1,02
15	33	1,73	0,22	12,91	-0,10	2,16	1,24
16	33	2,03	0,27	13,43	-0,26	2,50	1,51
17	33	2,36	0,34	14,52	1,03	3,33	1,89
18	33	2,50	0,31	12,32	0,49	3,13	1,96
19	34	2,93	0,29	9,81	0,03	3,49	2,37
20	34	3,37	0,36	10,76	-0,81	4,11	2,52
21	34	3,65	0,54	14,84	-0,28	4,67	2,50
22	34	3,93	0,41	10,37	-0,11	4,62	3,13
23	34	3,99	0,34	8,60	0,13	4,87	3,22
24	34	4,05	0,40	9,87	0,74	5,32	3,27

Dados da autora.

A Tabela 7 apresenta os valores médios de  $ET_0$  por mês. A maior média ocorreu no mês de dezembro, 4,01 mm.d<sup>-1</sup> e a menor média no

mês de junho,  $1,26 \text{ mm.d}^{-1}$ . O maior e menor valor de  $ET_0$  também ocorreu nos mesmos meses,  $4,78$  e  $1,05 \text{ mm.d}^{-1}$ , respectivamente.

Tabela 7 – Estatísticas da evapotranspiração de referência por mês para a região de Urussanga, SC no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013.

Mês	Nº de dados	Media ( $\text{mm.d}^{-1}$ )	Desvio ( $\text{mm.d}^{-1}$ )	CV (%)	Assimetria	Maior	Menor
1	35	3,93	0,24	6,10	0,86	4,58	3,50
2	35	3,69	0,35	9,60	0,36	4,47	3,05
3	35	3,18	0,25	7,89	0,18	3,76	2,67
4	35	2,35	0,21	9,10	0,01	2,78	1,88
5	35	1,61	0,17	10,52	0,05	1,99	1,28
6	35	1,26	0,10	8,34	0,16	1,49	1,05
7	35	1,35	0,12	8,59	-0,29	1,56	1,06
8	35	1,90	0,19	10,25	-0,28	2,34	1,42
9	35	2,43	0,20	8,03	-0,23	2,85	1,99
10	36	3,18	0,25	7,94	-0,69	3,56	2,52
11	36	3,80	0,38	10,10	-0,54	4,43	2,88
12	36	4,01	0,27	6,68	0,53	4,78	3,55

Fonte: Dados da autora.

Conforme observado nas Tabela 3, Tabela 4, Tabela 5, Tabela 6 e Tabela 7 não houve diferenças significativas nas médias de  $ET_0$  calculadas nos diversos períodos agrupados.

No entanto, houve diferenças significativas na dispersão dos valores em torno da média. Para valores diários, foi obtido coeficiente de variação (CV) entre 29,8% e 36,8%, na pentadas o CV variou entre 13,36% a 25,5%, no período decendial variou entre 10,84% a 15,12% e quinzenal 8,60% e 15,52% e para valores mensais, variou entre 6,10% e 10,52%. Observou-se que à medida que aumenta o período agrupado o coeficiente de variação diminui.

Também foi observado que o valor máximo diário da  $ET_0$  aumenta com a diminuição do período agrupado. De acordo com Fietz e Urchei (2002), Saad e Scaloppi (1988) este comportamento é esperado em análise de frequência de  $ET_0$  e demonstra a importância da definição criteriosa do período agrupado que servirá de parâmetro de dimensionamento para os projetos, pois dependendo do período

agrupado e do nível de probabilidade adotados, pode resultar em sensíveis diferenças no dimensionamento de sistemas de irrigação.

Também se pode inferir que os maiores e menores valores médios diários de  $ET_0$  em Urussanga ocorrem nos meses de dezembro (verão) e junho (inverno) independente do período agrupado. Os valores máximo e mínimo diário também ocorrem nesses meses, à exceção do valor máximo diário agrupado por decêndio que ocorreu no mês de novembro.

### 5.3 TESTE DE ADERÊNCIA DAS DISTRIBUIÇÕES

Os dados de  $ET_0$  diária e agrupada em intervalos em de 5,10,15 dias e mensal foram testados visando verificar o ajuste destes a seis funções de distribuição de probabilidade – Beta, Normal, Log Normal MM, Log Normal MV, Gama MM e Gama MV.

A Tabela 8 apresenta os resultados do teste de aderência K-S das distribuições aos dados diários de  $ET_0$ .

Tabela 8 – Teste de aderência K-S para valores de  $ET_0$  diária

Diário	Dcrit	Valor Dmáx no teste de K-S					
		Beta	Normal	Log Normal MV	Log Normal MM	Gama MM	Gama MV
1	0,0425	0,0366	0,0688	0,0774	0,0861	0,0739	0,0706
2	0,0445	0,0651	0,0721	0,0767	0,0928	0,0766	0,0707
3	0,0425	0,0527	0,0675	0,0875	0,0982	0,0833	0,0785
4	0,0432	0,0471	0,0650	0,0746	0,0790	0,0610	0,0596
5	0,0425	0,0265	0,0558	0,0448	0,0545	0,0431	0,0440
6	0,0425	0,0469	0,0770	0,0769	0,0700	0,0643	0,0770
7	0,0425	0,0387	0,0763	0,0671	0,0710	0,0664	0,0717
8	0,0425	0,0381	0,0763	0,0662	0,0789	0,0689	0,0713
9	0,0425	0,0622	0,1059	0,0742	0,0908	0,0854	0,0826
10	0,0419	0,0592	0,0985	0,0861	0,1034	0,0926	0,0634
11	0,0426	0,0671	0,0903	0,0966	0,1097	0,0927	0,0855
12	0,0419	0,0611	0,0772	0,0895	0,0954	0,0800	0,0654

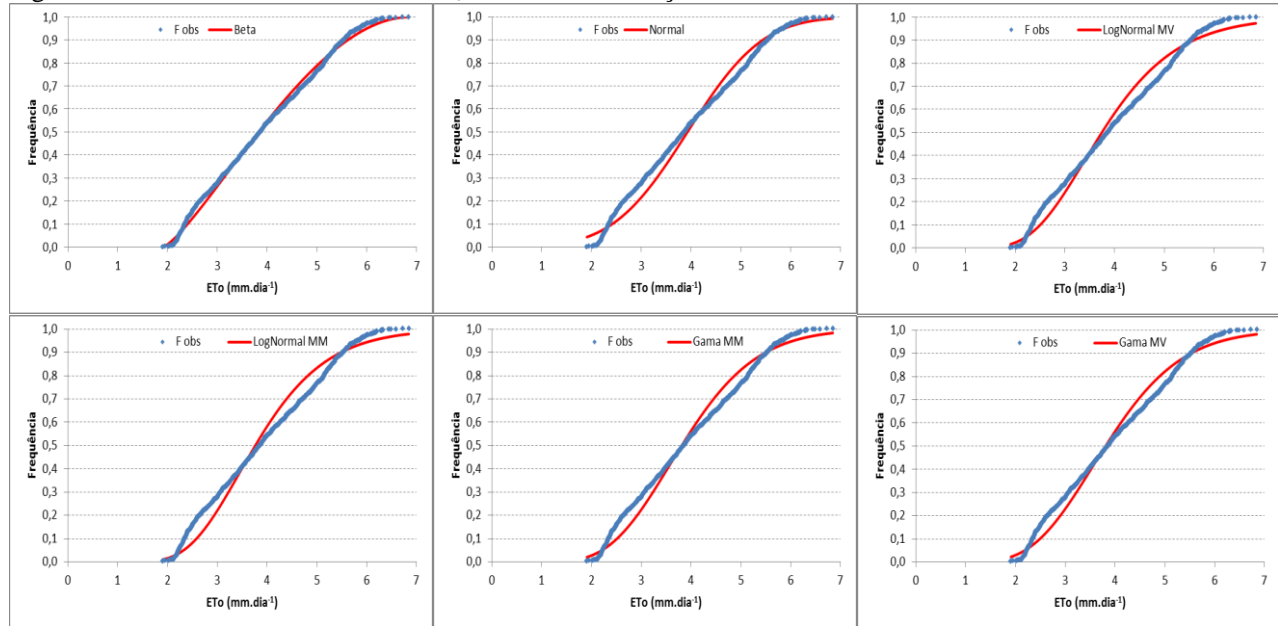
Fonte: Dados da autora.

Na análise do ajuste das distribuições para os valores de  $ET_0$  diários a distribuição Beta apresentou melhor aderência que as demais

distribuições, pois os menores valores de  $D_{\text{máx}}$  foram obtidos em todos os meses com a distribuição Beta, seguidos pela distribuição Gama MV. Os maiores valores de  $D_{\text{máx}}$  foram obtidos com a distribuição Log-Normal MM, em 75% dos meses.

Observa-se ainda que para alguns meses os valores de  $D_{\text{máx}}$  foram superiores ao valor de  $D_{\text{crit}}$ , rejeitando a hipótese de igualdade das distribuições. Neste caso, esta constatação deve-se ao fato a amostra de dados diários de  $ET_0$  terem um grande número de observações (acima de 1000) o que faz com que o valor  $D_{\text{crit}}$  se torne muito pequeno. Os valores de  $D_{\text{máx}}$  obtidos com a distribuição Beta foram inferiores a 0,07 mostrando que as diferenças entre as frequências dos dados de  $ET_0$  diários observados e as frequência estimadas com a distribuição Beta foi inferior a 7%. A Figura 4 apresenta os gráficos da aderência dos valores diários de  $ET_0$  as distribuições, onde se pode observar a melhor aderência dos dados à distribuição Beta.

Figura 4 – Aderência dos valores de  $ET_0$  diária às distribuições.



A Tabela 9 apresenta o resultado do teste de aderência K-S das distribuições aos dados diários de  $ET_0$  agrupados por pentada.

Tabela 9 – Teste de aderência K-S para valores de  $ET_0$  diária agrupada por pentada

(continua)

Pentada	Dcrit	Valor Dmáx no teste de K-S					
		Beta	Normal	Log Normal MV	Log Normal MM	Gama MM	Gama MV
1	0,2274	0,0839	0,1215	0,1506	0,1556	0,1440	0,1429
2	0,2274	0,1229	0,0867	0,0891	0,0911	0,0900	0,0830
3	0,2274	0,0869	0,0963	0,0854	0,0915	0,0827	0,0837
4	0,2274	0,1616	0,1380	0,1176	0,1153	0,1226	0,1212
5	0,2274	0,0930	0,0800	0,0628	0,0623	0,0619	0,0553
6	0,2274	0,0866	0,0971	0,0671	0,0678	0,0777	0,0759
7	0,2274	0,1228	0,0678	0,0930	0,0959	0,0876	0,0819
8	0,2274	0,0922	0,0863	0,0673	0,0726	0,0715	0,0735
9	0,2274	0,0957	0,0695	0,0660	0,0644	0,0604	0,0624
10	0,2274	0,1060	0,0831	0,1027	0,1031	0,0924	0,0934
11	0,2274	0,0988	0,0889	0,0668	0,0676	0,0709	0,0739
12	0,2274	0,1021	0,1121	0,0942	0,1045	0,1049	0,1045
13	0,2274	0,1358	0,1010	0,1360	0,1318	0,1224	0,1226
14	0,2274	0,0715	0,1031	0,1230	0,1295	0,1201	0,1197
15	0,2274	0,0574	0,0798	0,0935	0,1044	0,0952	0,0922
16	0,2274	0,0587	0,0877	0,1070	0,1177	0,1067	0,1044
17	0,2274	0,0828	0,0900	0,0757	0,0765	0,0718	0,0740
18	0,2274	0,1372	0,1417	0,0865	0,1074	0,1120	0,1029
19	0,2274	0,1164	0,1051	0,1393	0,1296	0,1226	0,1254
20	0,2274	0,1278	0,1143	0,1396	0,1265	0,1209	0,1252
21	0,2274	0,0683	0,0527	0,0644	0,0707	0,0629	0,0629
22	0,2274	0,0969	0,0743	0,0846	0,0873	0,0817	0,0839
23	0,2274	0,0824	0,1455	0,1553	0,1703	0,1609	0,1558

Tabela 9 – Teste de aderência K-S para valores de  $ET_0$  diária agrupada por pentada

(continuação)

Pentada	Dcrit	Valor Dmáx no teste de K-S					
		Beta	Normal	Log Normal MV	Log Normal MM	Gama MM	Gama MV
24	0,2274	0,1315	0,1235	0,0948	0,0942	0,1037	0,1027
25	0,2274	0,1602	0,1900	0,2224	0,2225	0,2118	0,2128
26	0,2274	0,0845	0,1060	0,0969	0,1015	0,0984	0,1009
27	0,2274	0,0976	0,0568	0,0976	0,0947	0,0829	0,0832
28	0,2274	0,0519	0,0987	0,0976	0,1050	0,1006	0,1021
29	0,2274	0,1116	0,1472	0,1113	0,1099	0,1220	0,1234
30	0,2274	0,1388	0,1436	0,1115	0,1306	0,1359	0,1176
31	0,2274	0,1390	0,1577	0,1256	0,1272	0,1376	0,1347
32	0,2274	0,1082	0,1234	0,1026	0,0980	0,1052	0,1125
33	0,2274	0,0956	0,0876	0,0689	0,0730	0,0686	0,0714
34	0,2274	0,0723	0,0982	0,0848	0,0825	0,0803	0,0872
35	0,2274	0,1017	0,1366	0,1077	0,1043	0,1146	0,1185
36	0,2274	0,0638	0,0854	0,0726	0,0757	0,0754	0,0776
37	0,2274	0,0841	0,1250	0,0790	0,0766	0,0919	0,0948
38	0,2274	0,1115	0,1059	0,0988	0,0960	0,0891	0,0882
39	0,2274	0,0738	0,1485	0,1299	0,1261	0,1322	0,1392
40	0,2274	0,1028	0,1040	0,1180	0,1265	0,1169	0,1166
41	0,2274	0,0824	0,1225	0,1311	0,1369	0,1296	0,1288
42	0,2274	0,1142	0,1140	0,0807	0,0800	0,0910	0,0917
43	0,2274	0,0465	0,0784	0,0770	0,0857	0,0755	0,0740
44	0,2274	0,0884	0,1078	0,0882	0,0862	0,0876	0,0953
45	0,2274	0,0604	0,0474	0,0645	0,0721	0,0629	0,0626
46	0,2274	0,0675	0,0835	0,0810	0,0781	0,0757	0,0857
47	0,2274	0,0753	0,0509	0,0677	0,0714	0,0558	0,0559
48	0,2274	0,1132	0,0934	0,0784	0,0840	0,0849	0,0875

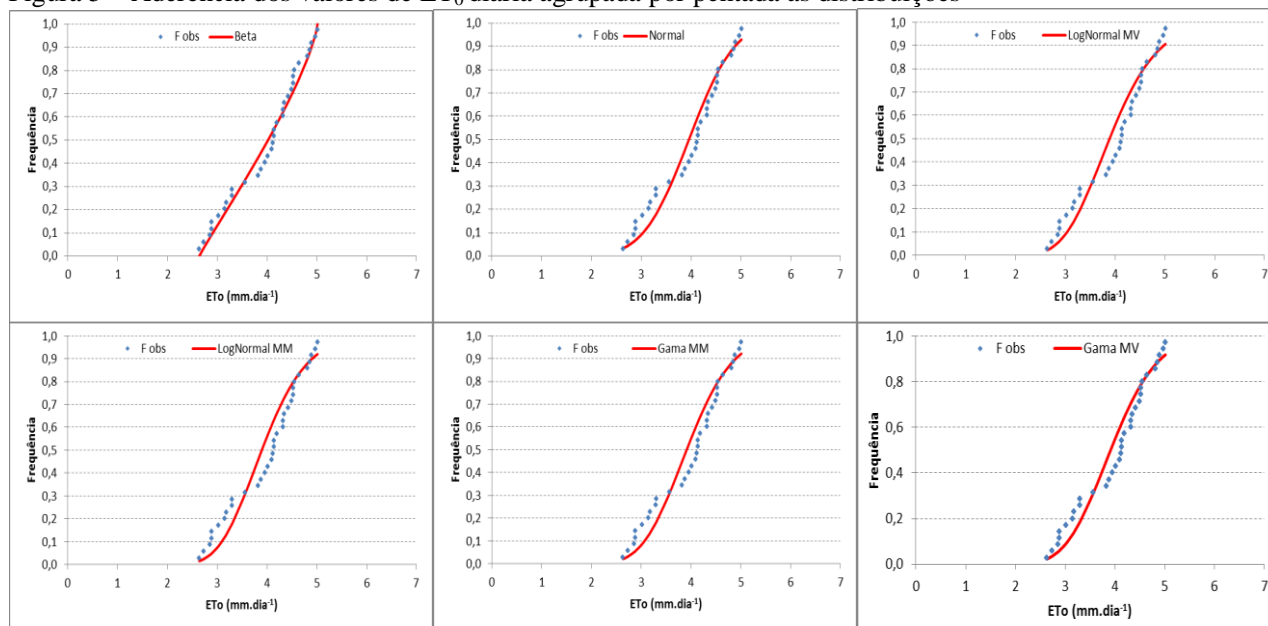
Tabela 9 – Teste de aderência K-S para valores de  $ET_0$  diária agrupada por pentada

		(conclusão)					
Pentada	Dcrit	Valor Dmáx no teste de K-S					
		Beta	Normal	Log Normal MV	Log Normal MM	Gama MM	Gama MV
49	0,2274	0,0648	0,1009	0,0858	0,0878	0,0863	0,0896
50	0,2274	0,1351	0,1321	0,0985	0,0987	0,1081	0,1124
51	0,2274	0,1623	0,1715	0,1249	0,1254	0,1412	0,1380
52	0,2274	0,0582	0,0962	0,0948	0,1096	0,1038	0,0995
53	0,2274	0,0736	0,0846	0,0972	0,1037	0,0963	0,0971
54	0,2274	0,0786	0,0734	0,0646	0,0669	0,0556	0,0582
55	0,2242	0,1337	0,1233	0,1105	0,1187	0,1104	0,1060
56	0,2242	0,0713	0,0871	0,0765	0,0795	0,0722	0,4123
57	0,2242	0,0808	0,0987	0,0610	0,0594	0,0697	0,0751
58	0,2242	0,0568	0,0968	0,0879	0,0920	0,0917	0,0948
59	0,2242	0,0624	0,0949	0,0859	0,0965	0,0932	0,0931
60	0,2242	0,0975	0,0785	0,0848	0,0909	0,0821	0,0818
61	0,2242	0,0906	0,0766	0,0969	0,1052	0,0926	0,0940
62	0,2242	0,3852	0,1503	0,1287	0,1382	0,1391	0,1400
63	0,2242	0,0858	0,1032	0,1330	0,1435	0,1290	0,1269
64	0,2242	0,0975	0,0767	0,1123	0,1107	0,0998	0,1005
65	0,2242	0,0741	0,0569	0,0666	0,0898	0,0792	0,0798
66	0,2242	0,0833	0,0639	0,0818	0,0947	0,0836	0,0798
67	0,2242	0,0657	0,0668	0,0690	0,0745	0,0700	0,0678
68	0,2242	0,0753	0,1071	0,1082	0,1130	0,1028	0,1004
69	0,2242	0,0748	0,0463	0,0595	0,0577	0,0500	0,0514
70	0,2242	0,1082	0,1429	0,1132	0,1122	0,1220	0,1239
71	0,2242	0,1025	0,0958	0,0800	0,0785	0,0782	0,0770
72	0,2274	0,0697	0,0966	0,1024	0,1019	0,0980	0,1046

Fonte: Dados da autora.



Na análise de ajuste das distribuições para os valores de  $ET_0$  agrupados por pentada a distribuição Beta apresentou melhor aderência à frequência observada, seguida pela distribuição Normal conforme apresentado na Figura 5.

Figura 5 – Aderência dos valores de  $ET_0$  diária agrupada por pentada as distribuições

A Tabela 10 apresenta o resultado do teste de aderência K-S das distribuições aos dados diários de  $ET_0$  agrupados por decêndio.

Tabela 10 – Teste de aderência K-S para valores de  $ET_0$  diária agrupada por decêndio

(continua)

Decêndio	Dcrit	Valor Dmáx no teste de K-S					
		Beta	Normal	Log Normal MV	Log Normal MM	Gama MM	Gama MV
1	0,2342	0,0934	0,1593	0,1553	0,1548	0,1552	0,1603
2	0,2342	0,0781	0,0682	0,0728	0,0754	0,0723	0,0753
3	0,2342	0,0684	0,0724	0,0650	0,0653	0,0668	0,0714
4	0,2342	0,0866	0,0796	0,0541	0,0582	0,0640	0,0603
5	0,2342	0,1494	0,1638	0,1364	0,1361	0,1453	0,1448
6	0,2342	0,1061	0,0961	0,0754	0,0716	0,0801	0,0823
7	0,2342	0,0923	0,0638	0,0862	0,0812	0,0754	0,0755
8	0,2342	0,0688	0,0869	0,0839	0,1011	0,0955	0,0891
9	0,2342	0,0934	0,1593	0,1553	0,1548	0,1552	0,1603
10	0,2342	0,0631	0,0904	0,0864	0,0848	0,0832	0,0892
11	0,2342	0,0985	0,0667	0,0891	0,0898	0,0820	0,0828
12	0,2342	0,1050	0,1416	0,1400	0,1441	0,1421	0,1446
13	0,2342	0,0896	0,0658	0,0649	0,0607	0,0566	0,0556
14	0,2342	0,0922	0,0811	0,0932	0,1018	0,0944	0,0925
15	0,2342	0,0879	0,1137	0,0853	0,0923	0,0999	0,0918
16	0,2342	0,0961	0,0829	0,0677	0,0675	0,0691	0,0735
17	0,2342	0,0763	0,1221	0,1080	0,1061	0,1107	0,1158
18	0,2342	0,0796	0,0870	0,1048	0,1078	0,1007	0,1009
19	0,2342	0,1216	0,1159	0,1094	0,1031	0,1044	0,1134
20	0,2342	0,0712	0,0616	0,0610	0,0624	0,0536	0,0540
21	0,2342	0,0939	0,0738	0,0634	0,0614	0,0579	0,0580
22	0,2342	0,0916	0,1032	0,1281	0,1312	0,1216	0,1217
23	0,2342	0,0818	0,0820	0,0861	0,0864	0,0831	0,0891
24	0,2342	0,0907	0,0677	0,0878	0,0907	0,0827	0,0839

Tabela 10 – Teste de aderência K-S para valores de  $ET_0$  diária agrupada por decêndio

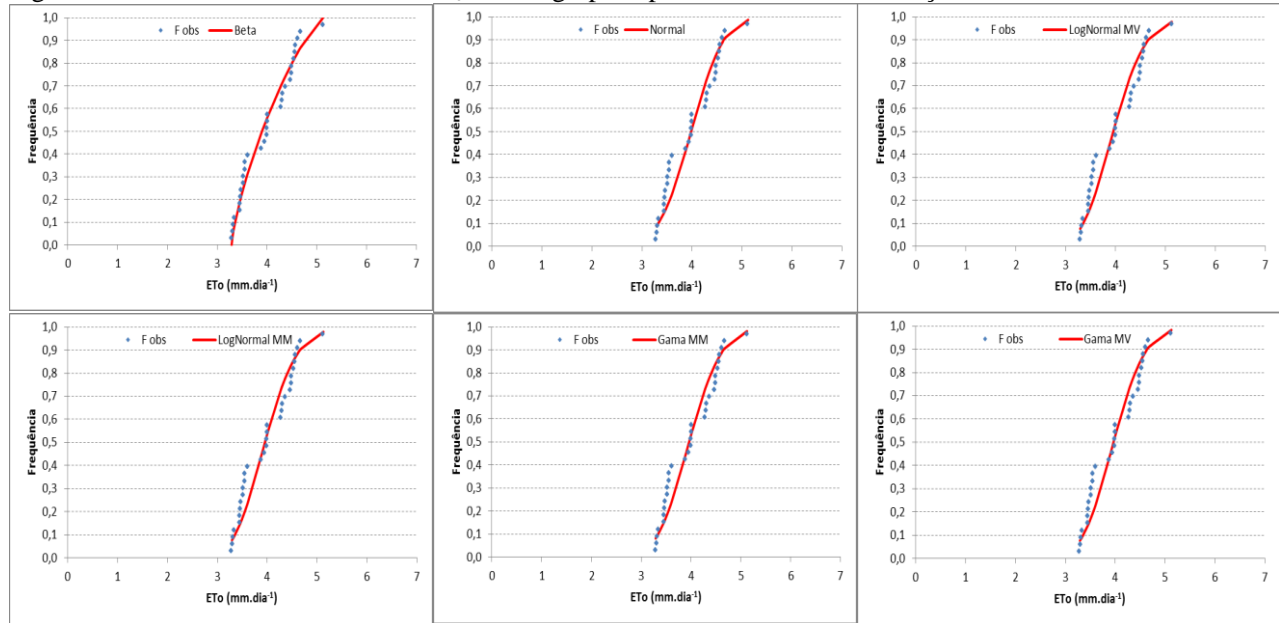
(conclusão)

Decêndio	Dcrit	Valor Dmáx no teste de K-S					
		Beta	Normal	Log Normal MV	Log Normal MM	Gama MM	Gama MV
25	0,2342	0,0968	0,0785	0,0744	0,0671	0,0693	0,0785
26	0,2342	0,1062	0,0662	0,0933	0,0913	0,0836	0,0822
27	0,2342	0,0748	0,0990	0,1030	0,1000	0,0984	0,1058
28	0,2308	0,0956	0,1327	0,1489	0,1523	0,1456	0,1454
29	0,2308	0,0937	0,0879	0,0816	0,0823	0,0728	0,0710
30	0,2308	0,0834	0,0755	0,1043	0,0974	0,0906	0,0930
31	0,2308	0,0843	0,0860	0,0884	0,0904	0,0844	0,0885
32	0,2308	0,0754	0,1240	0,1312	0,1444	0,1369	0,1324
33	0,2308	0,0811	0,1094	0,1078	0,1083	0,1077	0,1123
34	0,2308	0,0775	0,0681	0,0721	0,0753	0,0699	0,0715
35	0,2308	0,0936	0,0901	0,0702	0,0706	0,0773	0,0748
36	0,2308	0,0787	0,0721	0,0504	0,0491	0,0565	0,0588

Fonte: Dados da autora.

Na análise de ajuste das distribuições para os dados diários de  $ET_0$  agrupados por decêndios a distribuição Beta apresentou melhor aderência à frequência observada, seguida pela distribuição Normal conforme apresentado na Figura 6.

Figura 6 – Aderência dos valores de  $ET_0$  diária agrupada por decêndio as distribuições

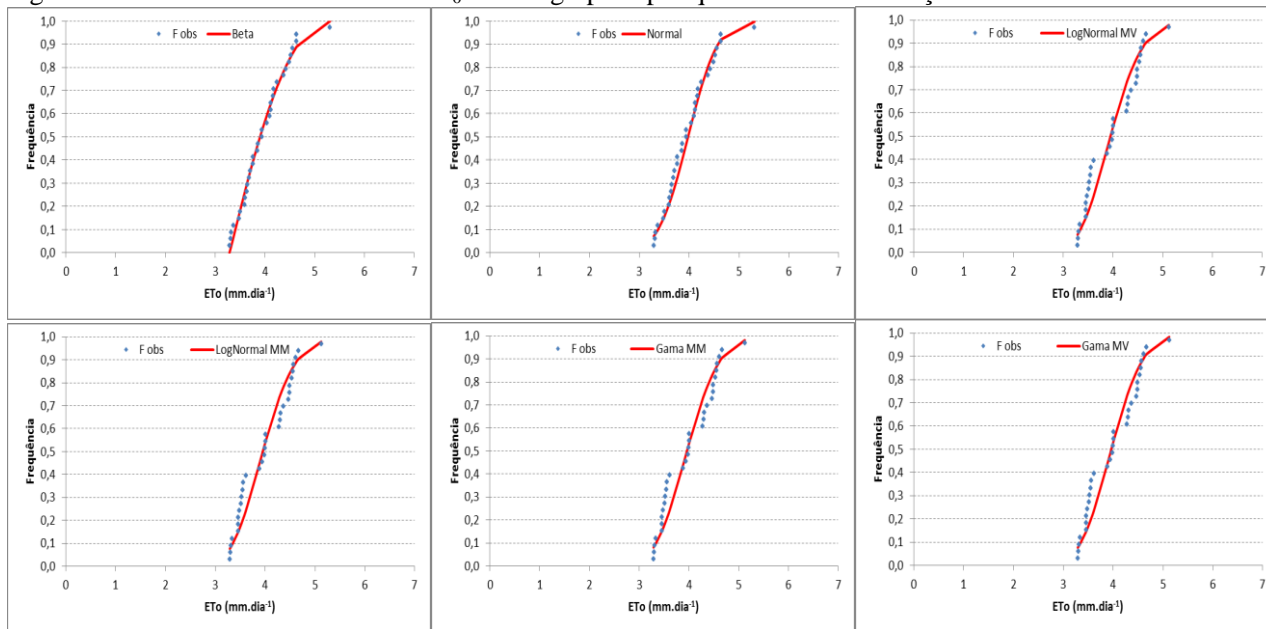


A Tabela 11 apresenta o resultado do teste de aderência K-S das distribuições aos dados diários de  $ET_0$  agrupados por quinzena.

Tabela 11 – Teste de aderência K-S para valores de  $ET_0$  diária agrupada por quinzena

Quin.	Dcrit	Valor Dmáx no teste de K-S					
		Beta	Normal	Log Normal MV	Log Normal MM	Gama MM	Gama MV
1	0,2308	0,0546	0,0874	0,0752	0,0713	0,0762	0,0820
2	0,2308	0,0899	0,0758	0,0569	0,0618	0,0663	0,0605
3	0,2308	0,0579	0,0533	0,0463	0,0471	0,0396	0,0419
4	0,2308	0,0546	0,0874	0,0752	0,0713	0,0762	0,0820
5	0,2308	0,1512	0,0995	0,1149	0,1154	0,1104	0,1077
6	0,2308	0,0695	0,0856	0,0804	0,0783	0,0803	0,0852
7	0,2308	0,0681	0,0661	0,0647	0,0687	0,0642	0,0656
8	0,2308	0,0736	0,0556	0,0702	0,0666	0,0626	0,0622
9	0,2308	0,0587	0,0959	0,1024	0,1066	0,1026	0,1038
10	0,2308	0,1208	0,1291	0,1051	0,1075	0,1151	0,1102
11	0,2308	0,0939	0,0824	0,0734	0,0748	0,0768	0,0797
12	0,2308	0,0635	0,0936	0,1027	0,1044	0,1004	0,1031
13	0,2308	0,0687	0,0659	0,0684	0,0688	0,0668	0,0711
14	0,2308	0,0972	0,0774	0,0984	0,0971	0,0909	0,0894
15	0,2308	0,1089	0,0785	0,1018	0,1037	0,0952	0,0953
16	0,2308	0,0804	0,0819	0,0852	0,0933	0,0886	0,0877
17	0,2308	0,0904	0,1357	0,1101	0,1069	0,1164	0,1168
18	0,2308	0,1168	0,1312	0,1085	0,1073	0,1151	0,1166
19	0,2274	0,1003	0,0712	0,0877	0,0867	0,0818	0,0801
20	0,2274	0,1319	0,1595	0,1719	0,1784	0,1720	0,1699
21	0,2274	0,0922	0,0932	0,0978	0,1075	0,1019	0,1000
22	0,2274	0,0766	0,0819	0,0974	0,0998	0,0937	0,0944
23	0,2274	0,0725	0,0625	0,0787	0,0791	0,0734	0,0732
24	0,2274	0,1233	0,1210	0,1066	0,1087	0,1131	0,1082

Na análise de ajuste das distribuições para os dados diários de  $ET_0$  agrupados por quinzena a distribuição Beta apresentou melhor aderência à frequência observada, seguida pela distribuição Normal conforme apresentado na Figura 7.

Figura 7 – Aderência dos valores de  $ET_0$  diária agrupada por quinzena as distribuições

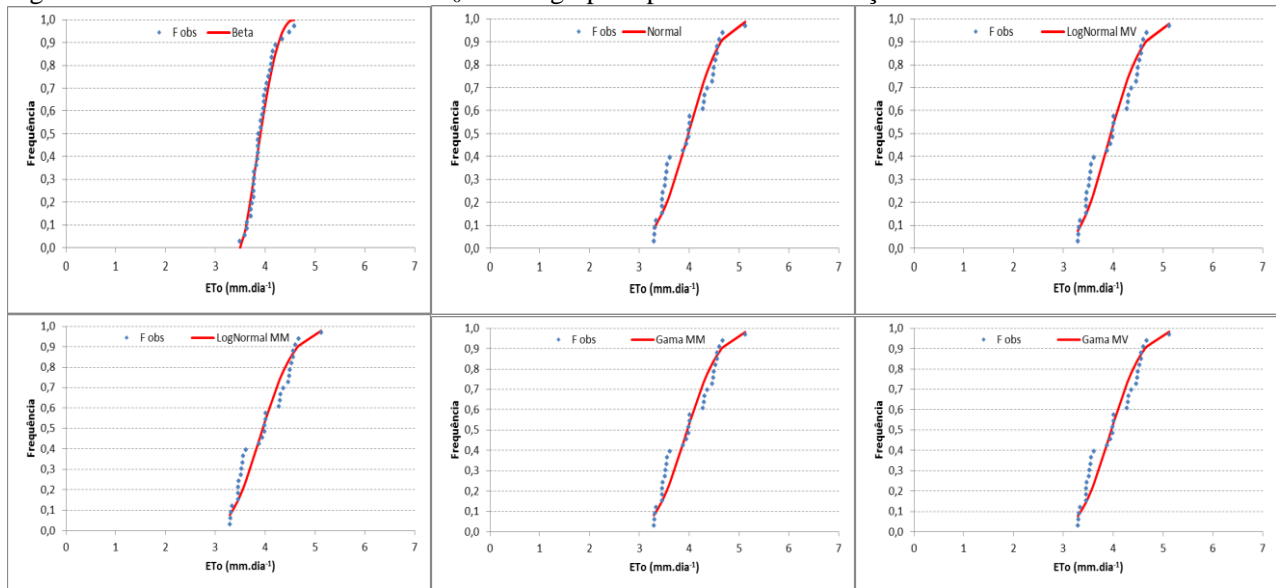


A Tabela 12 apresenta o resultado do teste de aderência K-S das distribuições aos dados diários de  $ET_0$  agrupados por mês.

Tabela 12 – Teste de aderência K-S para valores de  $ET_0$  diária agrupada por mês

Mês	Dcrit	Valor Dmáx no teste de K-S					
		Beta	Normal	Log Normal MV	Log Normal MM	Gama MM	Gama MV
1	0,2242	0,0835	0,0902	0,0812	0,0790	0,0827	0,0855
2	0,2242	0,1234	0,1036	0,0892	0,0895	0,0945	0,0914
3	0,2242	0,0801	0,0729	0,0846	0,0852	0,0810	0,0831
4	0,2242	0,0576	0,0695	0,0766	0,0790	0,0755	0,0775
5	0,2242	0,0512	0,0542	0,0630	0,0653	0,0601	0,0618
6	0,2242	0,0858	0,0861	0,0840	0,0843	0,0845	0,0883
7	0,2242	0,0677	0,0926	0,0992	0,1034	0,0996	0,0999
8	0,2242	0,0854	0,0902	0,1045	0,1081	0,1020	0,1018
9	0,2242	0,0641	0,0947	0,1015	0,1048	0,1012	0,1021
10	0,2212	0,1182	0,1347	0,1522	0,1492	0,1445	0,1453
11	0,2212	0,1001	0,0983	0,0973	0,1058	0,1029	0,1011
12	0,2212	0,0869	0,0676	0,0694	0,0668	0,0655	0,0710

Para os dados  $ET_0$  agrupados por mês a distribuição Beta também apresentou a melhor aderência à frequência observada, seguida pela distribuição Log Normal MV conforme apresentado na Figura 8.

Figura 8 – Aderência dos valores de  $ET_0$  diária agrupada por mês as distribuições

A partir dos resultados do teste de Kolmogorov-Smirnov apresentados nas Tabela 8 –, Tabela 9 –, Tabela 10 –, Tabela 11 e Tabela 12, concluiu-se que a distribuição Beta (Tabela 8 – e Figura 4) é a mais adequada para a análise de frequência para o valores de  $ET_0$  diários, apresentando melhor aderência aos dados.

Já para os valores de  $ET_0$  agrupados por pentada, decêndio, quinzena e mensal (Tabela 9 a Tabela 12) observou-se que as seis distribuições de frequência analisadas ajustaram-se adequadamente as frequências observadas de evapotranspiração de referência, possuindo valor de  $D_{máx}$  inferiores ao  $D_{crit}$ . No entanto, em todos os intervalos agrupados a distribuição Beta teve melhor aderência que as demais distribuições. A distribuição que teve o melhor desempenho, após a distribuição Beta, foi à distribuição Normal.

Diversos trabalhos realizados no Brasil, Pereira & Frizzone (1994) para Viçosa, MG; Saad (1990) para Piracicaba, SP; Silva et al (1994) para Cruz das Almas, BA; Cury.Saad et al. (2002) para Piracicaba, SP; Blain e Brunini (2005) para o estado de SP; Back (2007) para Urussanga, SC; Peixoto, Levien, Bezerra (2011) para Mossoró, RN; Vellame, Queiroz, Oliveira (2012) para Ouricuri, PE, demonstram o melhor ajuste da distribuição Beta à evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ).

Back (2007) diz que são observados menores desvios entre os valores observados e os valores estimados de evapotranspiração de referência com a distribuição Beta e que esta se ajusta melhor aos dados de evapotranspiração de referência do que a distribuição normal.

De acordo com Peixoto, Levien, Bezerra (2011); Vellame, Queiroz, Oliveira (2012) o modelo de distribuição Beta pode ser usado para estimar a probabilidade de ocorrência de  $ET_0$  média tanto para períodos diários quanto mensais.

Os trabalhos de Saad e Scaloppi (1988) e Saad (1990) para Piracicaba, SP; e Pereira e Frizzone (1994) para Viçosa, MG; Fietz e Urchei (2002) para Dourados, MS; Cury. Saad et al. (2002) para Piracicaba, SP; demonstraram que a distribuição de frequência da evapotranspiração de referencia ( $ET_0$ ) também se ajusta a distribuição Normal e Log-Normal.

#### 5.4 PROBABILIDADE DE OCORRÊNCIA

Aplicando-se a distribuição Beta aos dados de  $ET_0$  diária e agrupada em intervalos de 5,10,15 dias e mensal foram estimados com diferentes níveis de probabilidade (5;10;15;20;25;30;35;40;45;

50;55;60;65;70;75;80;85;90 e 95%) de ocorrência para os intervalos analisados.

Os níveis de probabilidade representam os limites de ocorrência de valores iguais ou inferiores aos estabelecidos; ou, ainda, para um determinado período de retorno (T) em anos, espera-se que ocorra uma evapotranspiração de referência igual ou inferior ao valor estabelecido.

Na Tabela 13 encontram-se os valores de  $ET_0$  diária obtidos das estatísticas de distribuição em diferentes níveis de probabilidade de ocorrência.

Tabela 13 – Valores de evapotranspiração de referência estimados para período diário através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno. Valores obtidos em  $\text{mm.d}^{-1}$ . T = Período de Retorno (anos)

Período (dias)	Nível de Probabilidade																		
	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40	0,45	0,50	0,55	0,60	0,65	0,70	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95
<b>Jan.</b>	2,20	2,40	2,59	2,77	2,95	3,12	3,30	3,47	3,65	3,83	4,01	4,20	4,39	4,60	4,82	5,06	5,32	5,62	6,00
<b>Fev.</b>	2,06	2,24	2,40	2,56	2,71	2,87	3,02	3,18	3,34	3,50	3,68	3,86	4,05	4,25	4,47	4,72	5,00	5,33	5,78
<b>Mar.</b>	1,77	1,96	2,13	2,28	2,42	2,56	2,69	2,83	2,96	3,10	3,23	3,38	3,53	3,69	3,86	4,04	4,25	4,51	4,84
<b>Abril</b>	1,34	1,48	1,59	1,70	1,79	1,89	1,99	2,08	2,18	2,28	2,38	2,49	2,60	2,72	2,85	2,99	3,16	3,36	3,64
<b>Mai</b>	0,81	0,91	0,99	1,06	1,13	1,20	1,27	1,34	1,41	1,48	1,56	1,63	1,72	1,80	1,90	2,01	2,14	2,29	2,52
<b>Jun.</b>	0,76	0,81	0,87	0,91	0,96	1,00	1,04	1,09	1,13	1,18	1,23	1,28	1,34	1,40	1,47	1,55	1,64	1,76	1,95
<b>Jul.</b>	0,79	0,86	0,92	0,98	1,03	1,09	1,14	1,19	1,25	1,30	1,36	1,42	1,49	1,56	1,63	1,72	1,82	1,95	2,13
<b>Ago.</b>	0,97	1,07	1,17	1,26	1,35	1,43	1,52	1,61	1,70	1,79	1,88	1,99	2,09	2,21	2,33	2,48	2,64	2,84	3,13
<b>Set.</b>	1,72	1,88	2,02	2,14	2,26	2,37	2,48	2,60	2,71	2,82	2,94	3,07	3,20	3,34	3,50	3,67	3,87	4,12	4,48
<b>Out.</b>	1,62	1,79	1,95	2,10	2,25	2,40	2,55	2,71	2,86	3,02	3,19	3,36	3,55	3,74	3,95	4,18	4,43	4,73	5,13
<b>Nov.</b>	2,02	2,21	2,39	2,56	2,73	2,90	3,07	3,25	3,43	3,62	3,81	4,01	4,23	4,45	4,70	4,97	5,29	5,66	6,16
<b>Dez.</b>	2,27	2,48	2,67	2,85	3,02	3,19	3,35	3,52	3,69	3,87	4,05	4,24	4,44	4,65	4,89	5,14	5,44	5,79	6,28
<b>T</b>	<b>1,05</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>1,25</b>	<b>1,3</b>	<b>1,4</b>	<b>1,5</b>	<b>1,6</b>	<b>1,8</b>	<b>2</b>	<b>2,2</b>	<b>2,5</b>	<b>2,8</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6,6</b>	<b>10</b>	<b>20</b>

Fonte: Dados da autora.

Tomando como base a probabilidade de 75% (período de retorno de 4 anos), os valores de  $ET_0$  podem atingir até  $1,47 \text{ mm.d}^{-1}$  no mês de junho e  $4,89 \text{ mm.d}^{-1}$  no mês de dezembro, meses em que foram observadas as

menores e maiores médias diárias, respectivamente. A probabilidade de ocorram valores de  $ET_0$  de  $1,95\text{mm.dia}^{-1}$  em junho e  $6,28\text{mm.dia}^{-1}$  em dezembro poderá ocorrer a cada 20 anos.

Observou-se que os valores com probabilidade de 50% são ligeiramente diferentes aos valores médios apresentados na Tabela 3, esta observação se justifica pela assimetria da distribuição Beta.

Na Tabela 14 encontram-se os valores de  $ET_0$  diária agrupado por pentada obtidos das estatísticas de distribuição em diferentes níveis de probabilidade de ocorrência.

Tabela 14 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por pentada através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno. Valores obtidos em  $\text{mm.d}^{-1}$

(continua)

Pent.	Probabilidade																		
	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40	0,45	0,50	0,55	0,60	0,65	0,70	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95
<b>1</b>	2,77	3,04	3,21	3,35	3,47	3,58	3,68	3,77	3,87	3,96	4,05	4,14	4,23	4,33	4,44	4,56	4,70	4,88	5,14
<b>2</b>	2,94	3,18	3,34	3,47	3,58	3,68	3,77	3,86	3,94	4,03	4,11	4,19	4,28	4,37	4,47	4,58	4,71	4,87	5,11
<b>3</b>	2,71	2,99	3,19	3,34	3,47	3,59	3,70	3,81	3,91	4,01	4,11	4,21	4,31	4,42	4,54	4,67	4,83	5,02	5,31
<b>4</b>	2,85	3,07	3,21	3,33	3,43	3,52	3,60	3,68	3,75	3,83	3,90	3,97	4,05	4,13	4,22	4,32	4,44	4,58	4,80
<b>5</b>	2,49	2,77	2,95	3,10	3,23	3,34	3,45	3,55	3,64	3,74	3,84	3,93	4,03	4,14	4,25	4,38	4,53	4,71	4,99
<b>6</b>	3,02	3,24	3,39	3,51	3,62	3,71	3,79	3,87	3,95	4,03	4,11	4,18	4,26	4,35	4,44	4,54	4,66	4,81	5,04
<b>7</b>	2,75	3,01	3,19	3,34	3,46	3,57	3,67	3,77	3,86	3,95	4,04	4,14	4,23	4,34	4,45	4,57	4,71	4,89	5,16
<b>8</b>	2,66	2,90	3,07	3,20	3,32	3,42	3,51	3,60	3,69	3,77	3,86	3,95	4,04	4,13	4,23	4,35	4,48	4,64	4,89
<b>T</b>	<b>1,05</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>1,25</b>	<b>1,3</b>	<b>1,4</b>	<b>1,5</b>	<b>1,6</b>	<b>1,8</b>	<b>2</b>	<b>2,2</b>	<b>2,5</b>	<b>2,8</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6,6</b>	<b>10</b>	<b>20</b>

Tabela 14 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por pentada através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno. Valores obtidos em mm.d<sup>-1</sup>

(continuação)

Pent.	Probabilidade																			
	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40	0,45	0,50	0,55	0,60	0,65	0,70	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95	
<b>9</b>	2,46	2,73	2,92	3,06	3,18	3,30	3,40	3,50	3,59	3,69	3,78	3,87	3,97	4,08	4,19	4,31	4,46	4,64	4,91	
<b>10</b>	2,69	2,91	3,06	3,18	3,29	3,38	3,47	3,55	3,62	3,70	3,78	3,86	3,94	4,02	4,12	4,22	4,34	4,49	4,71	
<b>11</b>	2,55	2,78	2,93	3,05	3,15	3,25	3,33	3,42	3,50	3,57	3,65	3,73	3,81	3,90	3,99	4,10	4,22	4,37	4,60	
<b>12</b>	2,30	2,60	2,80	2,96	3,10	3,22	3,34	3,45	3,55	3,66	3,76	3,86	3,97	4,09	4,21	4,35	4,51	4,71	5,01	
<b>13</b>	2,42	2,65	2,81	2,93	3,04	3,13	3,22	3,30	3,38	3,46	3,54	3,62	3,71	3,80	3,89	4,00	4,12	4,27	4,50	
<b>14</b>	2,48	2,71	2,87	2,99	3,09	3,19	3,28	3,36	3,44	3,52	3,60	3,68	3,76	3,85	3,94	4,05	4,17	4,32	4,55	
<b>15</b>	2,31	2,51	2,65	2,77	2,86	2,95	3,03	3,10	3,17	3,25	3,32	3,39	3,47	3,54	3,63	3,73	3,84	3,98	4,18	
<b>16</b>	2,01	2,25	2,42	2,54	2,66	2,75	2,85	2,93	3,02	3,10	3,18	3,27	3,36	3,45	3,55	3,66	3,79	3,95	4,19	
<b>17</b>	2,23	2,41	2,53	2,62	2,70	2,78	2,85	2,91	2,97	3,03	3,10	3,16	3,22	3,29	3,36	3,45	3,54	3,66	3,84	
<b>18</b>	1,65	1,91	2,08	2,22	2,33	2,44	2,54	2,63	2,72	2,81	2,90	2,99	3,08	3,18	3,28	3,40	3,54	3,71	3,97	
<b>19</b>	1,91	2,08	2,20	2,29	2,37	2,44	2,50	2,56	2,62	2,68	2,74	2,80	2,86	2,93	3,00	3,08	3,17	3,28	3,45	
<b>20</b>	1,85	2,01	2,12	2,21	2,28	2,35	2,41	2,47	2,53	2,59	2,64	2,70	2,76	2,82	2,89	2,96	3,05	3,16	3,32	
<b>21</b>	1,78	1,93	2,03	2,10	2,17	2,23	2,29	2,34	2,40	2,45	2,50	2,55	2,60	2,66	2,72	2,79	2,87	2,97	3,12	
<b>22</b>	1,76	1,89	1,98	2,05	2,10	2,16	2,21	2,25	2,30	2,34	2,39	2,43	2,48	2,53	2,58	2,64	2,71	2,80	2,93	
<b>23</b>	1,39	1,55	1,65	1,73	1,80	1,87	1,93	1,98	2,04	2,09	2,14	2,20	2,26	2,31	2,38	2,45	2,53	2,64	2,79	
<b>T</b>	<b>1,05</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>1,25</b>	<b>1,3</b>	<b>1,4</b>	<b>1,5</b>	<b>1,6</b>	<b>1,8</b>	<b>2</b>	<b>2,2</b>	<b>2,5</b>	<b>2,8</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6,6</b>	<b>10</b>	<b>20</b>	

Tabela 14 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por pentada através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno. Valores obtidos em  $\text{mm.d}^{-1}$

(continuação)

Pent.	Probabilidade																		
	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40	0,45	0,50	0,55	0,60	0,65	0,70	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95
24	1,46	1,57	1,64	1,70	1,75	1,80	1,84	1,88	1,92	1,96	1,99	2,03	2,07	2,11	2,16	2,21	2,27	2,34	2,45
25	1,40	1,52	1,59	1,66	1,71	1,76	1,80	1,84	1,88	1,92	1,96	2,00	2,04	2,09	2,13	2,19	2,25	2,33	2,44
26	1,18	1,31	1,39	1,45	1,51	1,56	1,60	1,65	1,69	1,73	1,77	1,82	1,86	1,91	1,96	2,01	2,08	2,16	2,28
27	1,08	1,20	1,28	1,34	1,40	1,45	1,50	1,54	1,58	1,62	1,67	1,71	1,75	1,80	1,85	1,90	1,97	2,05	2,17
28	1,04	1,15	1,22	1,28	1,33	1,37	1,42	1,45	1,49	1,53	1,57	1,61	1,64	1,69	1,73	1,78	1,84	1,91	2,02
29	1,03	1,13	1,20	1,26	1,31	1,35	1,39	1,43	1,46	1,50	1,53	1,57	1,61	1,65	1,69	1,74	1,79	1,86	1,97
30	1,02	1,10	1,16	1,20	1,24	1,27	1,31	1,33	1,36	1,39	1,42	1,45	1,48	1,51	1,54	1,58	1,62	1,68	1,76
31	0,97	1,05	1,10	1,15	1,18	1,21	1,24	1,27	1,30	1,33	1,36	1,38	1,41	1,44	1,48	1,51	1,55	1,61	1,69
32	0,91	1,00	1,06	1,10	1,14	1,18	1,21	1,24	1,27	1,30	1,33	1,36	1,39	1,43	1,46	1,50	1,55	1,61	1,69
33	0,87	0,95	1,01	1,05	1,09	1,12	1,15	1,18	1,21	1,24	1,26	1,29	1,32	1,35	1,39	1,42	1,47	1,52	1,60
34	0,85	0,93	0,98	1,02	1,05	1,09	1,12	1,14	1,17	1,20	1,22	1,25	1,28	1,31	1,34	1,38	1,42	1,47	1,55
35	0,86	0,93	0,98	1,02	1,06	1,09	1,12	1,14	1,17	1,19	1,22	1,25	1,27	1,30	1,33	1,37	1,41	1,46	1,53
36	0,91	0,98	1,03	1,08	1,11	1,14	1,17	1,20	1,22	1,25	1,27	1,30	1,33	1,36	1,39	1,42	1,46	1,51	1,59
37	0,78	0,90	0,98	1,04	1,10	1,15	1,19	1,24	1,28	1,32	1,36	1,40	1,45	1,49	1,54	1,60	1,66	1,74	1,86
38	0,92	0,99	1,03	1,06	1,09	1,12	1,14	1,17	1,19	1,21	1,23	1,25	1,28	1,30	1,33	1,35	1,39	1,43	1,49
<b>T</b>	<b>1,05</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>1,25</b>	<b>1,3</b>	<b>1,4</b>	<b>1,5</b>	<b>1,6</b>	<b>1,8</b>	<b>2</b>	<b>2,2</b>	<b>2,5</b>	<b>2,8</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6,6</b>	<b>10</b>	<b>20</b>



Tabela 14 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por pentada através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno. Valores obtidos em  $\text{mm.d}^{-1}$

(continuação)

Pent.	Probabilidade																		
	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40	0,45	0,50	0,55	0,60	0,65	0,70	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95
39	0,98	1,08	1,14	1,19	1,23	1,27	1,31	1,34	1,38	1,41	1,44	1,48	1,51	1,55	1,59	1,63	1,68	1,74	1,84
40	0,85	0,95	1,02	1,08	1,13	1,17	1,21	1,25	1,29	1,32	1,36	1,40	1,43	1,47	1,52	1,57	1,62	1,69	1,80
41	1,10	1,16	1,21	1,25	1,28	1,31	1,33	1,36	1,38	1,40	1,43	1,45	1,48	1,50	1,53	1,56	1,60	1,64	1,71
42	1,07	1,16	1,22	1,27	1,31	1,35	1,39	1,42	1,46	1,49	1,52	1,55	1,59	1,62	1,66	1,70	1,75	1,82	1,91
43	1,07	1,19	1,27	1,33	1,39	1,44	1,49	1,53	1,57	1,61	1,66	1,70	1,74	1,79	1,84	1,89	1,96	2,04	2,16
44	1,10	1,22	1,30	1,36	1,42	1,47	1,51	1,55	1,60	1,64	1,68	1,72	1,76	1,81	1,86	1,91	1,97	2,05	2,17
45	1,30	1,43	1,52	1,59	1,65	1,70	1,75	1,80	1,85	1,89	1,94	1,98	2,03	2,08	2,13	2,19	2,26	2,35	2,48
46	1,21	1,38	1,49	1,58	1,66	1,73	1,79	1,85	1,91	1,97	2,03	2,09	2,15	2,21	2,28	2,36	2,45	2,56	2,73
47	1,19	1,37	1,49	1,58	1,66	1,73	1,80	1,87	1,93	1,99	2,05	2,11	2,18	2,24	2,32	2,40	2,49	2,61	2,79
48	1,27	1,45	1,57	1,67	1,75	1,82	1,89	1,95	2,02	2,08	2,14	2,20	2,27	2,34	2,41	2,49	2,59	2,71	2,88
49	1,70	1,83	1,91	1,98	2,04	2,09	2,14	2,19	2,24	2,28	2,32	2,37	2,42	2,47	2,52	2,58	2,65	2,73	2,86
50	1,56	1,76	1,89	2,00	2,09	2,18	2,25	2,33	2,40	2,46	2,53	2,60	2,68	2,75	2,84	2,93	3,03	3,17	3,37
51	1,34	1,56	1,70	1,82	1,91	2,00	2,09	2,16	2,24	2,31	2,39	2,46	2,54	2,62	2,71	2,81	2,92	3,07	3,28
52	1,70	1,86	1,97	2,06	2,14	2,20	2,27	2,32	2,38	2,44	2,49	2,55	2,61	2,67	2,74	2,82	2,90	3,01	3,17
53	1,69	1,85	1,96	2,04	2,12	2,18	2,24	2,30	2,36	2,41	2,47	2,53	2,58	2,65	2,71	2,79	2,87	2,98	3,14
<b>T</b>	<b>1,05</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>1,25</b>	<b>1,3</b>	<b>1,4</b>	<b>1,5</b>	<b>1,6</b>	<b>1,8</b>	<b>2</b>	<b>2,2</b>	<b>2,5</b>	<b>2,8</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6,6</b>	<b>10</b>	<b>20</b>

Tabela 14 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por pentada através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno. Valores obtidos em  $\text{mm.d}^{-1}$

(continuação)

Pent.	Probabilidade																		
	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40	0,45	0,50	0,55	0,60	0,65	0,70	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95
54	1,76	1,95	2,09	2,19	2,28	2,36	2,44	2,51	2,58	2,64	2,71	2,78	2,85	2,93	3,01	3,10	3,20	3,34	3,53
55	2,05	2,22	2,34	2,44	2,52	2,60	2,66	2,73	2,79	2,85	2,92	2,98	3,04	3,11	3,18	3,27	3,36	3,48	3,66
56	2,02	2,22	2,35	2,46	2,55	2,63	2,70	2,77	2,84	2,91	2,98	3,05	3,12	3,19	3,27	3,36	3,47	3,60	3,80
57	1,92	2,17	2,34	2,47	2,59	2,69	2,79	2,88	2,97	3,05	3,14	3,23	3,32	3,42	3,52	3,63	3,77	3,94	4,19
58	2,19	2,40	2,54	2,65	2,74	2,83	2,91	2,99	3,06	3,13	3,20	3,28	3,35	3,43	3,52	3,61	3,73	3,87	4,07
59	2,22	2,48	2,66	2,80	2,92	3,03	3,13	3,22	3,31	3,40	3,49	3,58	3,68	3,78	3,89	4,01	4,15	4,33	4,59
60	2,60	2,82	2,97	3,08	3,19	3,28	3,36	3,44	3,52	3,59	3,67	3,75	3,83	3,91	4,00	4,10	4,22	4,37	4,59
61	2,01	2,33	2,55	2,72	2,87	3,01	3,13	3,25	3,36	3,47	3,58	3,70	3,81	3,94	4,07	4,22	4,39	4,61	4,93
62	2,27	2,58	2,80	2,96	3,11	3,24	3,36	3,47	3,58	3,69	3,80	3,91	4,02	4,14	4,27	4,41	4,58	4,79	5,11
63	2,14	2,48	2,72	2,90	3,06	3,20	3,34	3,46	3,58	3,70	3,82	3,94	4,07	4,20	4,34	4,50	4,69	4,92	5,27
64	2,74	2,99	3,15	3,28	3,40	3,50	3,59	3,68	3,76	3,85	3,93	4,02	4,11	4,20	4,30	4,42	4,55	4,71	4,96
65	2,79	3,02	3,18	3,31	3,42	3,51	3,60	3,69	3,77	3,85	3,93	4,02	4,10	4,19	4,29	4,40	4,52	4,68	4,92
66	2,65	2,95	3,16	3,32	3,46	3,59	3,70	3,81	3,92	4,02	4,13	4,24	4,35	4,46	4,59	4,73	4,89	5,10	5,40
67	3,07	3,30	3,46	3,58	3,69	3,79	3,88	3,96	4,04	4,12	4,20	4,29	4,37	4,46	4,56	4,66	4,79	4,94	5,18
68	2,52	2,82	3,02	3,18	3,32	3,45	3,56	3,67	3,78	3,88	3,99	4,10	4,21	4,32	4,45	4,58	4,75	4,95	5,25
<b>T</b>	<b>1,05</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>1,25</b>	<b>1,3</b>	<b>1,4</b>	<b>1,5</b>	<b>1,6</b>	<b>1,8</b>	<b>2</b>	<b>2,2</b>	<b>2,5</b>	<b>2,8</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6,6</b>	<b>10</b>	<b>20</b>

Tabela 14 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por pentada através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno. Valores obtidos em  $\text{mm.d}^{-1}$

(conclusão)

Pent.	Probabilidade																			
	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40	0,45	0,50	0,55	0,60	0,65	0,70	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95	
<b>69</b>	2,94	3,16	3,31	3,42	3,52	3,61	3,70	3,78	3,85	3,93	4,00	4,08	4,16	4,24	4,33	4,43	4,55	4,69	4,91	
<b>70</b>	3,09	3,33	3,50	3,63	3,75	3,85	3,94	4,03	4,12	4,20	4,29	4,38	4,46	4,56	4,66	4,77	4,91	5,07	5,32	
<b>71</b>	2,86	3,08	3,23	3,35	3,45	3,54	3,62	3,70	3,78	3,86	3,93	4,01	4,09	4,18	4,27	4,37	4,49	4,63	4,86	
<b>72</b>	2,81	3,08	3,26	3,41	3,53	3,65	3,75	3,85	3,95	4,04	4,13	4,23	4,33	4,43	4,55	4,67	4,82	5,00	5,27	
<b>T</b>	<b>1,05</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>1,25</b>	<b>1,3</b>	<b>1,4</b>	<b>1,5</b>	<b>1,6</b>	<b>1,8</b>	<b>2</b>	<b>2,2</b>	<b>2,5</b>	<b>2,8</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6,6</b>	<b>10</b>	<b>20</b>	

Fonte: Dados da autora.

A probabilidade de 75% (período de retorno de 4 anos), os valores de  $ET_0$  podem atingir até  $1,33 \text{ mm.d}^{-1}$  na pentada 36 (mês de junho) e  $4,66 \text{ mm.d}^{-1}$  no mês de dezembro, meses em que foram observadas as menores e maiores médias diárias, respectivamente. A probabilidade de ocorram valores de  $ET_0$  de  $1,53 \text{ mm.dia}^{-1}$  em junho e  $5,32 \text{ mm.dia}^{-1}$  poderá ocorrer a cada 20 anos.

Observou-se que os valores com probabilidade de 50% são iguais aos valores médios apresentados na Tabela 4.

Na Tabela 15 encontram-se os valores de  $ET_0$  diária agrupado por decêndio obtidos das estatísticas de distribuição em diferentes níveis de probabilidade de ocorrência.

Tabela 15 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por decêndio através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno

(continua)

Dec.	Probabilidade																		
	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40	0,45	0,50	0,55	0,60	0,65	0,70	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95
<b>1</b>	3,41	3,48	3,55	3,61	3,68	3,74	3,81	3,87	3,94	4,01	4,08	4,15	4,23	4,31	4,39	4,49	4,59	4,71	4,85
<b>2</b>	3,18	3,26	3,34	3,42	3,49	3,57	3,64	3,72	3,79	3,87	3,95	4,03	4,11	4,20	4,29	4,39	4,50	4,62	4,76
<b>3</b>	3,16	3,27	3,36	3,45	3,53	3,60	3,68	3,75	3,82	3,89	3,97	4,04	4,12	4,20	4,29	4,39	4,49	4,61	4,77
<b>4</b>	3,09	3,19	3,28	3,37	3,45	3,52	3,60	3,67	3,75	3,83	3,90	3,98	4,07	4,16	4,25	4,36	4,47	4,61	4,80
<b>5</b>	2,92	3,01	3,09	3,18	3,26	3,33	3,41	3,49	3,57	3,65	3,74	3,82	3,91	4,00	4,10	4,20	4,31	4,43	4,58
<b>6</b>	2,84	2,92	3,00	3,08	3,15	3,23	3,30	3,38	3,46	3,54	3,62	3,71	3,80	3,89	3,99	4,09	4,20	4,33	4,49
<b>7</b>	2,71	2,85	2,96	3,05	3,14	3,22	3,30	3,37	3,44	3,52	3,59	3,66	3,73	3,80	3,87	3,95	4,03	4,13	4,24
<b>8</b>	2,29	2,47	2,61	2,73	2,84	2,93	3,02	3,11	3,18	3,26	3,33	3,40	3,47	3,53	3,59	3,65	3,71	3,77	3,83
<b>9</b>	3,32	3,36	3,41	3,46	3,53	3,59	3,66	3,74	3,82	3,90	3,99	4,08	4,18	4,28	4,39	4,50	4,63	4,76	4,91
<b>10</b>	2,37	2,43	2,48	2,53	2,59	2,64	2,70	2,75	2,81	2,86	2,92	2,98	3,04	3,10	3,17	3,24	3,31	3,39	3,48
<b>11</b>	1,99	2,05	2,10	2,14	2,19	2,23	2,27	2,31	2,35	2,39	2,44	2,48	2,53	2,58	2,63	2,68	2,75	2,83	2,93
<b>12</b>	1,62	1,66	1,71	1,76	1,80	1,85	1,90	1,95	2,00	2,04	2,09	2,14	2,19	2,24	2,29	2,34	2,39	2,44	2,49
<b>13</b>	1,42	1,48	1,53	1,58	1,62	1,66	1,71	1,75	1,79	1,83	1,87	1,91	1,95	1,99	2,03	2,08	2,13	2,18	2,24
<b>14</b>	1,21	1,26	1,31	1,36	1,40	1,45	1,49	1,53	1,57	1,61	1,65	1,69	1,73	1,77	1,80	1,84	1,88	1,92	1,96
<b>15</b>	1,18	1,20	1,22	1,24	1,26	1,28	1,31	1,33	1,36	1,39	1,42	1,46	1,49	1,53	1,57	1,62	1,68	1,75	1,84
<b>T</b>	<b>1,05</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>1,25</b>	<b>1,3</b>	<b>1,4</b>	<b>1,5</b>	<b>1,6</b>	<b>1,8</b>	<b>2</b>	<b>2,2</b>	<b>2,5</b>	<b>2,8</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6,6</b>	<b>10</b>	<b>20</b>

Tabela 15 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por decêndio através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno

(continuação)

Dec.	Probabilidade																		
	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40	0,45	0,50	0,55	0,60	0,65	0,70	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95
<b>16</b>	1,07	1,11	1,13	1,16	1,19	1,21	1,24	1,26	1,29	1,31	1,34	1,36	1,39	1,42	1,45	1,48	1,52	1,56	1,61
<b>17</b>	0,97	1,00	1,03	1,06	1,09	1,11	1,14	1,17	1,19	1,22	1,25	1,27	1,30	1,33	1,36	1,39	1,42	1,46	1,50
<b>18</b>	1,00	1,04	1,07	1,09	1,12	1,14	1,17	1,19	1,21	1,23	1,25	1,28	1,30	1,32	1,35	1,37	1,40	1,42	1,46
<b>19</b>	1,03	1,06	1,08	1,11	1,13	1,15	1,18	1,20	1,22	1,25	1,27	1,30	1,32	1,35	1,38	1,41	1,45	1,49	1,54
<b>20</b>	1,08	1,13	1,16	1,19	1,23	1,26	1,28	1,31	1,34	1,37	1,40	1,43	1,46	1,49	1,52	1,55	1,59	1,63	1,68
<b>21</b>	1,16	1,21	1,25	1,29	1,32	1,35	1,38	1,40	1,43	1,46	1,48	1,51	1,53	1,56	1,59	1,62	1,65	1,69	1,73
<b>22</b>	1,23	1,29	1,34	1,39	1,44	1,48	1,52	1,56	1,60	1,64	1,68	1,72	1,76	1,80	1,84	1,88	1,93	1,97	2,02
<b>23</b>	1,47	1,52	1,57	1,62	1,67	1,72	1,76	1,81	1,86	1,91	1,96	2,02	2,07	2,13	2,20	2,26	2,34	2,43	2,53
<b>24</b>	1,63	1,69	1,74	1,79	1,84	1,88	1,92	1,97	2,01	2,05	2,10	2,14	2,19	2,24	2,29	2,35	2,41	2,48	2,57
<b>25</b>	1,91	1,96	2,01	2,06	2,11	2,16	2,20	2,25	2,30	2,35	2,40	2,46	2,51	2,57	2,64	2,70	2,78	2,87	2,99
<b>26</b>	1,82	1,89	1,96	2,02	2,08	2,13	2,19	2,24	2,30	2,35	2,41	2,47	2,53	2,59	2,65	2,72	2,80	2,89	3,00
<b>27</b>	1,96	2,01	2,06	2,11	2,17	2,23	2,28	2,34	2,41	2,47	2,53	2,60	2,66	2,73	2,81	2,88	2,96	3,04	3,12
<b>28</b>	2,35	2,41	2,47	2,53	2,59	2,65	2,70	2,76	2,81	2,87	2,92	2,97	3,02	3,07	3,12	3,17	3,22	3,27	3,31
<b>29</b>	2,37	2,45	2,53	2,60	2,67	2,74	2,82	2,89	2,96	3,04	3,11	3,19	3,28	3,37	3,46	3,56	3,67	3,80	3,97
<b>30</b>	2,85	3,05	3,21	3,36	3,50	3,63	3,76	3,88	3,99	4,11	4,22	4,32	4,43	4,54	4,64	4,74	4,85	4,95	5,06
<b>T</b>	<b>1,05</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>1,25</b>	<b>1,3</b>	<b>1,4</b>	<b>1,5</b>	<b>1,6</b>	<b>1,8</b>	<b>2</b>	<b>2,2</b>	<b>2,5</b>	<b>2,8</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6,6</b>	<b>10</b>	<b>20</b>

Tabela 15 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por decêndio através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno

(conclusão)

Dec.	Probabilidade																		
	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40	0,45	0,50	0,55	0,60	0,65	0,70	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95
<b>31</b>	2,66	2,76	2,86	2,96	3,05	3,14	3,23	3,33	3,42	3,52	3,62	3,72	3,83	3,95	4,07	4,20	4,35	4,51	4,73
<b>32</b>	2,73	2,88	3,03	3,17	3,30	3,43	3,56	3,68	3,79	3,91	4,02	4,12	4,22	4,31	4,40	4,48	4,55	4,61	4,67
<b>33</b>	3,15	3,26	3,36	3,45	3,53	3,61	3,69	3,77	3,84	3,92	4,00	4,08	4,16	4,24	4,33	4,43	4,53	4,65	4,80
<b>34</b>	3,21	3,35	3,46	3,55	3,64	3,73	3,81	3,88	3,96	4,03	4,11	4,18	4,25	4,32	4,40	4,48	4,56	4,65	4,75
<b>35</b>	3,41	3,48	3,55	3,61	3,68	3,74	3,81	3,87	3,94	4,01	4,08	4,15	4,23	4,31	4,39	4,49	4,59	4,71	4,85
<b>36</b>	3,26	3,35	3,43	3,51	3,59	3,66	3,73	3,81	3,88	3,96	4,03	4,11	4,20	4,28	4,37	4,47	4,57	4,69	4,84
<b>T</b>	<b>1,05</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>1,25</b>	<b>1,3</b>	<b>1,4</b>	<b>1,5</b>	<b>1,6</b>	<b>1,8</b>	<b>2</b>	<b>2,2</b>	<b>2,5</b>	<b>2,8</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6,6</b>	<b>10</b>	<b>20</b>

Fonte: Dados da autora.

Na Tabela 16 encontram-se os valores de  $ET_0$  diária agrupado por quinzena obtidos das estatísticas de distribuição em diferentes níveis de probabilidade de ocorrência.

Tabela 16 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por quinzena através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno

(continua)

Quin.	Probabilidade																		
	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40	0,45	0,50	0,55	0,60	0,65	0,70	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95
<b>1</b>	3,35	3,41	3,47	3,52	3,58	3,64	3,70	3,77	3,83	3,90	3,97	4,05	4,13	4,22	4,31	4,41	4,53	4,67	4,85

Tabela 16 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por quinzena através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno

(continuação)

Quin.	Probabilidade																		
	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40	0,45	0,50	0,55	0,60	0,65	0,70	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95
<b>2</b>	3,34	3,42	3,49	3,54	3,60	3,65	3,70	3,75	3,80	3,85	3,90	3,95	4,01	4,07	4,13	4,20	4,29	4,39	4,53
<b>3</b>	3,08	3,18	3,26	3,34	3,41	3,48	3,55	3,62	3,69	3,76	3,83	3,90	3,97	4,05	4,13	4,22	4,32	4,43	4,58
<b>4</b>	3,35	3,41	3,47	3,52	3,58	3,64	3,70	3,77	3,83	3,90	3,97	4,05	4,13	4,22	4,31	4,41	4,53	4,67	4,85
<b>5</b>	2,92	2,98	3,03	3,08	3,13	3,18	3,23	3,28	3,32	3,37	3,43	3,48	3,53	3,59	3,65	3,72	3,80	3,89	4,00
<b>6</b>	1,93	1,97	2,02	2,06	2,11	2,16	2,22	2,27	2,32	2,38	2,44	2,50	2,56	2,63	2,69	2,77	2,84	2,92	3,01
<b>7</b>	2,08	2,17	2,24	2,30	2,35	2,40	2,45	2,50	2,54	2,59	2,63	2,67	2,72	2,76	2,81	2,86	2,91	2,96	3,03
<b>8</b>	1,77	1,83	1,88	1,93	1,97	2,01	2,05	2,09	2,12	2,15	2,19	2,22	2,26	2,29	2,32	2,36	2,39	2,43	2,47
<b>9</b>	1,45	1,50	1,54	1,58	1,61	1,65	1,68	1,71	1,74	1,77	1,81	1,84	1,87	1,90	1,93	1,96	1,99	2,03	2,06
<b>10</b>	1,18	1,21	1,24	1,27	1,30	1,33	1,35	1,38	1,41	1,44	1,47	1,51	1,54	1,58	1,62	1,66	1,71	1,77	1,85
<b>11</b>	1,05	1,08	1,11	1,14	1,17	1,20	1,22	1,25	1,27	1,30	1,32	1,34	1,37	1,40	1,42	1,45	1,48	1,51	1,54
<b>12</b>	1,01	1,04	1,06	1,09	1,11	1,13	1,15	1,17	1,19	1,21	1,24	1,26	1,28	1,30	1,32	1,35	1,37	1,40	1,43
<b>13</b>	1,10	1,12	1,14	1,16	1,18	1,20	1,22	1,24	1,26	1,28	1,31	1,33	1,36	1,38	1,41	1,44	1,47	1,50	1,54
<b>14</b>	1,14	1,18	1,22	1,25	1,28	1,31	1,33	1,36	1,38	1,41	1,43	1,46	1,48	1,51	1,54	1,57	1,60	1,64	1,69
<b>15</b>	1,36	1,42	1,47	1,51	1,55	1,59	1,63	1,66	1,70	1,73	1,77	1,80	1,84	1,87	1,91	1,94	1,98	2,03	2,08
<b>16</b>	1,59	1,65	1,70	1,75	1,80	1,85	1,90	1,95	1,99	2,04	2,09	2,13	2,18	2,22	2,27	2,31	2,36	2,40	2,45
<b>17</b>	1,92	1,96	1,99	2,03	2,07	2,11	2,15	2,20	2,25	2,30	2,35	2,40	2,47	2,53	2,60	2,68	2,77	2,87	3,01
<b>T</b>	<b>1,05</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>1,25</b>	<b>1,3</b>	<b>1,4</b>	<b>1,5</b>	<b>1,6</b>	<b>1,8</b>	<b>2</b>	<b>2,2</b>	<b>2,5</b>	<b>2,8</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6,6</b>	<b>10</b>	<b>20</b>

Tabela 16 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por quinzena através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno

(conclusão)																			
Quin.	Probabilidade																		
	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40	0,45	0,50	0,55	0,60	0,65	0,70	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95
<b>18</b>	2,03	2,08	2,14	2,19	2,24	2,29	2,33	2,38	2,43	2,48	2,53	2,58	2,63	2,69	2,74	2,80	2,86	2,93	3,01
<b>19</b>	2,47	2,53	2,59	2,64	2,69	2,74	2,79	2,83	2,88	2,93	2,97	3,02	3,06	3,11	3,16	3,21	3,26	3,32	3,39
<b>20</b>	2,76	2,87	2,95	3,02	3,09	3,15	3,21	3,27	3,32	3,38	3,43	3,49	3,54	3,60	3,66	3,72	3,78	3,85	3,94
<b>21</b>	2,75	2,90	3,02	3,12	3,22	3,32	3,41	3,50	3,59	3,67	3,76	3,84	3,93	4,01	4,10	4,19	4,28	4,38	4,50
<b>22</b>	3,26	3,35	3,43	3,51	3,59	3,67	3,74	3,81	3,88	3,95	4,01	4,08	4,15	4,21	4,28	4,34	4,41	4,48	4,54
<b>23</b>	3,44	3,53	3,60	3,66	3,72	3,77	3,83	3,88	3,93	3,98	4,03	4,08	4,13	4,18	4,24	4,30	4,37	4,46	4,56
<b>24</b>	3,46	3,54	3,61	3,68	3,73	3,79	3,85	3,90	3,96	4,01	4,07	4,13	4,19	4,26	4,33	4,41	4,50	4,61	4,76
<b>T</b>	<b>1,05</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>1,25</b>	<b>1,3</b>	<b>1,4</b>	<b>1,5</b>	<b>1,6</b>	<b>1,8</b>	<b>2</b>	<b>2,2</b>	<b>2,5</b>	<b>2,8</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6,6</b>	<b>10</b>	<b>20</b>

Fonte: Dados da autora.



Na Tabela 17 encontram-se os valores de  $ET_0$  diária agrupado por mês obtidos das estatísticas de distribuição em diferentes níveis de probabilidade de ocorrência.

Tabela 17 – Valores de evapotranspiração de referência estimados por período mensal através da distribuição Beta para diferentes níveis de probabilidade e período de retorno.

Mês	Probabilidade																		
	0,05	0,10	0,15	0,2	0,25	0,3	0,35	0,4	0,45	0,5	0,55	0,6	0,65	0,7	0,75	0,8	0,85	0,9	0,95
<b>Jan.</b>	3,57	3,62	3,66	3,70	3,73	3,77	3,80	3,84	3,87	3,91	3,94	3,98	4,02	4,06	4,10	4,15	4,20	4,27	4,35
<b>Fev.</b>	3,15	3,22	3,28	3,34	3,40	3,45	3,51	3,56	3,62	3,67	3,73	3,79	3,85	3,91	3,97	4,04	4,11	4,19	4,29
<b>Mar.</b>	2,78	2,84	2,89	2,93	2,98	3,02	3,05	3,09	3,13	3,17	3,21	3,24	3,28	3,32	3,37	3,41	3,47	3,52	3,60
<b>Abr.</b>	2,00	2,06	2,10	2,15	2,19	2,22	2,26	2,29	2,32	2,36	2,39	2,42	2,46	2,49	2,52	2,56	2,60	2,64	2,69
<b>Mai</b>	1,34	1,38	1,41	1,44	1,47	1,50	1,53	1,55	1,58	1,60	1,63	1,66	1,68	1,71	1,74	1,77	1,81	1,84	1,89
<b>Jun.</b>	1,09	1,12	1,14	1,16	1,17	1,19	1,21	1,22	1,24	1,26	1,27	1,29	1,31	1,32	1,34	1,36	1,38	1,40	1,43
<b>Jul.</b>	1,15	1,19	1,22	1,24	1,27	1,29	1,31	1,33	1,35	1,36	1,38	1,40	1,42	1,43	1,45	1,47	1,49	1,50	1,53
<b>Ago.</b>	1,57	1,63	1,67	1,71	1,75	1,78	1,81	1,84	1,87	1,90	1,93	1,95	1,98	2,01	2,04	2,08	2,11	2,16	2,21
<b>Set.</b>	2,11	2,16	2,21	2,24	2,28	2,31	2,34	2,37	2,40	2,43	2,46	2,49	2,52	2,55	2,58	2,62	2,65	2,69	2,75
<b>Out.</b>	2,70	2,79	2,86	2,92	2,97	3,02	3,06	3,11	3,15	3,19	3,23	3,26	3,30	3,33	3,37	3,41	3,44	3,48	3,51
<b>Nov.</b>	3,12	3,24	3,34	3,43	3,50	3,58	3,64	3,71	3,77	3,83	3,89	3,95	4,01	4,06	4,12	4,17	4,23	4,29	4,35
<b>Dez.</b>	3,63	3,67	3,72	3,75	3,79	3,83	3,87	3,91	3,94	3,98	4,02	4,06	4,11	4,15	4,20	4,26	4,32	4,40	4,49
<b>T</b>	<b>1,05</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>1,25</b>	<b>1,3</b>	<b>1,4</b>	<b>1,5</b>	<b>1,6</b>	<b>1,8</b>	<b>2</b>	<b>2,2</b>	<b>2,5</b>	<b>2,8</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6,6</b>	<b>10</b>	<b>20</b>

Fonte: Dados da autora.

Na Tabela 15, com probabilidade de 75% (período de retorno de 4 anos), os valores de  $ET_0$  podem atingir até  $1,35 \text{ mm.d}^{-1}$  na no decêndio 18 (mês de junho) e  $4,64 \text{ mm.d}^{-1}$  no 30º decêndio (outubro), meses em que foram observadas as menores e maiores médias diárias, respectivamente. A probabilidade de ocorram valores de  $ET_0$  de  $1,46 \text{ mm.dia}^{-1}$  para esses mesmos agrupamento poderá ocorrer a cada 20 anos.

Observou-se que os valores com probabilidade de 50% são ligeiramente inferiores ou superiores aos valores médios apresentados na Tabela 5 esta observação se justifica pela assimetria da distribuição Beta.

Na Tabela 16, a  $ET_0$  para um período agrupado de 15 dias assume valores inferiores a  $4,33 \text{ mm.dia}^{-1}$  na quinzena 24 (dezembro) e  $1,32 \text{ mm.dia}^{-1}$  (junho), com 75% de probabilidade. Para o nível de probabilidade de 95% ( $T = 20$ anos) espera-se que ocorra um  $ET_0$  de  $4,76 \text{ mm.dia}^{-1}$  na quinzena 24 e  $1,43 \text{ mm.dia}^{-1}$  na quinzena 12. Observou-se que os valores com probabilidade de 50% são iguais aos valores médios apresentados na Tabela 6.

Na Tabela 17, com probabilidade de 75% (período de retorno de 4 anos), os valores de  $ET_0$  podem atingir até  $1,34 \text{ mm.d}^{-1}$  na no mês de junho e  $4,20 \text{ mm.d}^{-1}$  no mês de dezembro, meses em que foram observadas as menores e maiores médias diárias, respectivamente. A probabilidade de ocorram valores de  $ET_0$  de  $1,43 \text{ mm.dia}^{-1}$  e  $4,49 \text{ mm.dia}^{-1}$  para esses mesmos meses poderá ocorrer a cada 20 anos.

Observou-se que os valores com probabilidade de 50% são iguais aos valores médios apresentados na Tabela 7, esta observação se justifica pela assimetria da distribuição Beta.

Pôde-se observar, novamente, a redução dos valores da evapotranspiração diária com o aumento do período agrupado.

Conforme Cury.Saad et al. (2002) isso poderá ocasionar erros no dimensionamento de projetos de irrigação, superdimensionamento utilizando-se o valor máximo diário ou subdimensionamento utilizando o valor médio mensal.

Os valores de evapotranspiração de referência, multiplicados pelos respectivos coeficientes de cultura, poderão ser utilizados como parâmetro de dimensionamento de sistemas de irrigação.

## 6 CONCLUSÃO

Com base na análise de tendências dos dados de temperatura, insolação, velocidade do vento e umidade registrados na estação meteorológica de Urussanga no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013 pode-se concluir que:

1) Foi observada tendência estatisticamente significativa para o aumento da temperatura média anual ( $p = 0,0067$ ) e para a diminuição da velocidade do vento no mês de julho ( $p = 0,0491$ );

2) Para a temperatura média anual foi observada tendência significativa de aumento de  $0,0174 \text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{ano}^{-1}$  ou  $0,174 \text{ }^\circ\text{C}$  por década;

3) Para a velocidade do vento no mês de julho a tendência de redução da velocidade de  $0,0055 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  ao ano e  $0,55\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  ao século.

4) Não foi observado tendência significativa para a  $ET_0$  para julho ou anual.

Com base nos **dados de evapotranspiração de referencia ( $ET_0$ )** estimados para Urussanga no período de outubro de 1980 a dezembro de 2013, pode-se concluir que:

1) A  $ET_0$  média diária variou entre  $4,02 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$  a  $1,24 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ;

2) A  $ET_0$  média diária agrupada por pentada variou entre  $4,20 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$  a  $1,19 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ;

3) A  $ET_0$  média diária agrupada por decêndio variou entre  $4,05 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$  e  $1,22 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ;

4) A  $ET_0$  média diária agrupada por quinzena variou entre  $4,05 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$  e  $1,22 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ;

5) A  $ET_0$  média diária agrupada por mês variou entre  $4,01 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$  e  $1,26 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ;

6) Observou-se que não houve diferenças significativas nas médias de  $ET_0$  calculadas nos diversos períodos agrupados;

7) Foram observadas diferenças significativas na dispersão dos valores em torno da média (coeficiente de variação) que decresceu com o aumento do período agrupado;

8) As maiores e menores médias diárias e nos intervalos agrupados ocorreram nos meses de dezembro (verão) e junho (inverno), respectivamente;

Com base nos **testes de aderência da  $ET_0$**  estimados para Urussanga as funções de distribuição de probabilidade – Beta, Normal, Log Normal MM, Log Normal MV, Gama MM e Gama MV – pode-se concluir que:

1) A distribuição Beta é a mais adequada para a análise de frequência para os valores de  $ET_0$  diários, apresentando melhor aderência aos dados;

2) Para os valores de  $ET_0$  agrupados por pentada, decêndio, quinzena e mensal observou-se que as seis distribuições de frequência analisadas ajustaram-se adequadamente às frequências observadas de evapotranspiração de referência, possuindo valor de  $D_{máx}$  inferiores ao  $D_{crit}$ . No entanto, em todos os intervalos agrupados, a distribuição Beta teve melhor aderência que as demais distribuições.

Com base na **estimativa de probabilidade de ocorrência de  $ET_0$**  pela distribuição Beta, concluiu-se que:

1) Na probabilidade de 75% ocorrência (período de retorno de 4 anos), os valores de  $ET_0$  diária mínimo e máximo, podem ser atingidos no mês de junho  $1,47 \text{ mm.d}^{-1}$  e dezembro  $4,89 \text{ mm.d}^{-1}$ , respectivamente;

2) Observou-se que os valores de  $ET_0$  diária com probabilidade de ocorrência de 50% são ligeiramente diferentes aos valores médios, justificado pela assimetria da distribuição Beta;

3) A probabilidade de 75%, os valores de  $ET_0$  diária agrupados por pentada podem atingir o valor mínimo de  $1,33 \text{ mm.d}^{-1}$  na pentada 36 (mês de junho) e máximo de  $4,66 \text{ mm.d}^{-1}$  na pentada 70 (mês de dezembro);

4) Observou-se que os valores diários agrupados por pentada com probabilidade de 50% foram iguais aos valores médios;

5) A probabilidade de 75%, os valores de  $ET_0$  diária agrupada por decêndio podem atingir o valor mínimo de  $1,35 \text{ mm.d}^{-1}$  no decêndio 18 (mês de junho) e máximo  $4,64 \text{ mm.d}^{-1}$  no 30º decêndio (outubro);

6) Observou-se que os valores de  $ET_0$  diária agrupada por decêndio com probabilidade de 50% são ligeiramente inferiores ou superiores aos valores médios;

7) A  $ET_0$  para um período agrupado de 15 dias assume valores inferiores a  $4,33 \text{ mm.dia}^{-1}$  na quinzena 24 (dezembro) e  $1,32 \text{ mm.dia}^{-1}$  (junho), com 75% de probabilidade.

8) Observou-se que os valores de  $ET_0$  diária agrupada por quinzena com probabilidade de 50% são iguais aos valores médios;

9) A probabilidade de 75% (período de retorno de 4 anos), os valores de  $ET_0$  podem atingir até  $1,34 \text{ mm.d}^{-1}$  no mês de junho e  $4,20 \text{ mm.d}^{-1}$  no mês de dezembro, meses em que foram observadas as menores e maiores médias diárias, respectivamente.

10) Observou-se que os valores de  $ET_0$  diária agrupada por mês com probabilidade de 50% são iguais aos valores médios.

A estimativa e probabilidade de ocorrência da evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ) obtidas neste estudo poderão ser utilizadas com segurança em trabalhos futuros na área de hidrologia, meteorologia, climatologia, agronomia, engenharia ambiental e civil desenvolvidos em âmbito regional.

Conforme Back (2007) o conhecimento da  $ET_0$  é um dos primeiros fatores que devem ser conhecido para um eficiente manejo racional de recursos hídricos. Dentre os estudos que este trabalho poderá subsidiar, estão: o cálculo do balanço hídrico regional nos diferentes períodos agrupados, estimativas de geração de chorume em aterros sanitários através do balanço hídrico, determinação do tempo de cura de estruturas de concreto, estimativa da necessidade de irrigação das culturas ( $ET_c$ ) desenvolvidas na região e dimensionamento de projetos de irrigação ( reservatórios e sistema de irrigação).

O estudo também poderá trazer contribuições à gestão dos recursos hídricos. À medida que a Política Nacional dos Recursos Hídricos for implementada e consolidada na região, através dos Comitês de Bacia Hidrográfica e criação Agências de Água vislumbra-se a aplicação dos instrumentos da Lei como a outorga dos direitos de uso e a cobrança pelo uso de recursos hídricos. O estudo poderá fornecer subsídios para avaliação da necessidade de água a ser utilizada nas diversas atividades desenvolvidas na bacia hidrográfica, principalmente irrigação de culturas agrícolas.

Além disto, a metodologia utilizada poderá ser aplicada em outras regiões do estado ou país onde exista a disponibilidade dos dados necessários às estimativas.

## REFERÊNCIAS

- ALENCAR, L.P. et al.. Evolução temporal da evapotranspiração de referência e sua sensibilidade aos principais elementos climáticos na cidade de Uberaba – MG. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, vol. 7, núm. 1, 2012, pp. 159-166.
- ALENCAR, L.P. et al.. Tendências recentes nos elementos do clima e suas implicações na evapotranspiração da cultura do milho em Viçosa – MG. **Eng. Agrícola**, Jaboticabal, v.31, n.4, p.631-642, jul./ago. 2011.
- ALLEN, R. G . Penman for all seasons. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, New York, v.112, n.4, p.348-368, 1986.
- ALLEN, R. G.; JENSEN, M. E.; WRIGHT, J. L.; BURMAN, R. D. **Operational estimates of reference evapotranspiration**. *Agron. j.*, Madison, v. 81, n4. p.650-662. 1989.
- ALLEN, R.G et al. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 1998.
- ALVES, A. V. P et al. Análise dos métodos de estimativa para os parâmetros das distribuições de Gumbel e GEV em eventos de precipitações máximas na cidade de Cuiabá-MT. **Revista Eletrônica de Engenharia Civil – REEC**, Vol 6 - nº 1, 2013.
- ARAÚJO, E. M. et al. Aplicação de seis distribuições de probabilidade a séries de temperatura máxima em Iguatu – CE. *Revista Ciência Agronômica*, v. 41, n. 1, p. 36-45, jan-mar, 2010.
- ASSEMBLEIA LEGISLATIVA DE SANTA CATARINA – ALESC. **Informações municipais**. Disponível em: <http://www.alesc.sc.gov.br/portal/consultas/informacoesmunicipais.php>. Acesso em 18 de setembro de 2013.
- ASSIS, F. N.; ARRUDA, H. V.; PEREIRA, A. R. **Aplicações de estatística à climatologia**. 1. ed. Pelotas: Universidade Federal de Pelotas, 1996. 161 p.
- ASSIS, J. P. et al.. Ajuste de séries históricas de temperatura e radiação solar global diária às funções densidade de probabilidade normal e log-

normal, em Piracicaba, SP. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 12, n. 01, p. 113-121, 2004.

AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia dos trópicos**. São Paulo: Editora Difel, 1998. 5. ed. 332 p.

AYOADE, J. O.; CRISTOFOLETTI, A. (Coord.). **Introdução a climatologia para os trópicos**. 8.ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2002. 332 p.

BACK, A. J. Aplicação de análise estatística para identificação de tendências climáticas. **Pesq. agropec. bras.**, Brasília, v. 36, n. 5, p. 717-726, maio 2001.

BACK, A. J. Caracterização climática. In: **Mineração de carvão, meio ambiente e desenvolvimento sustentável no sul de Santa Catarina: uma abordagem interdisciplinar**. Curitiba: Juruá, 2009.

BACK, A. J. Variação da evapotranspiração de referência calculada em diferentes intervalos de tempo. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v.27, p.139-145. 2007.

BACK, Á.J.; VIEIRA, H.J. Análise da tendência temporal nos dados de chuva de Urussanga-SC. In: **SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CLIMATOLOGIA**, 3, 2009, Canela. III Simpósio Internacional de Climatologia. Sbmec, 2009. p.1-6.

BANDYOPADHYAY, A.; BHADRA, N. S.; RAGHUWANSHI, R.; SINGH, J. Temporal Trends in Estimates of Reference Evapotranspiration over India. **Journal of Hydrologic Engineering**, Reston, v.14, p.508-515, 2009.

BARRY, R.G; CHORLEY,R.J. **Atmosfera, tempo e clima**. 9 ed, Porto Alegre: Bookman,2013.

BASTOS, T. X. Sistema de produção da pimenteira-do-reino. **Embrapa Amazônia Oriental**, Sistema de Produção, 2005.

BERNARDO, S.; SOUSA, E.F.; CARVALHO, J.A. **Estimativa da evapotranspiração de referência (ET<sub>0</sub>), para as “áreas de baixada e**

**de tabuleiros” da região Norte Fluminense.** Campos dos Goytacazes: UENF, 1996. 14 p. Boletim Técnico.

BERTONI, J. C.; TUCCI, C. E. M. Precipitação. In: **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2. Ed. TUCCI, Carlos E. M (org.). Porto Alegre: ABRH, 1997. p. 177-241.

BLAIN, G. C; BRUNINI, O. Quantificação da seca agrícola pelo índice padronizado de evapotranspiração real (IPER) no estado de São Paulo. . **Bragantia**, Campinas, v 65, n 3, p .517-525,2006.

BRAGA, H. J.; GHELLERE, R. **Proposta de diferenciação climática para o Estado de Santa Catarina.** In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia e Reunião Latino-Americana de Agrometeorologia. 1999. Florianópolis, SC. **Anais...** Florianópolis: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia – SBA, 1999. CD-ROM.

BURN, D. H.; CUNDERLIK, J. M.; PIETRONIRO, A. Hydrological trends and variability in the Liard River Basin. **Hydrological Sciences Journal**, v.49, p.53–68, 2004.

CAMARGO, Â. P. D. CAMARGO, M. B. P. D. Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. **Bragantia**, Campinas, 59(2), 2000. p 125-137.

CAMPOS, C. G. C.; BRAGA, H., ALVES, R. Mudanças climáticas atuais e seus impactos no Estado de Santa Catarina. **Agropecuária Catarinense**, v. 19, n.3, p.31-35, 2006.

CARGNELUTTI FILHO, A; MATZENAUER, R; TRINDADE, J, K. Ajustes de funções de distribuição de probabilidade à radiação solar global no Estado do Rio Grande do Sul. **Pesq. agropec. bras.**, Brasília, v.39, n.12, p.1157-1166, dez. 2007

CARVALHO, L. G et. al. Evapotranspiração de referência: Uma abordagem atual de diferentes métodos de estimativa. **Pesq. Agropec. Trop.**, Goiânia, v. 41, n. 3, p. 456-465, jul./set. 2011.

CASAGRANDE, A., SILVA JUNIOR, P., MENDONÇA, F. Mudanças climáticas e aquecimento global: controvérsias, incertezas e a



divulgação científica. **Revista Brasileira de Climatologia**. Ano 7. Vol.8, jan/jun.p 30-44. 2011.

CATALUNHA, M. J. et al.. Aplicação de cinco funções densidade de probabilidade a séries de precipitação pluvial no Estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 10, n. 01, p. 153-162, 2002.

CHANG, J. Climate and agriculture: An ecological survey. Chicago: Aldine Publishing Company, 1968. 304p

CLARKE, R. T. **Statistical modelling in Hydrology**. Chichester: John Wiley & Sons. 1994. 412 p.

CORREIA, A. L.; YAMASOE, M. A. **Forçante radiativa natural e antrópica**. 2012. 22p. Disponível em:  
[http://plutao.sid.inpe.br/col/dpi.inpe.br/plutao/2012/06.21.19.10/doc/P%20C3%A1ginas%20139\\_160%20de%20PBMC-VOLUME1-RAN1.pdf?metadataarepository=&mirror=dpi.inpe.br/plutao%4080/2008/08.19.15.01.21](http://plutao.sid.inpe.br/col/dpi.inpe.br/plutao/2012/06.21.19.10/doc/P%20C3%A1ginas%20139_160%20de%20PBMC-VOLUME1-RAN1.pdf?metadataarepository=&mirror=dpi.inpe.br/plutao%4080/2008/08.19.15.01.21). Acesso em junho de 2014.

CUNDERLIK, J.M., BURN, D.H. Local and regional trends in monthly maximum flows in southern British Columbia. **Canadian Water Resources Journal**, 27(2), 191-212. 2002.

CURY.SAAD.J.C et al.. Estudo da distribuição da evapotranspiração de referencia visando o dimensionamento de sistemas de irrigação. **Irriga**, Botucatu, v. 7, n 1,2002.

DAMALGO, G. A et al. Evapotranspiração máxima da cultura de pimentão em estufa plástica em função da radiação solar, da temperatura, da umidade relativa e do déficit de saturação do ar. **Revista Ciência Rural** vol.36 n.3 Santa Maria, 2006.

DE LORENZI, K. S. **Evapotranspiração de referência entre métodos de Penman-Monteith e Thornthwaite no estado de Santa Catarina**. , SC. 2010.45f. TCC (Graduação em Engenharia Agrônômica) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2010.  
de probabilidade da precipitação pluvial no Estado de Táchira,

- DOORENBOS, J.; PRUITT, J.O. **Crop water requirement**. Rome: FAO, 1977. 144p. FAO Irrigation and Drainage Paper 24.
- DUFLOTH, J. H.; CORTNA, N.; VEIGA, M. da.; MIOR, L. C. (Org). Estudos básicos regionais de Santa Catarina. Florianópolis: EPAGRI, 2005. 1 CD-ROM
- FALLS, L. W. **The Beta distribution**: a statical model for world cloud cover Alabama: NASA, 1973. 6p
- FARIA, R. T.; CAMPECHE, F. M.; CHIBANA, E. Construção e calibração de lisímetros de alta precisão. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental v.10, n.1, p.237–242, 2006.
- FERREIRA, F. F. Estatística Básica.1.ed. Lavras: Editora UFLA, 2005. 664 p.
- FIETZ, C. R., URCHEI, M. A. **Análise de Frequência da Evapotranspiração de Referência da Região de Dourados, MS**. Comunicado Técnico 53. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento. 2002.4p.
- GIDDENS, A.. **A política da mudança climática**. Rio de Janeiro: Zahar, 2010.314p.
- GOOSSENS, C.; BERGER, A. Annual and seasonal climatic variations over the northern hemisphere and Europe during the last century. **Annales Geophysicae**. 4,B 4. p385 – 400. 1986
- GRIMM, I.J. et al.. Mudanças climáticas e o turismo: desafios e possibilidades. **Revista Brasileira de Climatologia**. Ano 8. Vol.11, jul/dez. p 55-78. 2012.
- HELSEL, D.R, HIRSCH R.M. **Statistical Methods in Water Resources**. U.S. Department of the Interior,2002.503p.
- HELSEL, D.R, HIRSCH R.M.. **Statistical methods in water resources**. Studies in Environmental Science 49. New York: Elsevier, 1992.

HIRSCH, R.M., SLACK, J.R., and SMITH, R.A., 1982, Techniques of trend analysis for monthly water quality data: **Water Resources Research**, v. 18, no. 1, p. 107–121.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Mapa do Brasil**. Disponível em: [http://downloads.ibge.gov.br/downloads\\_top.php](http://downloads.ibge.gov.br/downloads_top.php)

INSTITUTO DE PESQUISAS AMBIENTAIS E TECNOLÓGICAS. UNIVERSIDADE DO EXTREMO SUL CATARINENSE. **Estudo de Impacto Ambiental (EIA) para o projeto de desassoreamento do rio Urussanga**. Volume 2: Estudo de Impacto Ambiental. Criciúma: IPAT/UNESC, 2012. 331 p.

INSTITUTO DE PESQUISAS AMBIENTAIS E TECNOLÓGICAS. UNIVERSIDADE DO EXTREMO SUL CATARINENSE. IPAT/UNESC, 2014. **Mapa de localização de Urussanga**. Setor de Cartografia, 2014.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA – INMET. **Normais climatológicas**. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas>. Acesso em junho de 2014.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE – IPCC. **Climate change 2013: The physical science basis**. 33p.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE – IPCC. Third Assessment Report, Climate Change 2001: Working Group II: Impacts, Adaptation, and Vulnerability, 2001.

JENSEN, M.E. Consumptive use of water and irrigation water requirements. New York:ASCE,1974.215p.

JUNQUEIRA JÚNIOR, J. A. et al. Precipitação provável para a região de Madre de Deus, Alto Rio Grande: modelos de probabilidades e valores característicos. **Ciência e Agrotecnologia**, v. 31, n. 03, p. 842-850, 2007.

KITE, G. H. **Frequency and risk analyses in hydrology**. Fort Collins, Water Resources Publications, 1978. 224 p

LIANG, L.; LI, L.; LIU, Q. Temporal variation of reference evapotranspiration during 1961–2005 in the Taoer River basin of Northeast China. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v.150. n.2. p. 298-306, 2009.

LIMA, A.S.F.F. **Comparação de métodos de estimativa de evapotranspiração potencial para o município de Ribeirão Preto-SP**. Piracicaba, SP: ESALQ, 1991. 169f. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1991.

LIMA, E. P. **Evapotranspiração de referência de Penman- Monteith padrão FAO (1998) a partir de dados de temperatura máxima e mínima de Minas Gerais**. 2005. 85 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Viçosa, MG.

LINO, G.L. A fraude do aquecimento global: como um fenômeno natural foi convertido numa falsa emergência mundial. **Capax Dei**, Rio de Janeiro, 2009.

LYRA, G. B. et al. Probabilidade da precipitação pluvial no Estado de Táchira, Venezuela. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 41, n. 02, p.205-215, 2006.

MEDEIROS, A.T. **Estimativa de Evapotranspiração de referência a partir da equação de Penman-Monteith, de medidas lisimétricas e equações empíricas em Paraipaba, CE**. Tese (Doutorado) 2002.120f. - Universidade de São Paulo, 2002.

MELLO, M. H. A.; ALFONSI, R. R. A variação térmica secular em Campinas, SP: um exemplo de problemas inerentes ao estudo de séries temporais em climatologia. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 7., 1991, Viçosa. **Anais...** Viçosa : Sociedade Brasileira de Agrometeorologia/UFV, 1993. p. 244-246.

MESCHIATTI, M. C et al.. Caracterização estatística de tendências em séries anuais de dados hidro climáticos no estado de São Paulo. *Revista Geogr. Acadêmica*, v.6, n.1 (xiii.2012).

MONTEIRO, M. A.; MENDONÇA, M. Dinâmica atmosférica no estado de Santa Catarina. In: HERMANN, Maria Lucia P (org). **Atlas de desastres naturais do estado de Santa Catarina**. Florianópolis: Sea, 2007.p 5-10.

MORAIS, J. M et al.. **Estudo preliminar da evolução temporal dos componentes do ciclo hidrológico da bacia do Rio Piracicaba**. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, XI Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa, II, ABRH, 1995, Recife, PE. Anais. p. 27-32.

MOTA, F. S.et al.. Tendência temporal da temperatura no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 1, n. 1, p. 101-103, 1993.

MUKAMMAL, E.I.; BRUCE, J.P. Evaporation measurements by pan and atmometer. S.I., **Association of Scientific Hydrology**, p. 408-420, 1960.

NANDAGIRI, L.; KOVOOR, G. M. Sensitivity of the Food and Agriculture Organization Penman–Monteith evapotranspiration estimates to alternative procedures for estimation of parameters. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.131, n.3, p.238-248, 2005.

NATIONAL DROUGHT MITIGATION CENTER – NDMC. What is Drought?. Disponível em: <http://drought.unl.edu/DroughtBasics/WhatisDrought.aspx>. Acesso em novembro de 2013.

NIMER, Edmon. **Climatologia do Brasil**. 2. Ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1989. 422 p.

OLIVEIRA, A.D, VOLPE, C.A. Comparação de métodos de estimativa da evapotranspiração de referência, utilizando dados de estação meteorológicas convencional e automática. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.11, n.2, p.253-260,2003.

OLIVEIRA, A.S. **Precipitação pluviométrica**. Fundamentos de meteorologia e climatologia. UFRB,2013. 7p. Disponível em: [www.ufrb.edu.br/neas/index.php?option=com\\_docman&task](http://www.ufrb.edu.br/neas/index.php?option=com_docman&task).

PAINEL BRASILEIRO DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS – PMBC.  
**Primeiro relatório de avaliação nacional.** 17p.2013.

PEIXOTO, T. D. C.; LEVIEN, S. L. A.; BEZERRA, A. H.F.  
**Probabilidade de ocorrência da evapotranspiração de referência média em Mossoró-RN, utilizando o modelo de distribuição probabilístico beta.** In: II Reunião Sul-americana para Manejo e Sustentabilidade da Irrigação em regiões áridas e semiáridas. Cruz das Almas, Bahia, de 03 a 07 de abril de 2011.

PENEREIRO, J.C; FERREIRA, D.H.L. Estatística apoiada pela tecnologia: uma proposta para identificar tendências climáticas. **Acta Scientiae**, v.13, n.1, jan./jun. 2011.

PENEREIRO, J.C; ORLANDO, D. V. Análises de tendências em séries temporais anuais de dados climáticos e hidrológicos na bacia do rio Parnaíba entre os estados do Maranhão e Piauí/Brasil. **Rev. Geogr. Acadêmica** v.7, n.2(xii.2013).

PENMAN, H.L. **Natural evaporation from open water, bare soil and grass.** Proc. Roy. Soc. London A(194), S. 120-145. 1948.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C.  
**Evapotranspiração.** Piracicaba: Fealq, 1997. 183 p.

PEREIRA, A.S., FRIZZONE, J. A. **Relatório de Pesquisa.** Piracicaba: Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP, 1994. Análise de frequência da evapotranspiração potencial para fins de dimensionamento de sistemas de irrigação: 42 p.

PRATES, A. M. M.; MANZOLLI, J. I.; MIRA, M. A. F. B.. **Geografia física de Santa Catarina.** Florianópolis: Ed. Lunardelli, 1989. 112 p.

PREFEITURA MUNICIPAL DE URUSSANGA –PMU.Aspectos geográficos. Disponível em: <http://www.urussanga.sc.gov.br/conteudo/?item=21504&fa=10549&PHPSESSID=rm62a4heku27h3th5q507m87u1>. Acesso em outubro de 2013.

PRUITT, W.O et al.. Central California evapotranspiration frequencies. Drainage Division, v.98, n.IR2, p177-184,1972.

SAAD, J.C.C. **Estudo das distribuições de frequências da evapotranspiração de referência e da precipitação pluvial para fins de dimensionamento de sistemas de irrigação.** 1990. 124 f.

Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1990.

SAAD, J.C.C.; SCALOPPI, E.J. Frequência de distribuição de evapotranspiração de referência para o dimensionamento de sistemas de irrigação. In: CONGRESSO NACIONAL DE IRRIGAÇÃO E DRENAGEM, 9., 1988, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: ABID, 1988. v.2, p.1037-52.

SENTELHAS, P. C.; et al.. Um século de desmatamento: efeitos no regime térmico, pluvial e no balanço hídrico em Campinas, SP. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 2, p. 99-103, 1994.

SEVRUK, B. GEIGER, H. Selection of distribution types for extremes of precipitation. In: **WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION REPORT**, 15. 1981, Genova, 65p.

SILVA, B. B. **Evapotranspiração e estimativa da água consumida em perímetro irrigado do Semiárido brasileiro por sensoriamento remoto.** Pesq. agropec. bras., Brasília, v.47, n.9, p.1218-1226, set. 2012

SILVA, F.C. Distribuição e frequência da evapotranspiração de referência de Cruz das Almas, BA. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.2, n.3, p.284-286, 1998.

SMITH, M. **Report on the expert consultations on revision of FAO methodologies for crop water requirements.** Rome: FAO, 1991. 45 p.

SNEYERS R. **Sur l'analyse statistique des séries d'observations**, Note Technique No. 143 OMM – no. 415, Genève, 192p. 1975.

TEIXEIRA, P.R.; et al. Estudo comparativo dos componentes do balanço de radiação para um dia de céu claro e outro de céu parcialmente nublado na Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 13, 2004, Fortaleza, **Anais...** Fortaleza-CE, 2004, p. 698-707.

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

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 3. ed. Porto Alegre: UFRGS, 2002. 943 p

VALANDRO, J. Transpiração do tomateiro cultivado fora do solo em estufa plástica e sua relação com a radiação solar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 11, Florianópolis, SC. **Anais...** Florianópolis: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia. 1999.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Brasília: INMET, 2001. 515 p.

VELLAME, L. M.; QUEIROZ, M. Z. S. S; OLIVEIRA, A. S. **Probabilidade de ocorrência da evapotranspiração de referência em Ouricuri-PE**. In: INOVAGRI – International Meeting e IV WINOTEC – Workshop Internacional de Inovações Tecnológicas na Irrigação. Fortaleza, CE. 28 a 31 de maio de 2012.

VIANA, S.B. Apresentação. In: GIDDENS, Anthony. **A política da mudança climática**. Rio de Janeiro: Zahar, 2010.314p.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R.. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: UFV, 2000. 449 p.

XU, C.Y.; GONG, L.; JIANG, T.; CHEN, D. Decreasing reference evapotranspiration in a warming climate – a case of Changjiang Yangtze River) catchment during 1970–2000. **Advances in Atmospheric Sciences**, Beijing, v. 23, n. 4, p. 513-520, 2006a.

XU, C.Y.; GONG, L.; JIANG, T.; CHEN, D.; SINGH, V.P. Analysis of spatial distribution and temporal trend of reference evapotranspiration in Changjiang (Yangtze River) basin. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 30. n.1-2. p. 81-93, 2006b.

YEVJEVICH, V. **Probability and Statistics in Hydrology**. Fort Collins. 1972.



YU, P. S.; YANG, T.C.; CHOU, C. C. **Effects of Climate Change on evapotranspiration from Paddy Fields in Southern Taiwan**, Climatic Change, Dordrecht, v. 54, n. 1-2, p. 165-179, jul. 2002