

LEÔNIDAS PENA DE ALENCAR

TENDÊNCIA DOS ELEMENTOS CLIMÁTICOS E DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO
DA CULTURA DO MILHO PARA A REGIÃO DE VIÇOSA-MG

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

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2011

LEÔNIDAS PENA DE ALENCAR

TENDÊNCIA DOS ELEMENTOS CLIMÁTICOS E DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO
DA CULTURA DO MILHO PARA A REGIÃO DE VIÇOSA-MG

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

APROVADA: 17 de fevereiro de 2011.

Fernando Falco Pruski

Paulo José Hamakawa

Williams Pinto Marques Ferreira

Gilberto Chohaku Sedyama
(Orientador)

À minha esposa, Bruna

Ao meu filho, Arthur

Aos meus pais,

Aos meus irmãos,

Aos meus amigos.

Com amor

Dedico

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela saúde e equilíbrio, que foram fundamentais na conclusão desta etapa em minha vida. A Ele devo todo louvor, toda honra e toda glória.

Ao Professor Gilberto Sedyama, pela orientação, paciência, incentivo e amizade.

À Universidade Federal de Viçosa (UFV), especialmente ao Departamento de Engenharia Agrícola, pela oportunidade de realizar o curso.

À minha esposa, Bruna Cordeiro, companheira de todas as horas, que me agraciou com seu amor e o melhor de todos os presentes, meu filho Arthur.

Aos meus amados pais, Ruberval Barbosa de Alencar e Cristina Maria Ferreira Pena pelo grande apoio, por nunca terem medido esforços para me dar a melhor educação, pelos incentivos profissionais, pelo amor, força e amizade.

À minha querida sogra, Fátima Cordeiro, pelo apoio, suporte, carinho e amizade.

Ao professor Everardo Chartuni Mantovani, pela orientação, amizade e apoio profissional.

Ao professor Mauro Aparecido Martinez pela orientação apoio e amizade no decorrer do trabalho.

Aos funcionários do Departamento de Engenharia Agrícola José Galinari, Fátima, Marcos Magalhães, Edna Soares, Claudenilson Filomeno, Dona Maria pelo carinho e por nunca terem hesitado em me ajudar.

Aos companheiros de pós-graduação, Thomé, Rafael, Vinícius, Evaldo, Roziane, Robson, Vinícius, Henderson, Geraldo, Danilo e Jonathas pela boa convivência e pelas contribuições no desenvolvimento deste trabalho.

A todos os Professores do curso de Engenharia Agrícola, pelos valiosos conhecimentos transmitidos através de suas disciplinas com dedicação, profissionalismo e amizade.

A todos os demais professores, colegas e funcionários que participaram da realização deste trabalho, o meu sincero agradecimento.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo auxílio financeiro.

BIOGRAFIA

Leônidas Pena de Alencar, filho de Ruberval Barbosa de Alencar e Cristina Maria Ferreira Pena, nasceu dia 22 de março de 1984, na cidade de Viçosa – Minas Gerais – Brasil.

Em janeiro de 2009 concluiu o curso de Engenharia Agrícola e Ambiental pela Universidade Federal de Viçosa (UFV).

Em março de 2009 iniciou o curso de pós-graduação, em nível de mestrado, em Engenharia Agrícola pela Universidade Federal de Viçosa (UFV).

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABELAS	x
LISTA DE SÍMBOLOS.....	xii
RESUMO.....	xiii
ABSTRACT	xv
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	3
3. MATERIAIS E MÉTODOS	13
3.1. Local de Estudo e Conjunto de Dados	13
3.2 Análise de Homogeneidade.....	14
3.2.1 Teste de Run.....	14
3.3 Análise de Tendência	15
3.3.1 Teste de Mann-Kendall	15
3.3.2 Análise de Regressão Linear	18
3.4 Determinação do Ponto de Mudança	18
3.4.1 Teste da Soma Cumulativa dos Desvios (SOCUM)	18
3.4.2 Teste de Pettitt	19
3.5 Cálculo da Evapotranspiração	20
3.6 Cálculo do Coeficiente Dual de Cultura.....	21
3.7 Análise dos Efeitos das Variáveis na ETo	24
3.8 Análise de Sensibilidade.....	25
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	27
4.1 Caracterização climática.....	27
4.2 Análise de Tendência e Homogeneidade	29
4.2.1 Temperatura Máxima	29
4.2.2 Temperatura Mínima	33
4.2.3 Insolação.....	36

4.2.4 Umidade Relativa.....	40
4.2.5 Velocidade do vento.....	41
4.2.6 Precipitação	45
4.3 Análise dos efeitos das variáveis na evapotranspiração	48
4.4 Análise da Evapotranspiração	50
4.5 Evapotranspiração da cultura	53
4.7 Déficit de precipitação	59
5. SUMÁRIO E CONCLUSÕES	63
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	65

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Valores médios mensais de temperatura máxima, média e mínima	27
Figura 2 - Série temporal da precipitação total anual em Viçosa	28
Figura 3 - Precipitação média mensal de Viçosa para o período de 1924 a 2008	28
Figura 4 - Temperatura máxima média (regressão linear) para os meses do ano	34
Figura 5 - Temperatura mínima média (regressão linear) para os meses do ano	37
Figura 6 - Insolação média (regressão linear) para os meses do ano	39
Figura 7 - Umidade relativa média (regressão linear) para os meses do ano...	42
Figura 8 - Velocidade do vento média (regressão linear) para os meses do ano	44
Figura 9 - Precipitação média (regressão linear) para os meses do ano	47
Figura 10 - Comportamento do componente adiabático da equação de Penmam-Monteith (FAO), em função do aumento da temperatura	48
Figura 11 - Comportamento do componente diabático da equação de Penmam-Monteith (FAO), em função do aumento da temperatura.....	48
Figura 12 - Comportamento do déficit de pressão de vapor, em função do aumento das temperaturas mínimas e máximas para o mês de dezembro.....	49
Figura 13 - Comportamento do déficit de pressão de vapor, em função do aumento das temperaturas mínimas e máximas para o mês de abril.....	50
Figura 14 - Evapotranspiração de referência mensal (regressão linear) para os meses do ano.	52
Figura 15 - Evapotranspiração de referência anual	53

Figura 16 - Evapotranspiração de referência e da cultura para o período de outubro a fevereiro (safra normal).....	54
Figura 17 - Evapotranspiração de referência e da cultura referência para o período de fevereiro a junho (safrinha).....	54
Figura 18 - Déficit de precipitação para a cultura do milho nos meses de fevereiro, março, abril e maio.....	60
Figura 19 - Precipitação e evapotranspiração da cultura (ETc) para o milho safrinha ao longo dos 41 anos analisados.....	61
Figura 20 - Déficit de precipitação para o ciclo do milho safrinha, ao longo dos 41 anos analisados.....	62

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Resultado dos testes de Mann Kendall (TMK), coeficiente angular da equação de regressão linear (b) e teste de Run (Run) para as séries de dados de temperaturas máximas e mínimas, insolação, velocidade do vento e umidade relativa.....	31
Tabela 2 - Ano de mudança obtido pelos testes de Pettitt e de SOCUM para as séries de dados de temperaturas máximas e mínimas, insolação, velocidade do vento e umidade relativa.....	32
Tabela 3 - Resultados estatísticos para as séries de dados de temperatura máxima do período de 1968 a 2008 e para antes e depois do ponto de mudança encontrado nas séries.....	32
Tabela 4 - Resultados estatísticos para as séries de dados de temperatura mínima do período de 1968 a 2008 e para antes e depois do ponto de mudança encontrado nas séries.....	35
Tabela 5 - Resultados estatísticos para as séries de dados de insolação do período de 1968 a 2008 e para antes e depois do ponto de mudança encontrado nas séries.....	38
Tabela 6 - Resultados estatísticos para as séries de dados de umidade relativa do período de 1968 a 2008 e para antes e depois do ponto de mudança encontrado nas séries.....	41
Tabela 7 - Resultados estatísticos para as séries de dados de velocidade do vento do período de 1968 a 2008 e para antes e depois do ponto de mudança encontrado nas séries.....	43
Tabela 8 - Resultado dos testes para detecção de tendência e determinação do ano de mudança para a série de precipitação média mensal.....	45

Tabela 9 - Resultados estatísticos para as séries de dados de precipitação do período de 1968 a 2008 e para antes e depois do ponto de mudança encontrado nas séries.....	46
Tabela 10 - Resultado dos testes para detecção de tendência e determinação do ano de mudança para a série evapotranspiração	51
Tabela 11- Coeficientes de sensibilidade (C.S) da ETo para as temperaturas máximas e mínimas, velocidade do vento, insolação e umidade relativa e mudança relativa (M.R) observada na média destas variáveis e seus efeitos na ETo (Var. ETo).....	57
Tabela 12 - Mudança na ETo devido às mudanças nas variáveis meteorológicas individualmente e seus efeitos combinando as cinco variáveis ao mesmo tempo	59

LISTA DE SÍMBOLOS

E_{To}	evapotranspiração de referência (mm d^{-1});
R_n	saldo de radiação à superfície da cultura ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$);
G	densidade do fluxo de calor do solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$);
T	temperatura do ar a 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$);
u_2	velocidade de vento a 2 m de altura (m s^{-1});
e_s	pressão de vapor de saturação (kPa);
e_a	pressão parcial de vapor (kPa);
$e_s - e_a$	déficit de pressão de vapor de saturação (kPa);
Δ	declividade da curva de pressão de vapor de saturação ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$);
γ	coeficiente psicrométrico ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)
K_{cb}	coeficiente basal da cultura
K_e	coeficiente de evaporação da água no solo
TEW	lâmina máxima de água que pode ser evaporada da superfície do solo, quando este estiver completamente molhado (mm);
$D_{r, i-1}$	lâmina acumulada de evaporação (depleção) da camada superficial do solo, no final do dia i-1 (dia anterior) (mm);
REW	lâmina acumulada de evaporação (depleção), no fim do estágio 1 (mm).

RESUMO

ALENCAR, Leônidas Pena de, M.Sc. Universidade Federal de Viçosa, fevereiro de 2011. **Tendência dos elementos climáticos e da evapotranspiração da cultura do milho para a região de Viçosa- MG.** Orientador: Gilberto Chohaku Sedyama. Coorientadores: Everardo Chartuni Mantovani e Mauro Aparecido Martinez.

O persistente crescimento na quantidade de dióxido de carbono na atmosfera terrestre, que pode ser causado pela industrialização, desmatamento e pelas emissões naturais, tem sido registrado desde a revolução industrial. Este aumento na emissão de gases antropogênicos pode levar a mudanças nas características do clima: temperatura do ar, umidade relativa e precipitação, tanto em escala global como regional. As mudanças climáticas também caracterizadas em grande parte pelo aquecimento global tem sido o foco de estudos de diversos campos de pesquisas como: recursos hídricos, irrigação, saúde humana, agricultura entre outros. Devido às diversas incertezas quanto ao comportamento da evapotranspiração devido às mudanças climáticas, o presente trabalho objetivou. Verificar a presença de tendências e determinar o ano de mudança das características nas séries de dados de temperatura máxima e mínima do ar, velocidade do vento, insolação, umidade relativa e precipitação. Visou também o comportamento da evapotranspiração da cultura do milho de safra normal e safrinha para a região de Viçosa, MG, bem como realizar a análise de sensibilidade das variáveis meteorológicas da equação de Penman-Monteith (FAO) e calcular o déficit hídrico para a cultura do milho safrinha. Para tal fim, foram utilizados 41 anos (1968 a 2008) de dados diários da estação meteorológica do INMET localizada no

campus da UFV, na cidade de Viçosa, MG. Com base na análise de tendência foi possível identificar certa elevação da temperatura máxima do ar para os meses de abril, agosto, setembro, outubro e para a série anual. A temperatura mínima do ar apresentou tendência de aumento estatisticamente significativo a 5% de probabilidade, em todos os meses do ano, exceto o mês de agosto. A série de dados de velocidade do vento apresentou forte redução para todos os meses do ano. A umidade relativa apresentou tendência à diminuição apenas para o mês de outubro. A insolação apresentou redução para os meses de janeiro, maio e dezembro e para a série anual. Diante das tendências analisadas para as séries de dados, foi verificada redução da evapotranspiração de referência para todos os meses do ano, exceto o mês de outubro. Seguindo o padrão da evapotranspiração de referência, a evapotranspiração da cultura do milho apresentou redução da ordem de 1,98 e 2,69 mm por ano, para o milho de safra normal e o milho safrinha respectivamente. Pela análise de sensibilidade foi observado que a evapotranspiração de referência foi mais sensível para temperatura máxima do ar seguido pela umidade relativa, insolação, velocidade do vento e temperatura mínima do ar. Os resultados revelam aumento na quantidade de água disponível para a cultura do milho safrinha, devido possivelmente à diminuição da evapotranspiração do milho para o período analisado, e o pequeno aumento da precipitação.

ABSTRACT

ALENCAR, Leônidas Pena de, M.Sc. Universidade Federal de Viçosa, february of 2011. **Trend of weather elements and evapotranspiration of maize for the region of Viçosa - MG** Advisor: Gilberto Chohaku Sedyama. Co-advisors: Everardo Chartuni Mantovani and Mauro Aparecido Martinez.

The persistent increase in the amount of carbon dioxide in the atmosphere, which, among other sources, can be caused by industrialization, deforestation and natural emissions, has been registered since the latest decades. This increase in the trend could lead to changes in the characteristics of climate: temperature, relative humidity and precipitation, both in global and regional levels. Climate change also characterized by global warming has been the study focus of several research fields such as: water resources, irrigation, health, agriculture and others. Due to several uncertainties about the evapotranspiration behavior, related to climate change, this study aimed to check the presence of trend and the year of change in the characteristics of the data series of maximum and minimum temperatures, wind speed, sunshine, relative humidity and precipitation. It also had as goal to analyze the behavior of the evapotranspiration of season maize and off-season maize for the region of Viçosa MG, as well as to realize the sensitivity analysis of meteorological variables in the equation of Penman-Monteith (FAO) and calculate the precipitation deficit for the crop of off-season maize. For this purpose, we used daily data from the meteorological station of INMET, using 41 years of data from 1968 to 2008. A trend analysis showed an increase in maximum temperature for the months of April, August, September, October and the annual series. The minimum temperature showed an increased statistically significant trend at 5 % of probability in all months but August. The dataset of wind speed showed a strong reduction for each month of the year. The relative humidity tended to

decrease only for the month of October. The duration of sunshine was reduced for the months of January, May and December and the annual series. Based on the trends analyzed for the data series, there was a reduction in evapotranspiration of reference for all months of the year except the month of October. Following this pattern, the evapotranspiration of maize showed a reduction of about 1,98 and 2,69 mm per year for season and off-season maize, respectively. For the sensitivity analysis showed that the reference evapotranspiration was most sensitive to the variable maximum temperature was followed by relative humidity, sunshine, wind speed and minimum temperature. The results show an increase in the amount of water available for the ou season maize crop. This is due to maize reduced evapotranspiration for the period analyzed, and small increase in precipitation.

1. INTRODUÇÃO

A mudança acelerada do clima da Terra tem gerado grandes preocupações no mundo, sendo que uma das grandes questões, neste contexto, o aquecimento global. Estudos sobre o aquecimento global e seus efeitos sobre o clima atual do planeta estão sendo realizadas como uma análise multidisciplinar.

O aquecimento global devido ao efeito estufa pode continuar provocando grandes mudanças em vários elementos do clima, tais como temperatura do ar, umidade relativa, precipitação e radiação solar. A temperatura do ar é o elemento que apresenta mudanças mais perceptíveis, por isso o seu comportamento tem sido bastante estudado ao redor do mundo, mostrando certa tendência de aumento em muitos locais. A tendência climática é entendida como a alteração suave do clima, com acréscimo ou decréscimo nos valores médios das variáveis analisadas, no período de registro (Winke et al., 2008).

Embora a probabilidade do aumento da temperatura média global futura, resultante de alterações na composição atmosférica, já esteja estabelecida com bom grau de confiança, as alterações em outros elementos climáticos como a precipitação, insolação, umidade, velocidade do vento e grandezas derivadas destas, tais como umidade do solo e evaporação, são muito mais difíceis de caracterizar, especialmente em escala regional (Houghton et al., 1996).

As alterações ocorridas nas condições climáticas podem afetar a demanda de água das plantas, porque a evapotranspiração é afetada pela mudança nos elementos climáticos como: temperatura do ar, radiação solar, velocidade do vento e umidade relativa (Yin et al., 2009).

Mudanças relativamente pequenas na temperatura do ar e na precipitação, devido ao aquecimento do sistema terra-atmosfera, juntamente com os seus efeitos não lineares sobre a evapotranspiração e umidade do solo, podem causar mudanças expressivas na dinâmica da quantidade, qualidade e distribuição de água (Bandyopadhyay et al., 2009).

É muito importante, para os gestores dos recursos hídricos, conhecerem e se prepararem para lidar com os efeitos das alterações climáticas sobre as mudanças do ciclo hidrológico e do regime de vazões.

Como um dos responsáveis pela perda de água nas bacias hidrográficas, a evapotranspiração exerce uma grande influência sobre os processos hidrológicos, sendo que este componente está estreitamente relacionado com a dinâmica da umidade do solo, a recarga dos aquíferos e o escoamento superficial. Conseqüentemente, a compreensão das variações temporais e espaciais da evapotranspiração é um componente vital nos estudos hidrológicos (Liang et al., 2009).

Em locais onde os recursos hídricos são limitados e a irrigação é a atividade de maior consumo de água, a variação temporal da evapotranspiração e a quantificação de sua tendência podem servir como dados de referência para o planejamento desses recursos hídricos.

Assim, uma previsão precisa da evapotranspiração da cultura (ET_c) é necessária para fins da irrigação eficiente, para os cálculos hidrológicos do balanço hídrico, planejamento dos recursos hídricos e conhecimento do potencial das culturas de sequeiro (Dinpashoh, 2006).

Diante do exposto, o presente estudo teve como objetivos:

- Identificar e quantificar as possíveis tendências nas séries climatológicas assim como o ano de mudança dessas variáveis;
- Analisar os efeitos das mudanças dos elementos climáticos na evapotranspiração de referência e na evapotranspiração da cultura do milho de primeira e segunda safra, utilizando a equação de Penman-Monteith (FAO) para a região de Viçosa-MG.
- Realizar a análise de sensibilidade para as variáveis meteorológicas da equação de Penman-Monteith (FAO).
- Calcular o déficit de precipitação pluvial para a cultura do milho safrinha ao longo da série histórica estudada.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Mudanças do Clima

O crescimento na quantidade de dióxido de carbono na atmosfera, que pode ser causado pela industrialização e desmatamento, tem sido registrado ao longo das últimas décadas. Esta tendência pode levar a mudanças nas características do clima, tais como a temperatura do ar, a umidade relativa e a precipitação, tanto em níveis globais como regionais (Yu et al., 2002).

As mudanças climáticas caracterizadas pelo aquecimento global tem sido o foco de diversos campos de pesquisas como: recursos hídricos, irrigação, saúde humana, agricultura, entre outros. Tem sido observado que a temperatura média global do ar na superfície da Terra aumentou em torno de 0,74 °C ao longo dos últimos 100 anos (1906-2005) e há previsão de aumento de 1,1° até 6,4 °C até o ano de 2100 (IPCC, 2007). Além disso, o relatório do Painel Intergovernamental Global para Mudanças Climáticas (IPCC, sigla em inglês) apontou, com grande probabilidade, que as causas do expressivo aumento da temperatura do ar são as emissões antropogênicas de gases de efeito estufa.

Assim, a evapotranspiração de referência (ET_o) e, conseqüentemente, a evapotranspiração das culturas (ET_c) tendem a ser afetadas pelo aquecimento global devido à dependência da ET_o a temperatura do ar (Bandyopadhyay et al., 2009).

No Brasil, Marengo (2006) cita estudos que mostram aumento na temperatura do ar nos últimos 100 anos, como de 0,6°C, em São Paulo e de 0,85 °C na Bacia Amazônica e de aumento nos extremos máximo e mínimo, da temperatura do ar no Sul do Brasil, durante o período de 1960-2002.

A agricultura, por ser uma atividade fortemente dependente do clima, provavelmente, sofrerá influência direta das mudanças climáticas na produção agrícola, afetando a vida humana sob muitos aspectos.

Nesse sentido, importantes trabalhos foram dedicados à análise do impacto potencial das mudanças climáticas sobre os recursos hídricos. Esses estudos revelaram que a demanda de água para irrigação é particularmente sensível às mudanças na precipitação, temperatura e concentração de dióxido de carbono (Frederick e Major, 1997).

Assim, pelo fato de a evapotranspiração ter grande importância no ciclo hidrológico e determinar a necessidade hídrica das culturas. Os principais fatores que influenciam a demanda hídrica da cultura também dependem de vários elementos climáticos como: velocidade do vento, temperatura do ar, umidade relativa e radiação.

Menzel e Burger, (2002) sugeriram que o aumento na temperatura da superfície da Terra pode resultar em maiores taxas de evaporação, possibilitando assim que a atmosfera aumente o transporte de maiores quantidades de vapor de água, que, por sua vez, leva um aumento na intensidade dos processos do ciclo hidrológico.

Herrington (1996) analisou os impactos das mudanças climáticas sobre a demanda de água na Inglaterra e no País de Gales e concluiu que o aumento de 1,1°C na temperatura média do planeta elevaria a demanda de água para a agricultura em até 12%.

Em muitos países, em que a agricultura é altamente dependente dos recursos hídricos é de suma importância que se busque entender as respostas das culturas as novas condições climáticas.

2.2 Análise de Homogeneidade

Para caracterizar climaticamente determinada região há necessidade de informações meteorológicas confiáveis, pois, uma falha na série temporal pode comprometer a análise e a interpretação dos dados. Os dados climáticos, para serem usados com segurança, devem ser estatisticamente homogêneos, uma vez que a não-homogeneidade de uma série temporal conduz a uma interpretação errônea das condições do clima a ser estudado (Conrad e Pollack, 1950).

Uma série numérica de certo elemento climatológico ordenada cronologicamente é dita “homogênea” se as variações são causadas pelas próprias condições do tempo e do clima (Conrad e Pollack, 1950). Não homogeneidades em séries temporais podem ser vistas como descontinuidades ou deslocamentos (saltos) nos registros de dados, que podem afetar a caracterização da variabilidade climática da região em estudo.

Mudanças abruptas, ou em alguns casos graduais, podem ser alterações na média, causadas, por exemplo, pelo crescimento de vegetação ou pela urbanização na proximidade das estações meteorológicas; ou então por mudança na localização dessas, alteração nos instrumentos de medida e até mesmo de hábitos de observação (Aguilar et al., 2003).

Em geral, os usuários estão interessados em eliminar ou reduzir os efeitos artificiais e detectar e, ou, explicar os efeitos naturais. A literatura científica possui muitos artigos apresentando diferentes técnicas para a identificação de não homogeneidades.

A não-homogeneidade manifesta-se em séries temporais de duas maneiras principais: a) por apresentar certa tendência gradual ou b) por mostrar certa descontinuidade na variância. A tendência gradual pode ocorrer devido ao aquecimento urbano, ao deslocamento da estação meteorológica de um local para outro ou a outros erros sistemáticos acumulados ao longo do tempo. Já as descontinuidades são geralmente devidas as mudanças abruptas que ocorrem na plataforma de observação ou na maneira com que os dados são processados (Easterling et al., 1996).

Usar a série temporal climatológica contendo variações induzidas de origem não climática pode conduzir a conclusões contraditórias. Sendo que não é tarefa simples constatar a não-homogeneidade de uma série, principalmente porque as dificuldades variam de um elemento para outro. Além disso, não é possível decidir se uma série é “absolutamente homogênea”, dispondo de observações de um único local e utilizando séries com dados ausentes. É raro uma série temporal longa ser considerada homogênea, quando confrontada com dados de estações meteorológicas circunvizinhas (Aguilar et al., 2003).

A determinação da homogeneidade de dados climatológicos deve ser feita pela comparação da série temporal de interesse com aquelas estações meteorológicas de referência próximas e altamente correlacionadas. Além

disso, implicitamente supõe-se que toda mudança ou flutuação regional do clima, experimentada na estação meteorológica de interesse, será verificada também na estação de referência.

2.3 Tendências da Evapotranspiração

A distribuição e tendência da evapotranspiração de referência (ET_o) são extremamente importantes para planejamento dos recursos hídricos e para a agricultura, visto que está sendo amplamente discutido o seu comportamento futuro em função do aquecimento global.

A fim de comparar a evapotranspiração em diferentes regiões, a FAO (Food and Agriculture Organization) propôs a evapotranspiração de referência (ET_o), definida como a taxa de evapotranspiração de uma superfície de referência com altura de 0,12 m, resistência de superfície de 70 s.m⁻¹ e albedo de 0,23. O método considera como superfície de referência uma cultura hipotética com altura uniforme, sem restrições de água, crescendo ativamente e sombreando completamente o solo (Allen et al., 1998). O método de Penman-Monteith (PM-FAO) é o método recomendado pela FAO como padrão para calcular ET_o e tem sido utilizado em todo o mundo.

No Brasil, poucos estudos têm sido realizados para analisar a variação temporal da evapotranspiração decorrente das novas condições climáticas.

Uma das consequências esperadas do aquecimento global é que o ar perto da superfície deva ser mais seco, o que poderá resultar no aumento na taxa de evaporação da superfície livre de água (Roderick e Farquhar, 2002).

Paradoxalmente ao exposto anteriormente, Roderick e Farquhar (2002) observaram que houve certa redução da taxa de evaporação em tanques, ao longo dos últimos 50 anos para o hemisfério Norte. Em pesquisas posteriores, estes autores observaram o mesmo comportamento para a Nova Zelândia (Roderick e Farquhar, 2005).

Portanto, os elementos climáticos dominantes associados às alterações da ET_o precisam ser estudados, a fim de buscar melhor entendimento das mudanças climáticas globais e seus impactos no ciclo hidrológico, particularmente no Brasil, que apresenta diversas regiões com diferentes climas.

As incertezas quanto aos argumentos são majoritariamente induzidas pelas complicadas relações não-lineares entre ETo e a tendência de mudanças nos elementos climáticos.

Alguns estudos têm verificado tendências de aumento e principalmente de diminuição na evaporação de tanques e na evapotranspiração de referência (ETo) nas últimas décadas em diferentes regiões em todo o mundo, incluindo a Rússia europeia, oeste e leste dos Estados Unidos, Sibéria, Índia, Israel, Austrália e Nova Zelândia (Peterson et al., 1995; Chattopadhyay e Hulme, 1997; Brutsaert e Parlange, 1998; Lawrimore e Peterson, 2000; Golubev et al., 2001, Cohen e Stanhill, 2002; Ohmura e Wild, 2002; Hobbins et al., 2004, Roderick e Farquhar 2004, 2005).

No entanto, não há consenso sobre as possíveis causas das mudanças na evapotranspiração de referência. Muitos pesquisadores têm atribuído à diminuição da ETo principalmente à: redução da radiação solar na Rússia e nos Estados Unidos (Peterson et al., 1995), China (Thomas, 2000, Liu et al., 2010; Gao et al., 2006), na bacia do Rio Yangtze, na China (Wang et al., 2007) e Israel (Cohen e Stanhill, 2002), provavelmente resultantes da maior cobertura de nuvens e da concentração de aerossóis (Roderick e Farquhar, 2002). Outros autores consideram esta diminuição resultante principalmente da redução da velocidade do vento, como observado na Austrália (Roderick et al., 2007), do aumento da umidade relativa do ar na Índia (Chattopadhyay e Hulme, 1997), e da diminuição da temperatura máxima do ar na China (Cong e Yang, 2009).

Liang et al., (2009), analisando a variação anual da ETo na bacia do Rio Taoer na China, para o período de 1961-2005, verificaram certo aumento da evapotranspiração de referência da ordem de 0,42 mm por ano. Estes autores examinaram o motivo do aumento da evapotranspiração e notaram que o mesmo se deve aos aumentos da velocidade do vento e da temperatura do ar associados a determinada diminuição da umidade relativa.

Xu et al., (2006a) investigaram as possíveis causas da diminuição da ETo e quantificaram as contribuições dos principais elementos climáticos na tendência da evapotranspiração, verificando determinada redução significativa a 5% de probabilidade da evapotranspiração de referência e da evaporação em tanques para a região da Bacia do Rio Yangtze na China, para o período de 1970 a 2000. Eles observaram que a tendência à diminuição da

evapotranspiração pode ser atribuída à tendência significativa de redução da radiação solar. Estes mesmos autores observaram alguma redução significativa, ao nível de 5% de probabilidade, com tendência de -1,24 mm por ano durante 1960-2000, para a ETo anual na bacia do rio Changjiang na China (Xu et al., 2006b)

Bandyopadhyay et al., (2009) encontraram certa tendência de decréscimo da evapotranspiração de referência (ETo) para 133 estações meteorológicas localizadas na Índia, no período de 1971-2002, associando que a diminuição da evapotranspiração foi decorrente do aumento da umidade relativa e principalmente da diminuição da velocidade do vento. Foi observado que entre os elementos climáticos que regem a evapotranspiração, as temperaturas do ar máximas e mínimas indicam tendência de aumento, com a temperatura mínima do ar apresentando aumento mais acentuado do que a temperatura máxima do ar. Como resultado, a diferença entre as temperaturas extremas do ar mostrou certa redução em grande parte da Índia.

Yin et al., (2009) estudaram as possíveis mudanças nas condições climáticas da China e seus impactos na evapotranspiração e no ciclo hidrológico. Os autores utilizaram 595 estações meteorológicas, em toda a China, durante o período de 1961-2008 e analisaram o comportamento da ETo e a influência dos elementos meteorológicos por meio da análise da sensibilidade. Verificaram, também, redução da evapotranspiração de referência anual da ordem de 8,56 mm por década, ao longo dos 48 anos analisados, apresentando, assim, uma redução de 5,04% em relação à média do período de 48 anos analisado.

2.4 Influência dos Elementos Climáticos na Evapotranspiração

Nas pesquisas geralmente são utilizadas as análises de regressão e correlação para ajudar na identificação da importância relativa de cada variável meteorológica na evapotranspiração de referência (ETo) (Yin et al., 2009).

Para a compreensão das características de uma equação matemática ou de um modelo matemático é fundamental o entendimento de cada variável para, então, saber qual o seu papel relativo no modelo. Cada uma delas pode ser estudada individualmente com respeito à sua magnitude, variabilidade e precisão de medida. Porém, entender a importância relativa de cada variável requer a realização da análise de sensibilidade (Saxton, 1975).

Uma análise de sensibilidade determina o coeficiente de sensibilidade relativa de uma variável dependente a qualquer variável independente, ou seja, permite determinar os efeitos que os erros nos componentes do modelo causam à variável dependente. Além disso, pode ser usada para classificar os componentes em ordem relativa de importância no modelo (Mello, 1998).

Para se determinar a mudança de ETo esperada para a mudança em uma das variáveis independentes, é necessário a análise de sensibilidade relativa do valor da evapotranspiração de referência para cada um desses componentes.

Por causa das diferentes abordagens utilizadas nos modelos parametrizados de evapotranspiração, há diferentes definições dos coeficientes de sensibilidade e diferentes maneiras de se realizar as análises de sensibilidade nestes modelos (Gong et al., 2006). Revisões de estudos anteriores revelam que não existe um procedimento comum ou padrão para o cálculo dos coeficientes de sensibilidade para as variáveis climáticas (Irmak et al., 2006).

Uma maneira simples, mas prática de apresentar a análise de sensibilidade é traçar as mudanças relativas de uma variável dependente contra as alterações relativas de uma variável independente como uma curva, conhecido como método da curva de sensibilidade.

Assim, a correspondente alteração relativa dos resultados pode ser facilmente observada a partir da curva de sensibilidade para determinada mudança relativa da variável. Este método tem sido utilizado por muitos autores (Paturel et al., 1995; Xu e Vandewiele, 1994; Goyal, 2004).

Para os modelos multivariáveis (por exemplo, o método de Penman-Monteith), diversas variáveis apresentam diferentes dimensões e escalas diferentes de valores, o que torna difícil comparar a sensibilidade por derivadas parciais (Liang et al., 2009).

Diferentes modelos para a estimativa da ETo, com estrutura variada e exigência de dados, diferem em sua sensibilidade à temperatura do ar e outras variáveis do clima (McKenney e Rosenberg, 1993).

Vários estudos sobre análise de sensibilidade da ETo foram feitos utilizando uma única estação meteorológica. McCuen (1973) foi um dos primeiros pesquisadores a estudar a sensibilidade de vários modelos de evapotranspiração e compreender sua estrutura, o efeito das variações dos

elementos climáticos sobre as taxas de evapotranspiração e o efeito de erros de medição dos aparelhos. Esse trabalho foi ampliado e complementado por Saxton (1975), que obteve os coeficientes de sensibilidade para o modelo de Penman-1948 por meio de derivadas parciais e observou que o modelo foi mais sensível à diminuição do saldo de radiação.

Na equação de Penman-1963, a resposta do modelo foi mais sensível à variação da temperatura do ar do que a outras variáveis (Piper, 1989). Este autor verificou que os erros na medição da insolação, velocidade do vento e temperatura de bulbo úmido, tinham o mesmo efeito em relação a ET calculada. Já o modelo de Penman-Wright foi mais sensível a erros para as temperaturas máximas e mínimas do ar, seguido das variáveis menos sensível, radiação solar e velocidade do vento (Ley et al., 1994).

Rana e Katerji (1998) estudaram a sensibilidade do modelo original de Penman-Monteith para as variáveis climáticas (energia disponível e déficit de pressão do vapor) e paramétricos (resistência aerodinâmica e da cultura) para um clima semi-árido na Itália, para a superfície de referência (grama), sorgo em grão e sorgo doce. Para a grama, a energia disponível e a resistência aerodinâmica desempenharam os papéis importantes na sensibilidade. Para as culturas sob estresse hídrico, o termo mais sensível foi a resistência da cultura. No caso do sorgo doce, o modelo foi mais sensível ao déficit de pressão de vapor, para condições de estresse hídrico e bem irrigada.

A equação de Penman-Monteith (FAO) foi mais sensível à umidade relativa do ar e menos sensível à velocidade do vento na bacia do rio Yangtze, na China (Gong et al., 2006). O modelo de Penman-Monteith (FAO) foi mais sensível ao déficit de pressão de vapor em todas as regiões dos Estados Unidos (Irmak et al., 2006). Uma vez que a sensibilidade da ETo para a mesma variável meteorológica da equação é diferente sob condições climáticas variadas, ou no mesmo local dentro de um ano (Irmak et al., 2006), os resultados advindos das análises de sensibilidade citadas acima são difíceis de serem comparados.

Mello (1998) destacou que, dentre os componentes da equação de PM-FAO, a radiação apresenta o maior coeficiente de sensibilidade relativa (0,87) e o fluxo de calor no solo, o menor (-0,01). Erros de 1,5%, comuns aos sensores de medição da velocidade do vento, transferiram erro médio de apenas 0,42%

à ETo, enquanto erros de 0,4 °C, comuns em sensores de medição de temperatura do ar, podem transferir erros de até 0,96% à ETo.

Liang et al., (2009), analisando a variação temporal da evapotranspiração de referência na bacia do Rio Taoer (China) durante os anos de 1961 a 2005, obtiveram os coeficientes de sensibilidade para a região. Foi verificado que a ETo foi mais sensível à umidade relativa do ar, insolação, velocidade do vento e temperatura média do ar, com os coeficientes de sensibilidade relativa média de 0,78; 0,25; 0,19 e 0,17, respectivamente.

Xu et al., (2006b), estudando a distribuição espacial e a tendência temporal para evapotranspiração de referência e da evaporação de tanques na região do rio Yangtze na China, realizaram a análise de sensibilidade do modelo de Penman-Monteith (FAO) para as variáveis meteorológicas. Estes autores verificaram que o modelo foi mais sensível a variação da umidade relativa seguida pelo saldo de radiação, temperatura média do ar e velocidade do vento.

Irmak et al., (2006) analisaram a sensibilidade diária para 3 anos de dados, em diversas regiões dos Estados Unidos para o modelo de Penman-Monteith (FAO). Os resultados mostraram que o modelo apresentou uma baixa sensibilidade para a temperatura mínima do ar em todas as localidades e estações estudadas. O modelo foi mais sensível para o déficit de pressão do vapor, seguido da velocidade do vento, apresentando este comportamento para todas as localidades. Porém, os coeficientes de sensibilidade diários apresentaram variações consideráveis ao longo da época do ano entre os locais estudados.

Yin et al., (2009), estudando os efeitos das condições climáticas, durante o período de 1961-2008, na evapotranspiração de referência, investigaram a sensibilidade das variáveis meteorológicas da equação de Penman-Monteith (FAO), para toda China. Observando o modelo foi mais sensível para a variável umidade relativa, seguida da insolação; e a menor sensibilidade foi verificada para a temperatura mínima do ar.

2.5 Cultura do milho

O milho (*Zea mays* L.) é uma planta da família *Poaceae*, com grande importância econômica mundial. Segundo Garcia et al., (2006), a domesticação do milho ocorreu, onde é hoje o território do México, a partir de um ancestral

selvagem, o teosinte. A partir de então, esse cereal passou a ser cultivado em todas as Américas, pelos nativos e, posteriormente, foi levado para Europa, África e Ásia. Hoje é cultivado em uma ampla variedade de ambientes, mediante o emprego de diversas tecnologias de produção.

Dos cereais cultivados no Brasil, o milho é o mais expressivo, com cerca de 54,5 milhões de toneladas de grãos produzidos, em uma área de aproximadamente 13,1 milhões de hectares, referente a primeira e segunda safra nos anos de 2009/2010 (CONAB, 2011).

O milho da segunda safra (safrinha) é conduzido em sucessão ao cultivo de primavera-verão. Representa uma alternativa econômica de uso da terra em períodos posteriores aos da safra normal e possibilita a obtenção de melhores preços na colheita, devido à menor oferta do produto nessa época (Picanço *et al.*, 2004).

O cultivo do milho “safrinha” atinge um menor potencial de produtividade, porque o ciclo da cultura geralmente é maior e os riscos aumentam em virtude das menores chuvas e temperaturas do ar mais baixas (Cantarella, 1999).

Terceiro maior produtor brasileiro de milho, atrás apenas dos estados do Paraná e Mato Grosso, Minas Gerais colheu, a produção da safra 2009/2010, teve um total de 6,1 milhões de toneladas. A área cultivada alcançou 1,19 milhões de hectares (CONAB, 2011), sendo o milho um dos principais grãos cultivados no Estado.

A demanda hídrica do milho, como de qualquer outra cultura, é uma função das condições climáticas predominantes na região, da cultivar e do estágio de desenvolvimento da cultura e do tipo de solo (Araújo *et al.*, 1999). Assim, para avaliar o efeito das condições climáticas sobre a evapotranspiração da cultura do milho, as previsões de mudança dos parâmetros climáticos são um pré-requisito.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Local de Estudo e Conjunto de Dados

A área de estudo compreende a região da cidade de Viçosa, que está localizada na zona da Mata Mineira, na região Sudeste, situada a 20° 45' de latitude Sul, 42° 51' de longitude Oeste e altitude de 672m.

Foram utilizados dados diários de uma estação meteorológica convencional pertencente ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), com os seguintes elementos do clima: temperatura do ar máxima e mínima, umidade relativa, velocidade do vento, precipitação e insolação. O período de abrangência foi de 1924 a 2008 para os dados de precipitação e de 1968 a 2008 para os demais elementos climáticos.

Na avaliação e aplicação dos testes estatísticos aos dados de precipitação pluvial foram considerados os totais mensais e anuais. Os outros elementos climáticos como temperatura do ar máxima e mínima, insolação, velocidade do vento e umidade relativa foram considerados os valores médios mensais e anuais.

As séries que apresentaram falhas na sequência dos dados foram: velocidade do vento, insolação e umidade relativa. Para contornar o problema de ausência de dados de insolação, velocidade do vento e umidade do ar, necessários ao cálculo da ETo pelo método de PM-FAO, o boletim da FAO Nº 56 (1998) sugere determinados procedimentos para a estimativa desses elementos quando não há medição ou há falhas na série de dados climáticos. Para os meses com dados faltosos foi então considerada a média do mês para o preenchimento da falha, para posterior aplicação dos testes estatísticos.

3.2 Análise de Homogeneidade

3.2.1 Teste de Run

O teste “Run” é um teste não-paramétrico apresentado por Thom (1966), que é utilizado para avaliar a aleatoriedade de uma série de dados. Consiste em realizar a contagem do número de oscilações dos valores acima e abaixo da mediana, numa série de dados naturalmente ordenada. O número de oscilações é chamado de Run, e é preciso testar se o valor observado está dentro da faixa de distribuição considerada normal. Valores elevados de “Run” indicam oscilações frequentes, e valores baixos indicam um desvio em relação à mediana (tendência, persistência) durante o período de registros.

Se a seqüência contém N_1 símbolos de um tipo e N_2 símbolos de outro tipo (e N_1 e N_2 não são muito pequenos), a distribuição amostral do número de Runs total pode ser aproximada pela distribuição normal com média

$$E(\text{Run}) = \frac{2N_1N_2}{N_1 + N_2} + 1 \quad (1)$$

e a variância da distribuição pode ser estimada por:

$$\text{Var}(\text{Run}) = \frac{2N_1N_2(2N_1N_2 - N_1 - N_2)}{(N_1 + N_2)^2(N_1 + N_2 - 1)} \quad (2)$$

Logo, a hipótese de nulidade de que a distribuição dos dados ocorre normalmente, e que a amostra é aleatória, pode ser testada com base na estatística:

$$z = \frac{\text{Run} - E(\text{Run})}{\sqrt{\text{Var}(\text{Run})}} \quad (3)$$

Este valor calculado pode ser comparado com valores de “z” para distribuição normal.

Para o nível de significância de 5%, “z” deve estar entre -1,96 e +1,96. Caso “z” calculado esteja fora do intervalo, a hipótese de nulidade deve ser rejeitada.

O teste de “Run” foi aplicado às séries mensais e anuais dos elementos climáticos exceto para os dados de precipitação, visto que, este teste não é apropriado para este elemento devido a elevada variância dos dados. A homogeneidade dos dados de chuvas foi verificada pelo teste de SOCUM.

3.3 Análise de Tendência

3.3.1 Teste de Mann-Kendall

Os testes paramétricos e não-paramétricos são comumente usados para a detecção de tendência em séries temporais. Os testes paramétricos são mais poderosos do que os não-paramétricos, porque não são sensíveis a dados espúrios, mas eles exigem que os dados sejam independentes e normalmente distribuídos. Por outro lado, os testes não-paramétricos para detecção de tendência exigem apenas que os dados sejam independentes e podem tolerar dados discrepantes (*outlier*) (Hirsch et al., 1991).

O teste de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975) é uma análise estatística não-paramétrica, que considera a 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). Considerando uma série temporal de Y_i de n termos ($1 \leq i \leq n$); a estatística do teste é dada por:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{ sinal}(Y_j - Y_i) \quad (4)$$

em que,

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

Para séries com grande número de termos (n), sob a hipótese nula (H_0) de ausência de tendência verdadeira, “S” apresenta uma distribuição normal com média zero e variância:

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

A significância estatística de “S” pode ser também testada, para grandes valores da estatística “z”, para a hipótese alternativa (H_1) usando o teste bilateral para “z” calculada da seguinte forma:

$$z = \begin{cases} \frac{(S-1)}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{se } S > 0 \\ 0 & \text{se } S = 0 \\ \frac{(S+1)}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{se } S < 0 \end{cases} \quad (6)$$

Com base na análise da estatística “z”, para o teste de nulidade, é feita, então, a decisão final de aceitar ou rejeitar “H₀”, ou seja, pode-se confirmar a hipótese de estabilidade dos dados ou rejeitá-la a favor da hipótese alternativa, isto é, a de existência de tendência nos dados. O sinal da estatística z indica se a tendência é crescente ($z > 0$) ou decrescente ($z < 0$). Em um teste bilateral para tendência, “H₁” deve ser aceita se $|z| \geq z_{\alpha/2}$, em que o valor de $z_{\alpha/2}$ é obtido da tabela na normal padrão.

A hipótese nula para o teste de Mann-Kendall é que os dados são independentes e aleatoriamente ordenados, ou seja, não há nenhuma tendência ou estrutura de correlação serial entre as observações. No entanto, em muitas situações, os dados observados são autocorrelacionados que pode resultar em interpretação equivocada dos resultados do teste de tendência.

A abordagem comum para remover a correlação serial de um conjunto de dados antes de aplicar um teste de tendência tem sido a de pré-branqueamento da série (*pre-whitening*) (Yue et al., 2002).

A autocorrelação pode ser removida por pré-branqueamento. No entanto, Yue et al., (2002) demonstraram que a remoção da autocorrelação positiva de séries temporais por pré-branqueamento removeu uma porção da tendência e, conseqüentemente, reduziu a possibilidade de rejeitar a hipótese nula quando ela pode ser falsa. De outro modo, a remoção de autocorrelação negativa por pré-branqueamento eleva a tendência e leva a um aumento na possibilidade de rejeitar a hipótese nula quando ela pode ser verdadeira. Portanto, o pré-branqueamento não é recomendada para eliminar o efeito da correlação serial no teste de Mann-Kendall quando existe uma tendência de uma série temporal. No entanto, para os casos em que não existe uma tendência, a aplicação do teste de Mann-Kendall, sem pré-branqueamento, pode erroneamente detectar a existência de uma tendência significativa devido à presença de autocorrelação (Zhang e Zwiers, 2004).

Para evitar isso, Yue et al., (2003) desenvolveram a abordagem “tendência livre de pré-branqueamento” (TFPW sigla em inglês). Esta abordagem envolve a estimativa da tendência monotônica para a série e, em seguida, a remoção dessa tendência antes do pré-branqueamento da série. A abordagem TFPW tende a separar a correlação da série, que surge de uma tendência linear, da correlação serial restante e, em seguida, remove apenas a

última parte a correlação serial. As etapas a serem seguidas antes da aplicação do teste de Mann-Kendall são:

1. A tendência de uma série temporal é estimada pelo estimador não-paramétrico de inclinação da tendência, desenvolvido por Sen (1968). Esta estimativa da declividade da tendência (β) é mais robusta que a declividade da regressão linear (Yue et al., 2003), porque o estimador não é sensível a dados espúrios. A declividade é calculada pela equação

$$\beta = \text{mediana} \left(\frac{X_j - X_i}{j - i} \right) \text{ para } j > i \quad (7)$$

em que, X_j e X_i são valores da série de dados para ($j > i$).

2. Remoção da tendência monotônica usando (β)

$$Y_t = X_t - \beta t \quad (8)$$

em que, X_t é o valor da série original no tempo t e Y_t é a série sem tendência.

3. Avaliar o coeficiente de autocorrelação (r_1) da correlação serial da série sem tendência (Y_t). Se o valor de r_1 não é estatisticamente significativo (ao nível de 5%), o teste de Mann-kendall é aplicado diretamente aos dados originais da série. Se a autocorrelação é significativa (ao nível de 5%), a série com a tendência removida é pré-branqueada pela equação:

$$Y'_t = Y_t - r_1 Y_{t-1} \quad (9)$$

em que, Y'_t é o valor da série sem tendência e pré-branqueada, r_1 é o coeficiente de autocorrelação com defasagem 1, calculado pela equação.

$$r_1 = \frac{\sum_{t=1}^{N-K} (X_t - \bar{X})(X_{t+1} - \bar{X})}{\sum_{t=1}^N (X_t - \bar{X})^2} \quad (10)$$

em que, X_t é o elemento climático no tempo t , N é o tamanho da amostra, K é o tempo de defasagem e \bar{X} é a média de X_t .

4. A série temporal Y'_t agora está livre de tendência e de correlação serial. Assim, a tendência é incluída de volta para a série temporal.

$$Y''_t = Y'_t + \beta t \quad (11)$$

O resultado da série temporal (Y''_t) é uma combinação de séries temporais, incluindo a tendência inicial, mas sem autocorrelação. Assim, o teste de Mann-Kendall poderá ser aplicado à série.

3.3.2 Análise de Regressão Linear

A análise de regressão é utilizada para identificar tendência na série temporal por meio do teste de significância do coeficiente angular da reta. Considerando a equação da reta do tipo:

$$Y = a + bX \quad (12)$$

em que,

Y = elemento do clima,

X = tempo, e

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

Considerando a regressão linear de “Y” com variável aleatória no tempo “X”, a hipótese nula “Ho” de que não existe uma tendência é testada por meio do teste “t” de Student com (n-2) graus de liberdade:

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} = \frac{b}{s/\sqrt{SSX}} \quad (13)$$

em que,

n = tamanho da amostra,

r = coeficiente de correlação de Pearson,

s = desvio padrão dos resíduos,

b = coeficiente angular da reta, e

SS_X = soma dos quadrados da variável independente (tempo em análises de tendência).

A hipótese de que não há tendência é rejeitada quando o valor de “t” calculado pela equação 13 é maior em valor absoluto do que o valor crítico $t_{(\alpha, n-2)}$, tabelado, a um nível escolhido de significância “α”.

3.4 Determinação do Ponto de Mudança

3.4.1 Teste da Soma Cumulativa dos Desvios (SOCUM)

A fim de confirmar a presença de tendências em séries históricas, o teste das somas cumulativas (SOCUM) (Buishand, 1982) foi aplicado conforme sugere a Organização Meteorológica Mundial. Este teste paramétrico é capaz de localizar o período (mês ou ano) em que ocorre uma provável

descontinuidade. O teste de homogeneidade, baseado nos desvios acumulados em relação a média, é definido por:

$$S_k = \sum_{i=1}^k (Y_i - \bar{Y}) \quad (14)$$

em que, Y_i é a série em teste e \bar{Y} é a média aritmética da série com k termos; $k = 1, 2, \dots, n$

Para uma série homogênea, os valores S_k devem flutuar em torno de zero, uma vez que não há um padrão sistemático dos desvios de Y_i dos valores médios de Y . Um reajuste das somas parciais (S_k^*) pode ser determinado dividindo-se os valores S_k pelo desvio padrão da amostra.

Com base nos valores de S_k^* , uma estatística Q , que é sensível a desvios de homogeneidade, é definida como:

$$Q = \max_{0 \leq k \leq n} |S_k^*| \quad (15)$$

Se a magnitude de Q/\sqrt{n} excede o valor crítico do teste estatístico, então a série temporal é heterogênea. Os valores críticos da estatística do teste para os níveis de significância de 1% e 5%, em função do número n de elementos da série investigada, foram obtidos em Buishand (1982).

3.4.2 Teste de Pettitt

O teste de Pettitt (Pettitt, 1979) é um teste não paramétrico que utiliza uma versão do teste de Mann-Whitney, no qual verifica se duas amostras (realizações) Y_1, \dots, Y_t e Y_{t+1}, \dots, Y_T são da mesma população. A formulação matemática do teste é baseada no número de ordem correspondente à ordenação crescente dos valores, em vez de se respaldar em próprios valores.

Define-se uma estatística (U_k), para cada ponto da série, dada por:

$$U_k = 2 \sum_{i=1}^k O_i - k(n+1) \quad (16)$$

em que, O_i é a ordem da i -ésima observação, quando os valores de Y_1, \dots, Y_n são ordenados em ordem crescente.

A estatística $K(t)$ do teste de Pettitt será:

$$K(t) = \text{MAX}_{1 \leq k \leq n} |U_k| \quad (17)$$

Esta estatística localiza o ponto onde houve uma mudança brusca na média de uma série temporal. Assim, o ponto de mudança brusca é o valor

onde ocorre o máximo “K”. Para um determinado nível de significância (α) e número dados (n), os valores críticos de K foram calculados pela equação:

$$K_{\alpha} = \sqrt{\frac{-\ln(\alpha)(n^3 + n^2)}{6}} \quad (18)$$

Os testes de Pettitt e SOCUM fornecem informações acerca da localização provável do ponto de descontinuidade, embora apresentem diferentes sensibilidades à detecção desse ponto. Os testes estabelecem, como hipótese nula, que a variável é independente e identicamente distribuída. Sob a hipótese alternativa, assumem um desvio na média. O teste de SOCUM assume que os valores da série são normalmente distribuídos, o que não é necessário no teste de Pettitt. A razão pela qual o teste de Pettitt não exige tal suposição é que este teste se baseia no ranqueamento dos elementos da série e não nos próprios valores. A abordagem de classificação do teste de Pettitt também implica que é menos sensível a dados discrepantes do que teste de SOCUM. Para a aplicação dos testes estatísticos foi utilizado o aplicativo Excel.

3.5 Cálculo da Evapotranspiração

Os dados climáticos diários utilizados para a obtenção da evapotranspiração de referência diária foram: temperatura do ar máxima e mínima, umidade relativa, velocidade do vento e insolação. Para o cálculo da evapotranspiração e verificação dos possíveis efeitos das alterações dos elementos climáticos na evapotranspiração, foi utilizada a equação de Penman-Monteith (FAO), parametrizada por ALLEN et al., (1998), para intervalo de tempo de 24 horas.

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} + \frac{\gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (19)$$

em que,

ET_0 = evapotranspiração de referência (mm.d^{-1});

R_n = saldo de radiação à superfície da cultura ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$);

G = densidade do fluxo de calor do solo ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$);

T = temperatura do ar a 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$);

u_2 = velocidade de vento a 2 m de altura (m.s^{-1});

e_s = pressão de vapor de saturação (kPa);

e_a = pressão parcial de vapor (kPa);

$e_s - e_a$ = déficit de pressão de vapor de saturação (kPa);

Δ = declividade da curva de pressão de vapor de saturação (kPa.°C⁻¹);

γ = coeficiente psicrométrico (kPa.°C⁻¹).

A equação de Penman-Monteith (FAO) estima a evapotranspiração de uma superfície hipotética de referência, que apresenta 0,12 m de altura com uma resistência de superfície de 70 s.m⁻¹ e albedo de 0,23. As equações padronizadas para o cálculo de todos os parâmetros da equação (19) são apresentados em Allen et al., (1998).

A partir das estimativas diárias da evapotranspiração de referência, obteve-se a evapotranspiração mensal e anual.

Para o cálculo da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith (FAO) utilizou-se o *Reference Evapotranspiration Calculator* (REF-ET), desenvolvido por Allen (2000).

3.6 Cálculo do Coeficiente Dual de Cultura

Para o cálculo do coeficiente dual de cultura, necessário para o cálculo da evapotranspiração da cultura foi consideradas diferentes datas de plantio para o milho. A época de plantio da cultura do milho utilizada na simulação foi em 1° de Outubro para o milho de safra normal (primeira safra) e 1° de Fevereiro para o milho safrinha (segunda safra), sendo que o ciclo da cultura considerado foi de 125 e 135 dias, respectivamente.

O coeficiente de cultura (K_c) é a razão entre a evapotranspiração da cultura (ET_c) e a de referência (ET_o), e representa uma integração dos efeitos das principais características que distinguem a cultura em questão do padrão grama (referência). Estas características são a altura da cultura (que afeta a rugosidade e a resistência aerodinâmica); resistência da cultura (afetada pela área foliar, a fração de solo coberto pela vegetação, idade da folha e condição e umidade na superfície do solo) e o albedo da cultura (afetado pela fração do solo coberto pela vegetação e pela umidade na superfície do solo) (Allen, et al., 1998).

Assim, para o cálculo da evapotranspiração de cultura do milho utiliza-se a equação:

$$ET_c = ET_o \cdot K_c \quad (20)$$

em que, E_{To} é a evapotranspiração de referência calculada pelo método de Penman-Monteith (FAO) e “ K_c ” é o coeficiente dual de cultura, para os diferentes estádios de crescimento.

Para a obtenção do coeficiente dual de cultura, aplicou-se o método proposto por Allen et al., (1998), no qual o coeficiente de cultura K_c pode ser decomposto em dois coeficientes separados, um para a transpiração das plantas – o coeficiente basal da cultura (K_{cb}) – e outro para a evaporação da água do solo (K_e).

O coeficiente basal da cultura (K_{cb}) refere-se à relação entre a evapotranspiração da cultura e a evapotranspiração de referência, quando apenas a superfície do solo está aparentemente seca, mas a transpiração está ocorrendo em uma taxa potencial, ou seja, a água no sistema radicular não é fator limitante para a transpiração.

A curva de K_{cb} é dividida em quatro estádios de crescimento: inicial, de desenvolvimento, intermediário e final. Os estádios inicial e intermediário são caracterizados por segmentos de linha horizontal e os estádios de desenvolvimento e final do ciclo são caracterizados por aumento e queda do coeficiente de cultura, respectivamente. Os valores indicativos de “ K_{cb} ” encontram-se tabelados em Allen et al., (1998), sendo que são necessários apenas três valores para descrever e construir a curva do coeficiente de cultura. Depois de selecionar e ajustar os valores “ K_{cb} ” correspondentes ao estágio inicial ($K_{cb\ ini}$), intermediário ($K_{cb\ médio}$) e final ($K_{cb\ final}$), a curva do coeficiente de cultura é elaborada e os coeficientes K_{cb} são obtidos a partir desta.

Caso as condições de umidade relativa mínima e da velocidade do vento média serem diferentes de 45% e 2 m.s⁻¹, respectivamente, faz-se a seguinte correção para os coeficientes de cultura dos estádios intermediário e final:

$$K_{cb} = K_{cb_{(tab)}} + [0,04(U_2 - 2) - 0,004(RH_{min} - 45)] \left(\frac{h}{3}\right)^{0,3} \quad (21)$$

em que, “ h ” é a altura média das plantas (m); “ U_2 ” é a velocidade média do vento durante o período, determinada ou corrigida para 2 m de altura (m.s⁻¹), RH_{min} é a média da umidade relativa mínima diária para o período (%).

O coeficiente de evaporação da água do solo, “ K_e ”, descreve o componente de evaporação da E_{Tc} . Quando o solo está molhado, depois da chuva ou irrigação, K_e é máximo. Sempre que a superfície do solo está seca,

K_e é pequeno ou até mesmo zero quando não há água, próxima à superfície do solo para a evaporação.

Quando o solo está molhado, a evaporação ocorre em sua taxa máxima. No entanto, o coeficiente de cultura ($K_c = K_{cb} + K_e$) nunca poderá exceder a um valor máximo.

Este valor é determinado pela energia disponível na superfície do solo para a evaporação ($K_{cb} + K_e \leq K_{c \text{ max}}$), ou $K_e \leq (K_{c \text{ max}} - K_{cb})$. O valor de $K_{c \text{ max}}$ representa um limite máximo para a evaporação e transpiração de toda a superfície cultivada, e é introduzido para refletir as restrições naturais, colocadas pela energia disponível. O valor do $K_{c \text{ max}}$ é fornecido pela seguinte equação.

$$K_{c \text{ max}} = \max \left(\left\{ 1,2 + [0,04(U_2 - 2) - 0,004(RH_{\text{min}} - 45)] \left(\frac{h}{3} \right)^{0,3} \right\}, \{K_{cb} + 0,05\} \right) \quad (22)$$

Ao longo do tempo, depois de uma chuva ou irrigação, o solo começa a secar e a quantidade de evaporação reduz-se proporcionalmente à quantidade de água existente na superfície do solo, então:

$$K_e = K_r (K_{c \text{ max}} - K_{cb}) \leq f_{ew} K_{c \text{ max}} \quad (23)$$

em que, K_r o coeficiente de redução da evaporação, dependente da quantidade de água armazenada na camada de solo e “ f_{ew} ”, a fração molhada do solo exposta à radiação solar.

O coeficiente de redução de evaporação apresenta dois estágios, um estágio de limitação de energia (estágio 1) e outro de redução da evaporação (estágio 2).

Durante o estágio 1, o solo permanece úmido e presume-se que a evaporação irá ocorrer a uma taxa máxima, limitada apenas pela disponibilidade de energia na superfície do solo e, portanto, ($K_r = 1$).

Quando o teor de água na camada superior do solo se torna limitante, K_r diminui podendo torna-se zero. O K_r é determinado pelo balanço hídrico diário da camada superior do solo. Para condições limitantes de água (estágio 2), a determinação do coeficiente de redução da evapotranspiração é dada pela equação 24.

$$K_r = \frac{TEW - Dr_{i-1}}{TEW - REW} \quad \text{para } Dr_{i-1} > REW \quad (24)$$

em que,

TEW = lâmina máxima de água que pode ser evaporada da superfície do solo, quando este estiver completamente molhado (mm);

$D_{r,i-1}$ = lâmina acumulada de evaporação (depleção) da camada superficial do solo, no final do dia i-1 (dia anterior) (mm); e

REW = lâmina acumulada de evaporação (depleção), no fim do estágio 1 (mm).

No final do estágio 1, depois da diminuição da água no solo, a depleção da água no solo é igual ao REW (água prontamente disponível). A água prontamente disponível, depois do estágio 1 (REW), varia de 5 a 12 mm e é geralmente mais alta para solos de textura média e fina. O boletim da FAO N° 56, sugere para um solo de textura argilosa, trabalhar com valores de 8 mm para o REW e 28 mm para o total de água evaporável (TEW). Assim, foram utilizados esses valores.

Para o cálculo do coeficiente dual de cultura foi utilizada a planilha do aplicativo Excel disponibilizada no boletim 56 da FAO, com a metodologia descrita anteriormente. Nesta planilha, os dados de entrada são: a temperatura do ar máxima e mínima, para a caracterização da umidade da região, velocidade do vento, evapotranspiração de referência, precipitação diária, o dia, mês e ano de plantio da cultura.

Para os cálculos, foram considerados os valores de K_{cb} inicial, intermediário e final de 0,15; 1,15 e 0,15, respectivamente.

3.7 Análise dos Efeitos das Variáveis na ETo

A equação de Penman-Monteith combina o balanço de energia local na superfície (termo diabático) com um termo aerodinâmico (adiabático), o qual é uma função empírica da velocidade do vento (Sediyama, 1996).

Com a finalidade de analisar o efeito do aumento da temperatura do ar, separou-se a equação de Penman-Monteith (FAO) em dois componentes: o componente adiabático e o diabático. Sabendo-se que as outras variáveis meteorológicas da equação como: velocidade do vento e insolação tem efeito diretamente proporcional, não foi realizada a análise para estas variáveis.

Os componentes diabático e adiabático estão representados pelos termos à esquerda e à direita da igualdade da equação 19, respectivamente.

Também foi analisado o efeito do aumento das temperaturas mínima e máxima do ar, para todos os meses do ano, no déficit de pressão do vapor. Na

elaboração do gráfico do déficit de pressão do vapor, foi empregado o aumento das temperaturas máximas e mínima do ar observada para cada mês.

3.8 Análise de Sensibilidade

A análise de sensibilidade das variáveis climáticas da equação de Penman-Monteith (FAO) foi realizada em função das possíveis mudanças nos elementos climáticos analisados.

Desta maneira, foi realizado a análise de sensibilidade pelo método da curva de sensibilidade. Para tal, plotou-se (como uma curva) as mudanças relativas de uma variável dependente versus as alterações relativas de uma variável independente, sendo que, o coeficiente de sensibilidade é obtido pela inclinação da reta. O procedimento da análise foi realizado da seguinte forma:

Baseado em trabalhos anteriores (Schneider et al., 1989; Martin et al., 1989, Goyal et al., 2004 e Xu et al., 2006), os elementos climáticos foram selecionados numa gama de variabilidade específica para a análise. Foram adotados diferentes cenários de mudança nos elementos meteorológicos, ajustando os dados das series históricas adicionando uma variação na média dos elementos como segue:

$$\Delta X = 0, \pm 5\%, \pm 10\%, \pm 15\%, \pm 20\% \text{ de } X(t) \quad (25)$$

em que, $X(t)$ é a média do elemento climático no tempo t .

Para a umidade relativa, foram considerados o aumento e a diminuição de 15%, porque para aumentos superiores a este, os valores ultrapassariam o limite de 100%.

Desta maneira o coeficiente de sensibilidade relativa (CS) é calculado como:

$$CS = \frac{DRES}{DVAR} \quad (26)$$

$$DRES = \frac{RES - RES_{base}}{RES_{base}} \quad (27)$$

$$DVAR = \frac{VAR - VAR_{base}}{VAR_{base}} \quad (28)$$

em que,

DRES = variação relativa da resposta do modelo de simulação;

DVAR = variação relativa da variável de simulação;

RES = resposta do modelo na simulação;

VAR = valor da variável na simulação;

RES_{base} = resposta do modelo na formulação básica; e

VAR_{base} = valor do componente ou da variável na formulação básica.

Os resultados da análise de sensibilidade, quando interpretados em conjunto com as mudanças nos elementos climáticos, podem identificar e quantificar os principais contribuintes para as tendências da ETo.

O sinal do coeficiente de sensibilidade relativa determina como o modelo reage à mudança do parâmetro de entrada, ou seja, o aumento (uma diminuição) do parâmetro levando ao aumento (diminuição) da variável de saída. Para ilustrar a interpretação do coeficiente de sensibilidade, basta considerar que a sensibilidade relativa de certo componente da equação de PM-FAO foi determinada como sendo igual a 0,60. Se ocorrer variação de 10% nesse componente, a variação transmitida a ETo será, então, da ordem de 6%.

Para analisar a mudança na evapotranspiração de referência junto com a análise de sensibilidade, foi obtida a mudança relativa na média dos elementos climáticos, que foi calculada da seguinte forma (Yin et al., 2009).

$$MR = \frac{b \times 41}{\bar{X}} \times 100 \quad (29)$$

em que,

b = coeficiente angular; e

\bar{X} = média do elemento climático para o período de 41 anos de dados.

Com o intuito de analisar a variação da quantidade de água, ao longo dos anos, para atender à demanda evapotranspirométrica da cultura do milho, foi calculado o déficit de precipitação (DP), dado pela equação.

$$DP = P - ET_c \quad (30)$$

em que,

P = precipitação mensal; e

ET_c = evapotranspiração da cultura.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Caracterização climática.

As séries temporais dos valores médios mensais de temperatura do ar média, máxima e mínima, do período de 1968 a 2008, estão apresentadas na Figura 1. Nela é possível identificar que a menor média do ano ocorreu no mês de julho, enquanto no mês de fevereiro foram registradas as maiores temperaturas do ar. A média das temperaturas mínimas do ar no mês de julho foi de 10,6°C, ao passo que a média da temperatura máxima foi de 29,6°C, em fevereiro.

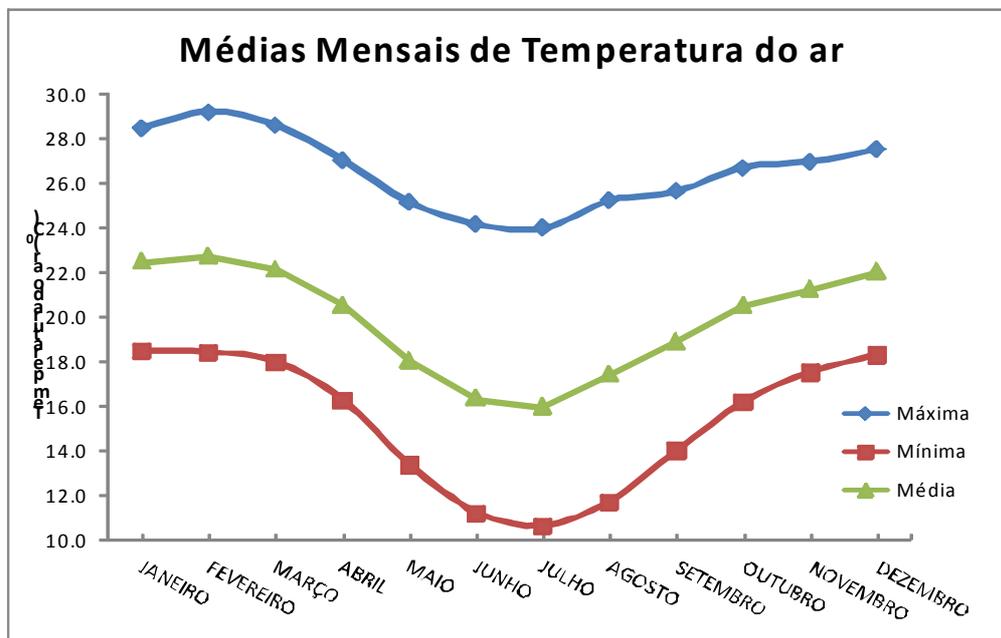


Figura 1 - Valores médios mensais de temperatura do ar máxima, média e mínima

Na Figura 2 está ilustrada a distribuição do total anual de chuvas na estação meteorológica de Viçosa, no período de 1924 a 2008. Constata-se que a menor ocorrência de chuvas, no município, foi observada em 1970, com apenas 748 mm, sendo que o maior valor (1939 mm) foi registrado em 1942,

ressaltando a alta variabilidade temporal da precipitação na região. A precipitação anual média, do período estudado, foi de 1267 mm.

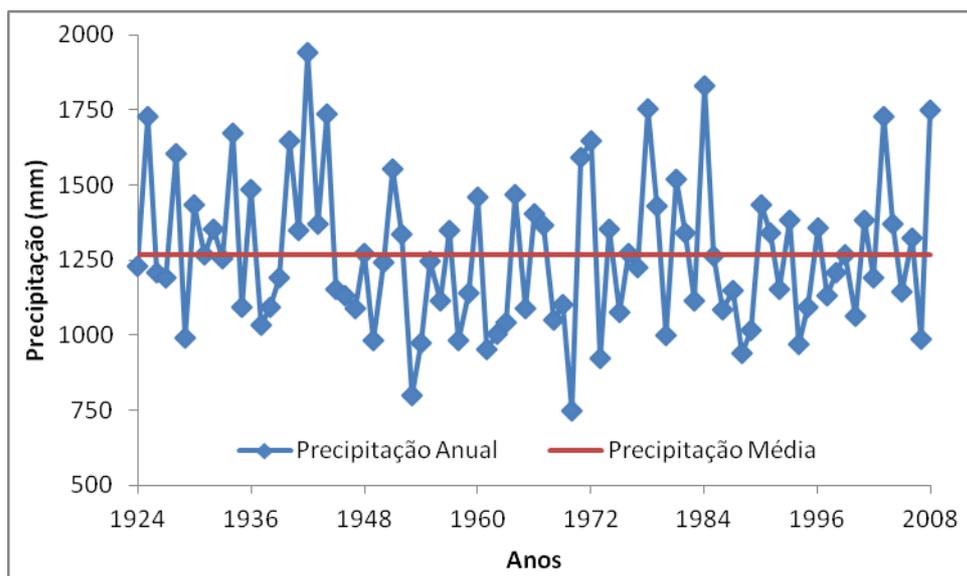


Figura 2 - Série temporal da precipitação total anual em Viçosa

Em Viçosa, assim como em toda a região da Zona da Mata Mineira, as maiores lâminas de chuvas iniciam-se em setembro de cada ano e estendem-se até abril (Figura 3). A análise da distribuição da precipitação permite concluir que aproximadamente 66% da precipitação anual ocorrem nos meses de novembro a fevereiro, enquanto que nos meses de junho a agosto é a estação menos chuvosa, com 3,7% do total da precipitação anual.

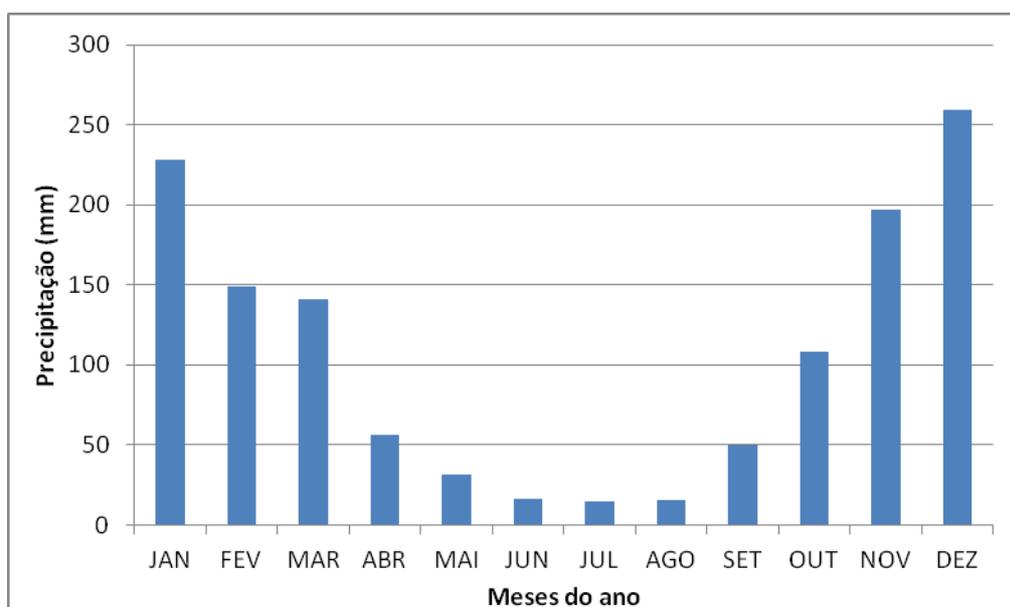


Figura 3 - Precipitação média mensal de Viçosa para o período de 1924 a 2008

4.2 Análise de Tendência e Homogeneidade

4.2.1 Temperatura Máxima

Na Tabela 1, encontram-se os dados das análises estatísticas dos testes de Mann Kendall (TMK), do coeficiente angular da análise de regressão (b) e do teste de Run (Run) para as séries de temperatura do ar máxima e mínima, insolação, velocidade do vento e umidade relativa. Observa-se que não há similaridade entre o teste de Run e os testes de Mann-Kendall e da análise de regressão para a série de dados de temperatura máxima do ar. O teste de Run indica que o mês de junho não pode ser considerado homogêneo, face o baixo número de runs que pode significar uma tendência ou mudança na média da série. Porém, esta possível tendência não é verificada pelos testes de Mann Kendall e pela análise de regressão para o mês de junho. O teste de Mann-Kendall e a análise de regressão apresentam boa similaridade.

É notado certo aumento estatisticamente significativo da temperatura do ar máxima média para os meses de abril, agosto, setembro, outubro e para a temperatura do ar máxima média anual (Tabela 1). Todavia, apenas o mês de Janeiro apresentou uma diminuição da temperatura máxima (-0,006 °C/ano) . Porém, esta diminuição não foi estatisticamente significativa, a 5% de probabilidade, pelo teste de t de Student e pelo teste de Mann-Kendall. Esta diminuição está em concordância com o aumento significativo da nebulosidade, ou seja, diminuição da insolação observada para o mês de janeiro (-0,056 horas por ano).

Os aumentos de temperatura do ar para os meses de abril, agosto, setembro e outubro foram aproximadamente de 0,5; 0,35; 0,37 e 0,62 °C/década, respectivamente. A temperatura do ar máxima média anual apresentou uma tendência de aumento de 0,21 °C/década.

Os resultados das análises exploratórias de Pettitt e de SOCUM, para determinação do ano de mudança das características, para as séries de temperaturas do ar máximas e mínimas, insolação, velocidade do vento e umidade relativa estão na Tabela 2.

Tabela 1 - Resultado dos testes de Mann Kendall (TMK), coeficiente angular da equação de regressão linear (*b*) e teste de Run (Run) para as séries de dados de temperaturas do ar máximas e mínimas, insolação, velocidade do vento e umidade relativa

Elemento do clima	Teste	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual
Temp, máxima	TMK	-0,53	0,57	0,18	2,94**	0,65	0,71	1,91	2,08*	2,21*	2,79**	0,73	1,25	2,33*
	<i>b</i>	-0,006	0,012	0,003	0,050**	0,007	0,012	0,023	0,034*	0,037*	0,062**	0,010	0,016	0,021**
	Run	-0,471	0,479	1,112	0,162	1,428	-2,053*	0,795	-0,471	0,162	-1,104	0,162	0,162	-0,154
Temp, mínima	TMK	3,82**	3,78**	3,02**	3,76**	1,76	1,73	1,95	1,37	1,72	2,43*	2,45*	3,96**	4,48**
	<i>b</i>	0,043**	0,037**	0,035**	0,055**	0,043*	0,040*	0,029*	0,019	0,025*	0,024*	0,024*	0,037**	0,035**
	Run	-0,79	-1,74	-0,47	-2,37*	-1,42	-0,47	-0,47	-2,06*	-0,15	0,80	-1,74	-2,370*	-3,95**
Insolação	TMK	-2,28*	-1,80	-1,62	-0,39	-1,79	-1,26	-0,48	-0,11	-0,75	0,92	-1,27	-2,21*	-2,79**
	<i>b</i>	-0,056*	-0,042	-0,025	-0,006	-0,025*	-0,017	-0,005	-0,005	-0,015	0,014	-0,029	-0,035*	-0,021**
	Run	0,16	0,16	-0,47	-1,10	-0,15	-1,74	-1,10	1,43	-0,44	-1,74	-0,47	-1,74	-3,00**
Velocidade do vento	TMK	-5,78**	-5,58**	-5,96**	-6,37**	-5,96**	-5,40**	-6,11**	-5,78**	-4,66**	-5,30**	-5,20**	-5,58**	-7,82**
	<i>b</i>	-0,029**	-0,028**	-0,027**	-0,026**	-0,022**	-0,020**	-0,021**	-0,027**	-0,021**	-0,021**	-0,022**	-0,026**	-0,024**
	Run	-4,26**	-3,63**	-3,63**	-3,63**	-2,68**	-1,74	-3,00**	-3,00**	-1,74	-1,10	-2,35*	-1,10	-4,27**
Umidade relativa	TMK	0,73	1,02	1,30	-0,15	-0,05	0,34	0,57	0,44	-1,01	-2,93*	-0,79	-0,14	0,41
	<i>b</i>	0,038	0,047	0,058	-0,001	0,016	0,002	0,016	0,008	-0,093	-0,188**	-0,048	-0,012	-0,013
	Run	-1,74	-1,10	-1,74	-2,37*	-2,05*	-1,74	-1,74	-0,76	0,16	-0,47	-0,47	0,80	-1,74

*significativo a 5% de probabilidade, **significativo a 1% de probabilidade

Tabela 2 - Ano de mudança obtido pelos testes de Pettitt e de SOCUM para as séries de dados de temperaturas do ar máximas e mínimas, insolação, velocidade do vento e umidade relativa

Elemento do clima	Teste	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual
Temp. máxima	Pettitt	1976	1993	1997	1985**	1983	1994	1992*	1994*	1987*	1992*	1981	1989	1992**
	SOCUM	1976	1993	2000	1985**	1983	1994	1992	1994**	1992*	1992*	1981	1989	1992**
Temp. mínima	Pettitt	1984**	1982**	1980**	1986**	1978**	1979	1989	1978	1982	1981	1999	1978**	1981**
	SOCUM	1984**	1982**	1980**	1982**	1978**	1979	1989*	2000	1982	1980	1999	1978**	1981**
Insolação	Pettitt	1978*	1977	1980	2003	1977	2003	1998	1993	2004	1975	1997	1980	1977*
	SOCUM	1978*	1977	1980	2003	1975	1986	1998	1993	2004	1975	1997	1980	1977**
Velocidade do vento	Pettitt	1992**	1976**	1992**	1991**	1990**	1993**	1987**	1989**	1995**	1993**	1990**	1976**	1992**
	SOCUM	1976**	1976**	1976**	1991**	1976**	1983**	1981**	1977**	1975**	1975**	1975**	1976**	1976**
Umidade relativa	Pettitt	1976	1977	1977	1976	1975	1976	1983	1976	1987	1983**	1981	1975	1975
	SOCUM	1976	1977	1977	1976	1976	1976	1974	1976	1987	1983**	1981	1975	1975

*significativo a 5% de probabilidade, **significativo a 1% de probabilidade

Os testes para detecção de tendências apresentaram boa correlação com os testes para determinação do ano de mudança da série, haja vista que, das séries de dados de temperaturas do ar máximas, que apresentaram tendência significativa de aumento da temperatura máxima do ar, todas apresentaram o resultado significativo pelos testes de Pettitt e de SOCUM.

A mudança brusca na média das séries dos meses de abril, agosto, setembro, outubro e para a série anual foi encontrada por ambos os testes. O mês de julho apresentou resultado significativo pelo teste de Pettitt, mas não pelo teste de SOCUM (Tabela 2). Os testes de Pettitt e de SOCUM apresentaram boa correlação para a identificação do ano de mudança, sendo que apenas os meses de março e setembro apresentaram anos diferentes.

Na Tabela 3 encontram-se os valores da média, do desvio padrão (D.P) e do coeficiente de variação (C.V) para três períodos distintos. Um vai de 1968 a 2008, o outro vai de 1968 ao ano de mudança encontrado e, por fim, o último período vai do ano de mudança até o ano de 2008.

Na Tabela 3 também está a diferença entre as médias antes (média 1) e após (média 2) o ano de mudança das séries. Para as séries que apresentaram diferentes anos de mudança nas séries de dados, foi considerado o ano que proporcionou a maior diferença entre as médias dos períodos, antes e depois do ano de mudança. Estas séries estão identificadas em negrito na coluna ano.

Tabela 3 - Resultados estatísticos para as séries de dados de temperatura do ar máxima do período de 1968 a 2008 e para antes e depois do ponto de mudança encontrado nas séries

Período	Ano	1968-2008			1968 - Ano de mudança			Ano de mudança - 2008			Diferença entre médias
		Média	D.P	C.V	Média 1	D.P	C.V	Média 2	D.P	C.V	
Janeiro	1976	28,5	1,44	0,05	29,2	1,07	0,04	28,2	1,47	0,05	-1,0
Fevereiro	1993	29,3	1,30	0,04	29,0	1,19	0,04	29,7	1,39	0,05	0,7
Março	2000	28,6	1,03	0,04	28,5	1,06	0,04	29,0	0,83	0,03	0,5
Abril	1985	27,0	1,32	0,05	26,3	1,14	0,04	27,6	1,13	0,04	1,3
Mai	1983	25,1	0,90	0,04	24,9	0,97	0,04	25,3	0,84	0,03	0,4
Junho	1994	24,2	1,00	0,04	24,0	0,83	0,03	24,6	1,19	0,05	0,6
Julho	1992	24,0	0,99	0,04	23,7	0,85	0,04	24,4	1,03	0,04	0,7
Agosto	1994	25,2	1,16	0,05	24,8	0,96	0,04	26,1	1,08	0,04	1,3
Setembro	1992	25,6	1,45	0,06	25,1	1,35	0,05	26,4	1,27	0,05	1,3
Outubro	1992	26,7	1,58	0,06	26,2	1,40	0,05	27,6	1,51	0,05	1,4
Novembro	1981	27,0	1,30	0,05	26,5	0,88	0,03	27,2	1,44	0,05	0,7
Dezembro	1989	27,6	1,13	0,04	27,2	1,09	0,04	28,0	1,05	0,04	0,8
Anual	1992	26,6	0,61	0,02	26,3	0,51	0,02	27,0	0,51	0,02	0,7

Na Tabela 3 pode ser identificado o aumento na média da temperatura máxima do ar depois do ano de mudança para todos os meses, exceto o mês de janeiro.

O mês de janeiro apresentou tendência à diminuição, tendo o ano de 1976 como o ano de mudança das características. A diferença entre a média antes e depois do ano de mudança foi de $-1,0$ °C (Tabela 3), mostrando claramente o decréscimo na média da temperatura máxima do ar para este mês, mesmo não apresentando tendência significativa. Os meses que apresentaram tendência estatisticamente significativa de aumento na temperatura máxima do ar, também apresentaram as maiores diferenças entre médias dos períodos antes e depois do ano de mudança.

Cabe destacar que o ano de mudança para os meses de junho, julho, agosto, setembro e outubro ficou entre os anos de 1992 e 1994. Como reflexo do comportamento desses meses, a série anual também apresentou o ano de 1992 como o ano de mudança.

Na Figura 4 encontram-se os gráficos da regressão linear referentes à temperatura do ar máxima média mensal, mostrando a variabilidade ao longo da série.

4.2.2 Temperatura Mínima

Na Tabela 1 estão os dados da estatística dos testes de Mann-Kendall, da análise de regressão e do teste de Run para a série de dados de temperaturas mínimas. Os resultados do teste de Mann Kendall em negrito são para as séries de dados que apresentaram autocorrelação serial, assim, estes valores do teste de Mann Kendall são para os dados depois da remoção da autocorrelação.

Apenas a série do mês de Outubro apresentou autocorrelação dos dados. Embora removida a autocorrelação, esta série apresentou tendência significativa de aumento. Observa-se novamente que não há similaridade entre o teste de Run e os testes de Mann-Kendall e a análise de regressão.

Pelo teste de Run, as séries dos meses de abril, agosto, dezembro e a série de temperatura mínima anual não podem ser consideradas homogêneas, porém, o baixo número de runs, observados para as séries confirmou a presença de tendências de mudança na média das mesmas, pelo teste de Mann-Kendall.

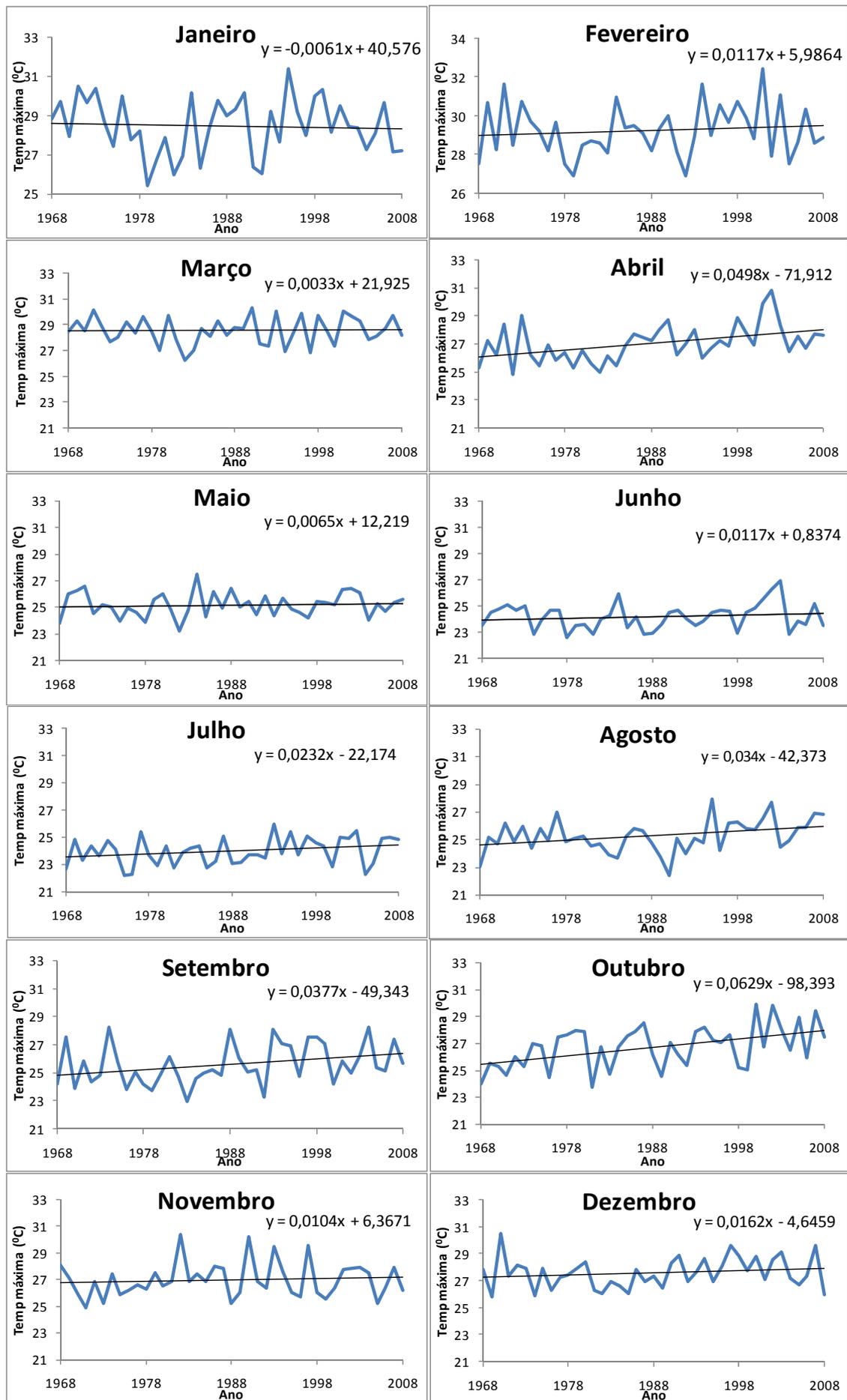


Figura 4 – Temperatura máxima média do ar (regressão linear) para os meses do ano

Pelo teste de Mann-Kendall, apenas os meses de maio, junho julho, agosto e setembro não apresentaram uma tendência significativa de aumento na temperatura do ar mínima média mensal. O comportamento observado pela análise de regressão mostra que apenas o mês de agosto não apresentou tendência significativa a 5% de probabilidade pelo teste t de Student (0,019°C/ano). Além disso, pode ser verificado um aumento da temperatura mínima em todos os meses do ano e conseqüentemente na temperatura do ar mínima anual.

Para a série anual, o aumento foi aproximadamente de 0,35 °C/década, em torno de 1,5 vezes maior que o aumento na temperatura máxima do ar. Estes valores estão próximos aos encontrados por Gonçalves et al., (2009), que observaram tendências de aumento de temperatura mínima, variando de 0,5°C, por década, na região Norte, 0,3°C nas regiões Nordeste e Sudeste e 0,2°C nas regiões Centro-oeste e Sul.

Apenas os meses de abril, agosto e outubro apresentaram resultados diferentes para a determinação do ano de mudança, pelos testes aplicados (Tabela 2).

O teste de SOCUM apresentou uma maior concordância com a análise de regressão do que com o teste de Mann-Kendall, identificando a mudança brusca na média somente nos meses em que foram encontradas tendências.

Na Tabela 4 encontra-se a comparação entre os valores médios de temperatura do ar mínima antes e após o ano de mudança.

Tabela 4 - Resultados estatísticos para as séries de dados de temperatura do ar mínima do período de 1968 a 2008 e para antes e depois do ponto de mudança encontrado nas séries

Período	1968-2008				1968 - Ano de mudança			Ano de mudança - 2008			Diferença entre médias
	Ano	Média	D.P	C.V	Média 1	D.P	C.V	Média 2	D.P	C.V	
Janeiro	1984	18,5	0,83	0,04	17,9	0,78	0,04	18,9	0,58	0,03	1,0
Fevereiro	1982	18,4	0,72	0,04	17,8	0,61	0,03	18,8	0,51	0,03	1,0
Março	1980	18	0,83	0,05	17,3	0,77	0,04	18,3	0,65	0,04	1,0
Abril	1982	16,3	1,11	0,07	15,4	1,09	0,07	16,8	0,76	0,05	1,4
Maio	1978	13,4	1,41	0,11	12,0	1,44	0,12	13,9	1,06	0,08	1,9
Junho	1979	11,2	1,39	0,12	10,3	1,36	0,13	11,6	1,25	0,11	1,3
Julho	1989	10,6	1,09	0,1	10,2	1,05	0,1	11,1	0,98	0,09	0,9
Agosto	2000	11,7	1,21	0,1	11,5	1,24	0,11	12,4	0,8	0,06	0,9
Setembro	1982	14,0	0,95	0,07	13,5	0,82	0,06	14,3	0,93	0,06	0,8
Outubro	1980	16,2	0,77	0,05	15,7	0,87	0,06	16,4	0,62	0,04	0,7
Novembro	1999	17,5	0,74	0,04	17,3	0,74	0,04	18,1	0,29	0,02	0,8
Dezembro	1978	18,3	0,74	0,04	17,6	0,54	0,03	18,6	0,61	0,03	1,0
Anual	1981	15,3	0,6	0,04	14,8	0,53	0,04	15,6	0,39	0,03	0,8

Na Tabela 4 estão apresentados os dados com o aumento na média da temperatura do ar mínima para todos os meses, inclusive para a série anual, após o ano de mudança.

O mês de maio não apresentou tendência significativa de aumento da temperatura pelo teste de Mann-Kendall e, sim, pela análise de regressão. Contudo, podemos notar que este mês apresentou a maior diferença entre as médias dos períodos antes e depois do ano de mudança (Tabela 4). As maiores diferenças entre médias foram de 1,9 e 1,4 °C para os meses de maio e abril, respectivamente.

Nota-se certa diminuição do desvio padrão, depois do ano de mudança da série, em razão da menor variabilidade dos dados, após o ano de mudança.

Na Figura 5 estão os gráficos da regressão linear referentes à temperatura mínima do ar média mensal, para os anos da série histórica.

4.2.3 Insolação

A insolação média mensal em Viçosa ao longo dos 41 anos de dados variou em média de 1,5 a 9,8 horas com média anual de 6 horas. Na Tabela 1, observa-se que houve um aumento significativo da nebulosidade nos meses de janeiro (-0,056), maio (-0,025) e dezembro (-0,035) acarretando, assim, uma redução da insolação. Sendo que o mês de maio apresentou tendência significativa apenas pelo teste t.

As séries de dados do mês de abril e da série anual apresentaram autocorrelação serial. Nota-se que a redução da insolação acontece para quase todos os meses do ano. Este comportamento pode ser observado por meio do sinal negativo da equação de regressão. Somente o mês de outubro apresentou um aumento da insolação, porém, não significativo. Desta maneira, a redução ao longo dos meses do ano, reflete numa redução significativa da insolação média anual, pelos testes t e de Mann-Kendall.

Pelo teste de Run, apenas a série anual não pode ser considerada homogênea, e o baixo número de runs é coerente com tendência apresentada.

A diminuição mais intensa da insolação no mês de janeiro corresponde com a redução da temperatura do ar máxima verificada para este mês (Tabela 1). Este mesmo comportamento não foi verificado para os meses de maio, dezembro e para a série anual.

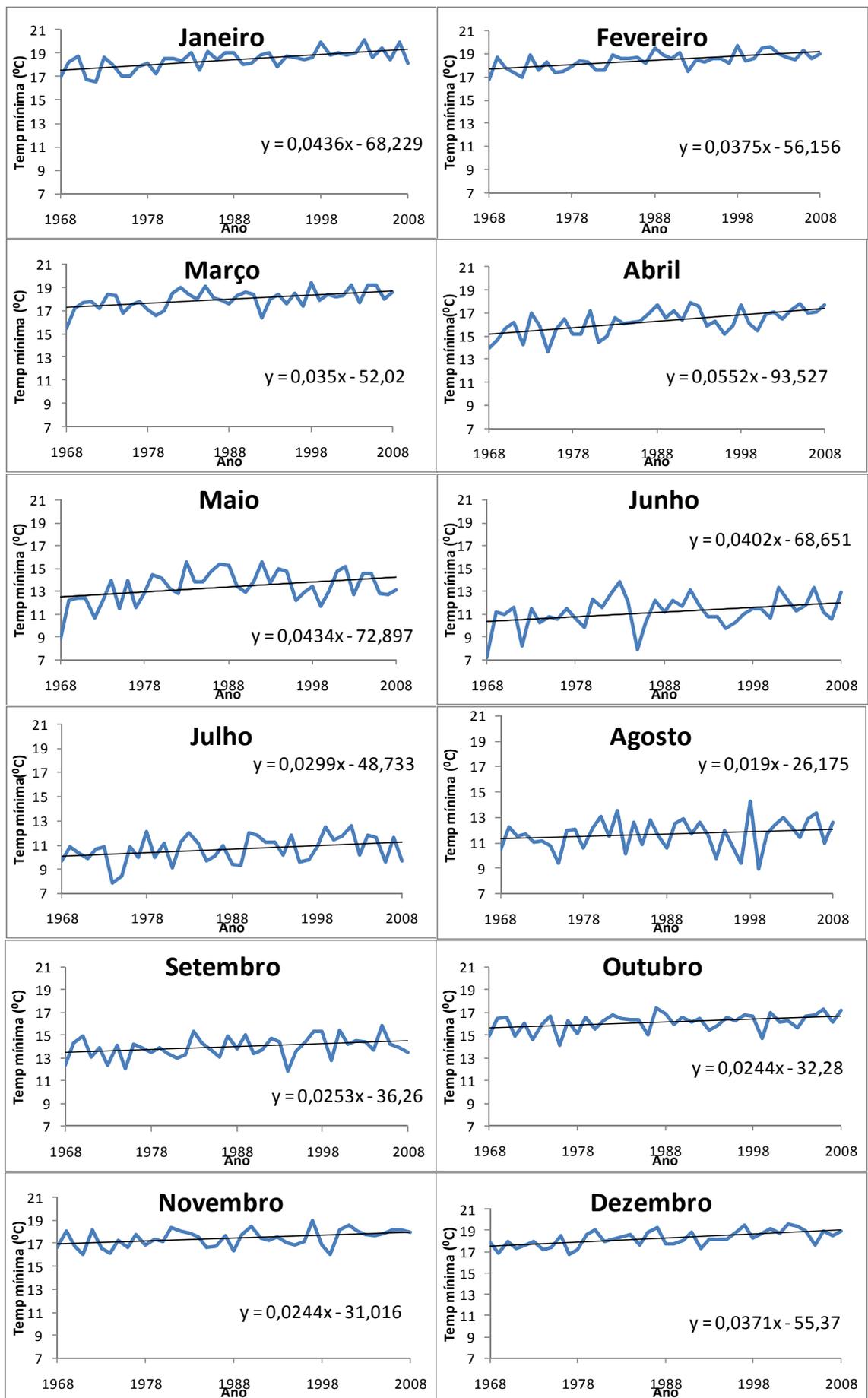


Figura 5 – Temperatura mínima média do ar (regressão linear) para os meses do ano

Os testes de Pettitt e de SOCUM apresentaram boa concordância com os testes t e de Mann Kendall, identificando mudança brusca significativa na média para o mês de janeiro e para a série anual (Tabela 2). Embora constatada tendência pela análise de regressão nos meses de maio e dezembro, resultados significativos a 5% de probabilidade, os testes para detecção do ano de mudança não apresentaram mudança brusca na média estatisticamente significativo.

Somente os meses de maio e junho apresentaram diferentes anos de mudança pelos testes aplicados. Os meses que apresentaram tendência (janeiro, maio, dezembro e a série anual) indicaram uma mudança brusca na média entre os anos de 1975 e 1980.

Na Tabela 5 pode ser observado que, apesar da diminuição da insolação para o mês de agosto, quando se compara as médias antes e depois do ano de mudança, nota-se que após o ano de 1993 houve um incremento na média da ordem de 0,5 horas.

Tabela 5 - Resultados estatísticos para as séries de dados de insolação do período de 1968 a 2008 e para antes e depois do ponto de mudança encontrado nas séries

Período	1968-2008			1968 - Ano de mudança			Ano de mudança - 2008			Diferença entre médias	
	Ano	Média	D.P	C.V	Média 1	D.P	C.V	Média 2	D.P		C.V
Janeiro	1978	5,80	1,98	0,34	7,24	1,37	0,19	5,27	1,91	0,36	-2,0
Fevereiro	1977	6,70	1,62	0,24	7,74	1,17	0,15	6,37	1,61	0,25	-1,4
Março	1980	6,24	1,27	0,2	6,97	1,09	0,16	5,91	1,22	0,21	-1,1
Abril	2003	6,40	1,09	0,17	6,52	1,05	0,16	5,47	1,01	0,19	-1,1
Maio	1975	6,51	0,96	0,15	7,38	0,53	0,07	6,28	0,92	0,15	-1,1
Junho	2003	6,50	1,03	0,16	6,65	0,99	0,15	5,44	0,64	0,12	-1,2
Julho	1998	6,83	0,95	0,14	6,97	0,89	0,13	6,38	1,04	0,16	-0,6
Agosto	1993	6,93	1,08	0,16	6,75	1,06	0,16	7,23	1,09	0,15	0,5
Setembro	2004	5,25	1,26	0,24	5,41	1,20	0,22	3,72	0,74	0,20	-1,7
Outubro	1975	4,94	1,28	0,26	4,27	0,48	0,11	5,11	1,38	0,27	0,8
Novembro	1997	4,80	1,29	0,27	5,12	1,18	0,23	3,92	1,19	0,30	-1,2
Dezembro	1980	4,96	1,34	0,27	5,73	1,40	0,25	4,60	1,17	0,25	-1,1
Anual	1977	5,99	0,58	0,10	6,49	0,20	0,03	5,83	0,58	0,10	-0,7

Outro aumento foi observado para o mês de outubro, que teve aumento na média da insolação da ordem de 0,8 horas, que está coerente com a tendência de aumento da temperatura do ar máxima verificada para este mês. As maiores diferenças entre médias de insolação mostram redução da ordem de 2,0 e 1,7 horas para as séries de dados dos meses janeiro e setembro, respectivamente. Na Figura 6 está apresentada a insolação média mensal para os meses do ano, com a variabilidade ao longo dos anos das séries de dados.

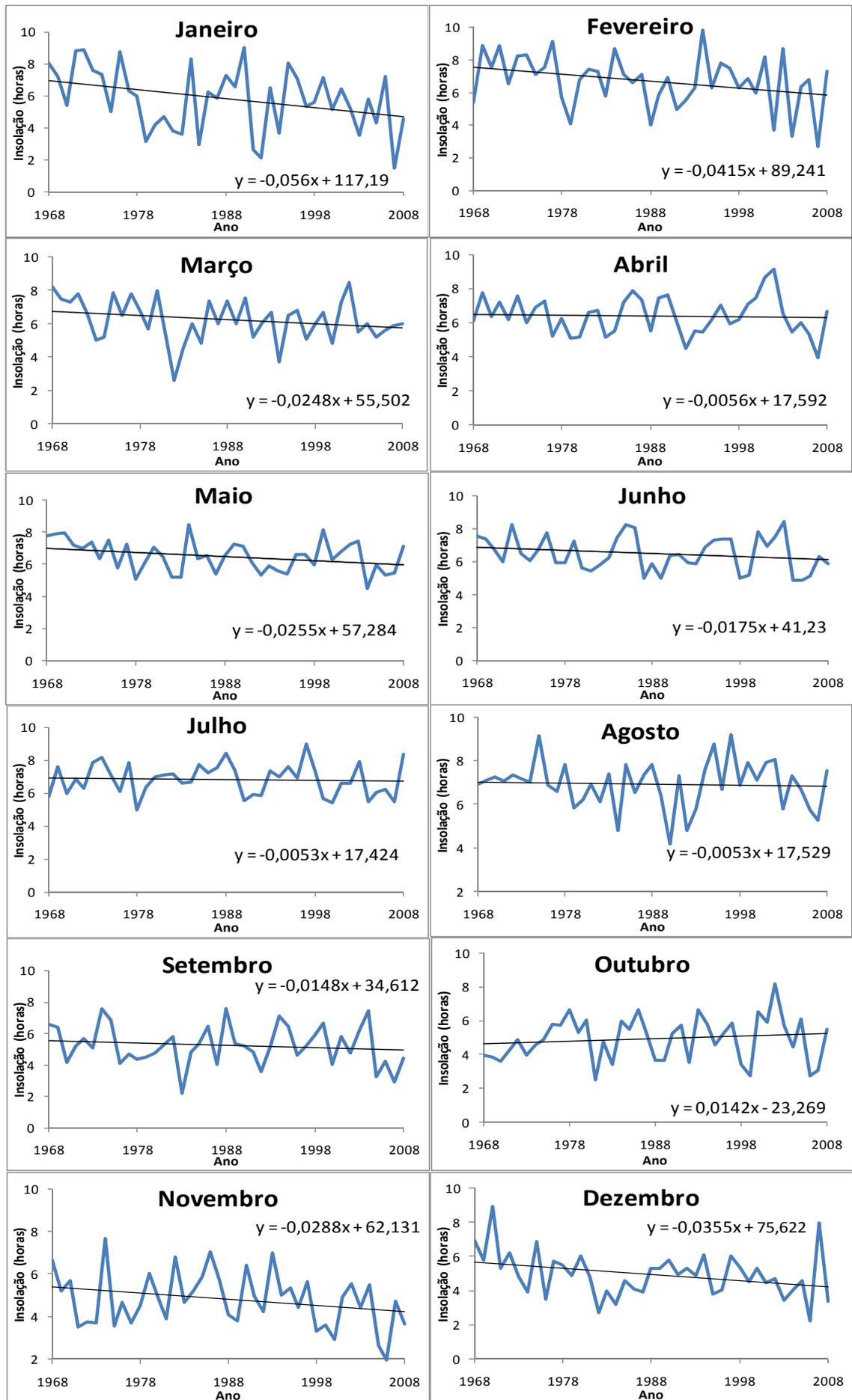


Figura 6 - Insolação média (regressão linear) para os meses do ano

4.2.4 Umidade Relativa

As séries de dados dos meses de janeiro, abril, maio, junho, julho, dezembro e a série anual apresentaram autocorrelação entre os dados (Tabela 1). Porém, mesmo removendo a autocorrelação, não foi constatada tendência para essas séries. As séries de dados do mês de maio e a série anual apresentam incompatibilidade de sinais para a declividade da equação de regressão e o teste de Mann-Kendall. Enquanto o teste de Mann-Kendall mostra certa tendência (0,41) não significativa de aumento da umidade para a série anual, a declividade da equação mostra certa diminuição (-0,013) também não significativa. Este comportamento ocorre devido ao fato de que a equação de regressão, na presença de dados discrepantes, pode alterar a declividade da reta, já o teste de Mann-Kendall, é um teste robusto por utilizar o *ranking* dos dados. Assim, não é sensível à presença destes dados.

Pelo teste de Run, as séries dos meses de abril e maio não podem ser consideradas homogêneas, porém, apesar do baixo número de runs, não foram constatadas tendências nestas séries.

Pelos testes estatísticos dos dados de umidade relativa, verifica-se que apenas o mês de outubro apresentou uma tendência à diminuição da umidade relativa da ordem de 1,8% por década. Este decréscimo da umidade relativa do mês de outubro está em concordância com o forte aumento da temperatura máxima do ar e com o aumento da insolação para este mês, sendo que, a tendência de aumento na temperatura máxima observado para este mês foi de 0,62°C/década, sendo o maior para todos os meses.

Apesar dos aumentos da temperatura do ar mínima média anual e máxima média anual, não foi observada nenhuma mudança, na série de umidade relativa média anual.

Os testes de Pettitt e de SOCUM (Tabela 2) apresentaram boa concordância com os testes para detecção de tendência, visto que foi identificada mudança brusca significativa da média apenas para o mês de outubro. O ano de mudança encontrado pelos dois testes foi o ano de 1983. Esses testes divergiram apenas para as séries dos meses de maio e julho, apresentando diferentes anos de mudança.

Na Tabela 6 pode ser observado que os maiores aumentos nas médias da umidade relativa foram de 5,3 e 4,0%, para os meses de janeiro e fevereiro,

respectivamente. As maiores reduções nas médias foram de 6,3 e 8,1%, para os meses de setembro e outubro, respectivamente.

Tabela 6 - Resultados estatísticos para as séries de dados de umidade relativa do período de 1968 a 2008 e para antes e depois do ponto de mudança encontrado nas séries

Período	1968-2008			1968 - Ano de mudança			Ano de mudança - 2008			Diferença entre médias	
	Ano	Média	D.P	C.V	Média 1	D.P	C.V	Média 2	D.P		C.V
Janeiro	1976	81,69	5,56	0,07	77,54	3,56	0,05	82,86	5,49	0,07	5,3
Fevereiro	1977	80,55	4,59	0,06	77,57	3,83	0,05	81,52	4,44	0,05	4,0
Março	1977	82,46	4,13	0,05	80,08	2,67	0,03	83,29	4,2	0,05	3,2
Abril	1976	83,20	3,76	0,05	81,32	1,77	0,02	83,72	4,01	0,05	2,4
Mai	1976	83,96	4,07	0,05	81,30	3,16	0,04	84,71	4,02	0,05	3,4
Junho	1976	84,16	4,51	0,05	81,17	2,18	0,03	85,00	4,66	0,05	3,8
Julho	1983	81,58	4,81	0,06	82,62	6,63	0,08	77,80	3,15	0,04	-4,8
Agosto	1976	76,95	5,22	0,07	74,37	3,68	0,05	77,68	5,40	0,07	3,3
Setembro	1987	76,17	6,28	0,08	78,27	6,93	0,09	72,02	5,26	0,07	-6,3
Outubro	1983	77,51	5,34	0,07	80,69	5,44	0,07	72,55	4,23	0,06	-8,1
Novembro	1981	80,65	4,61	0,06	82,89	5,53	0,07	79,49	3,65	0,05	-3,4
Dezembro	1975	82,69	3,83	0,05	79,56	2,9	0,04	80,99	3,7	0,05	1,4
Anual	1975	80,96	3,46	0,04	82,15	2,09	0,03	77,46	3,55	0,05	-4,7

Na Figura 7 são apresentados os gráficos da regressão linear referentes à umidade relativa média mensal.

4.2.5 Velocidade do vento

A velocidade do vento mostrou comportamento atípico em relação às outras variáveis estudadas, apresentando fortes reduções ao longo da série.

Observa-se na Tabela 1 que houve redução acentuada e significativa da velocidade do vento para todos os meses do ano e para a série anual. Esta redução foi significativa tanto pelo teste t quanto pelo teste de Mann-Kendall. Pelo teste de Run, as séries dos meses de janeiro, fevereiro, março, abril, maio, julho, agosto, novembro e anual podem ser consideradas como não homogêneas.

As séries de dados dos meses de janeiro, fevereiro, agosto, setembro, outubro, novembro, dezembro e anual apresentaram autocorrelação serial, e após a remoção desta, apresentaram tendência significativa. A redução média anual da velocidade do vento foi em média $0,25 \text{ m.s}^{-1}$ por década.

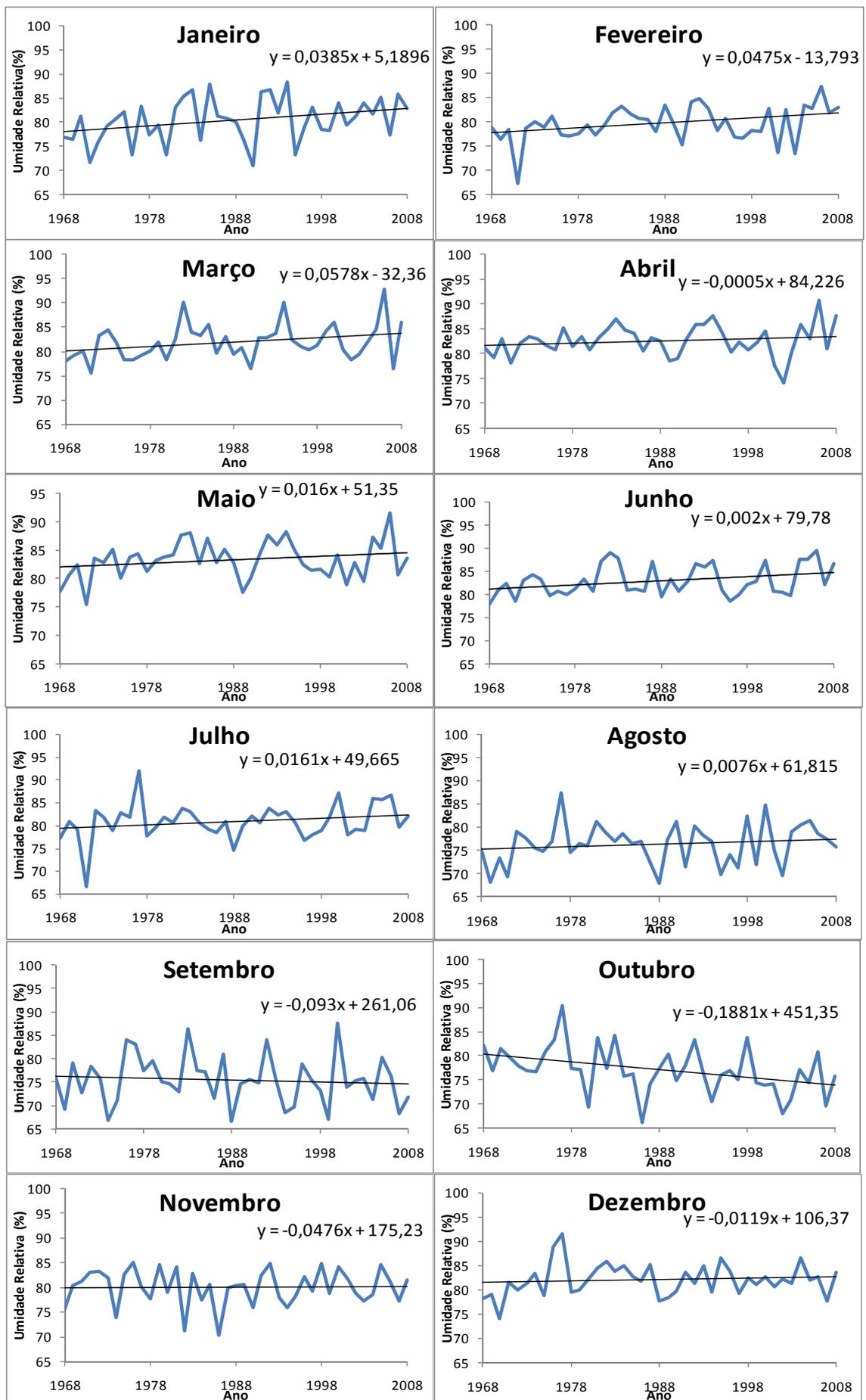


Figura 7 - Umidade relativa média (regressão linear) para os meses do ano

Os testes para localização do ano de mudança não apresentaram boa concordância entre si para as séries analisadas (Tabela 2). Somente os meses de fevereiro, abril e dezembro apresentaram os mesmos anos de mudança. Para o teste de Pettitt, a maioria das séries teve o ano de mudança entre 1990 e 1993, contudo, o teste de SOCUM apresentou o ano de mudança da maioria das séries entre 1975 e 1977.

Na análise dos resultados estatísticos para comparação dos períodos antes e depois do ano de mudança, todos os anos de mudança considerados foram obtidos pelo teste de SOCUM. Os anos obtidos por este teste proporcionaram maior diferença entre as médias.

Na Tabela 7 observa-se certa redução na média da velocidade do vento e dos desvios padrão dos dados após o ano de mudança para todos os meses, mostrando, assim, uma menor variabilidade dos dados. Esta diminuição da variância dos dados pode ser verificada na Figura 8. Antes do ano de mudança, a maioria dos meses apresentaram valores médios de velocidade do vento acima de 2 m.s^{-1} . As maiores reduções na média da velocidade do vento após o ano de mudança foram de 0,9 e $0,8 \text{ m.s}^{-1}$ para os meses de janeiro fevereiro, março e agosto, respectivamente.

Tabela 7 - Resultados estatísticos para as séries de dados de velocidade do vento do período de 1968 a 2008 e para antes e depois do ponto de mudança encontrado nas séries

Período	Ano	1968-2008			1968 - Ano de mudança			Ano de mudança - 2008			Diferença entre médias
		Média	D.P	C.V	Média 1	D.P	C.V	Média 2	D.P	C.V	
Janeiro	1976	1,85	0,45	0,25	2,54	0,36	0,14	1,66	0,24	0,15	-0,9
Fevereiro	1976	1,81	0,45	0,25	2,51	0,32	0,13	1,61	0,23	0,14	-0,9
Março	1976	1,56	0,42	0,27	2,21	0,36	0,16	1,38	0,19	0,14	-0,8
Abril	1991	1,38	0,38	0,28	1,61	0,33	0,2	1,06	0,16	0,15	-0,6
Mai	1976	1,21	0,35	0,29	1,72	0,38	0,22	1,07	0,15	0,14	-0,7
Junho	1983	1,12	0,33	0,29	1,37	0,33	0,24	0,95	0,2	0,21	-0,4
Julho	1981	1,26	0,32	0,25	1,57	0,30	0,19	1,10	0,18	0,16	-0,5
Agosto	1977	1,55	0,41	0,26	2,14	0,37	0,17	1,36	0,18	0,13	-0,8
Setembro	1975	1,79	0,38	0,21	2,36	0,36	0,15	1,65	0,21	0,13	-0,7
Outubro	1975	1,81	0,34	0,19	2,33	0,24	0,1	1,68	0,23	0,13	-0,7
Novembro	1975	1,78	0,36	0,20	2,37	0,25	0,11	1,64	0,21	0,13	-0,7
Dezembro	1976	1,83	0,4	0,22	2,38	0,31	0,13	1,67	0,25	0,15	-0,7
Anual	1976	1,58	0,34	0,22	2,13	0,22	0,1	1,42	0,15	0,11	-0,7

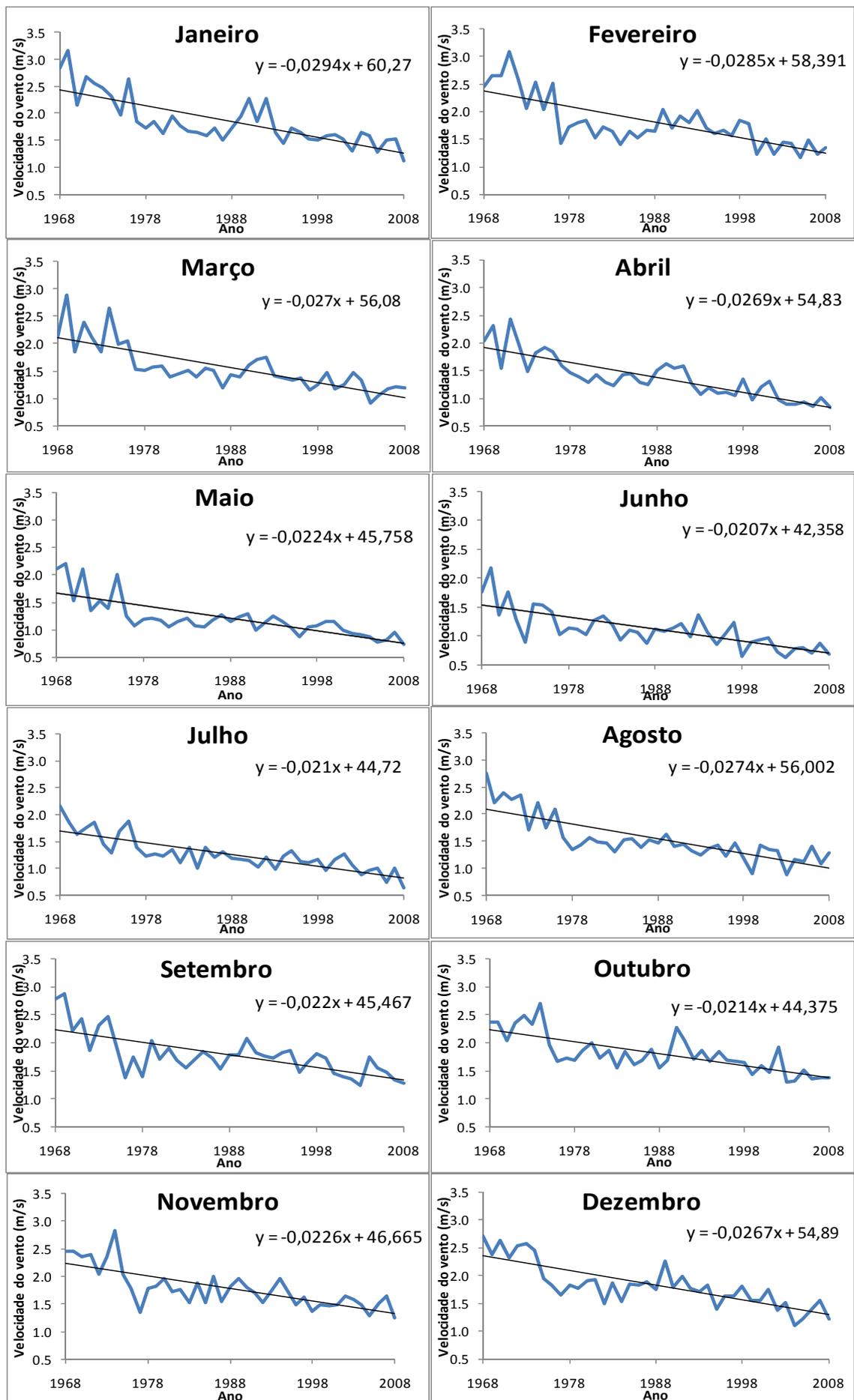


Figura 8 - Velocidade do vento média (regressão linear) para os meses do ano

4.2.6 Precipitação

Na Tabela 8 são apresentadas as estatísticas dos testes de tendência e de detecção do ano de mudança para as séries de dados de precipitação. Como esses dados apresentam alta variância, o teste de Run não é recomendado para analisar a homogeneidade dos dados. Assim, para verificar a homogeneidade foi utilizado o teste dos desvios cumulativos. Por este teste, todas as séries de dados de precipitação podem ser consideradas homogêneas.

Não foi observada tendência significativa pelo teste de Mann Kendall e da análise da regressão, para as séries de dados de precipitação. Os maiores aumentos foram da ordem de 3,2, 1,3 e 2,7 mm/mês, por década, para os meses de janeiro, março e setembro, respectivamente.

Tabela 8 - Resultado dos testes para detecção de tendência e determinação do ano de mudança para a série de precipitação média mensal

Meses	Teste de Mann-Kendall	Regressão linear	SOCUM	Teste de Pettitt	SOCUM
Janeiro	0,425	$y = 0,3209x - 402,5$	0,604	1989	1989
Fevereiro	-1,628	$y = -0,5542x + 1238$	1,032	1968	1968
Março	0,326	$y = 0,1344x - 123,5$	0,576	1980	1980
Abril	-1,435	$y = -0,1665x + 383,8$	0,729	1942	1958
Mai	0,038	$y = -0,0154x + 61,43$	0,642	1950	1973
Junho	-0,691	$y = -0,0178x + 51,53$	0,574	1949	1949
Julho	0,121	$y = 0,020x - 25,83$	0,948	1963	1963
Agosto	0,493	$y = -0,007x + 29,48$	0,480	1967	1947
Setembro	1,104	$y = 0,270x - 482,0$	0,977	1967	1967
Outubro	-1,56	$y = -0,350x + 796,4$	0,908	1947	1978
Novembro	0,304	$y = 0,081x + 36,74$	0,624	1970	1965
Dezembro	-1,051	$y = -0,400x + 1047$	0,787	1948	1945
Anual	-0,543	$y = -0,683x + 2611,7$	0,984	1944	1944

*significativo a 5% de probabilidade, ** significativo a 1% de probabilidade

Já os meses de fevereiro, abril, maio, junho, agosto, outubro, dezembro e a série anual, apresentaram tendência à diminuição da precipitação, ao longo dos anos da série. Os maiores decréscimos da precipitação mensal foram de 5,5 e 4,0 mm/mês, por década, para as séries de fevereiro e dezembro, respectivamente.

Os valores da estatística dos testes de Pettitt e de SOCUM não foram significativos ao nível de 5% de probabilidade, logo, não foi verificada mudança brusca na média das séries de dados de precipitação.

Apesar de não significativos para os testes de Pettitt e de SOCUM, foram comparadas as médias antes e depois do ano de mudança. O mês de

janeiro teve o ano de 1989 como o ano de mudança, sendo que a diferença entre as médias do período, antes e depois deste ano, mostrou aumento na média do volume de chuva próximo de 50 mm (Tabela 9).

Tabela 9 - Resultados estatísticos para as séries de dados de precipitação do período de 1924 a 2008 e para antes e depois do ponto de mudança encontrado nas séries

Período	Ano	1924-2008			1924 - Ano de mudança			Ano de mudança - 2008			Diferença entre médias
		Média	D.P	C.V	Média 1	D.P	C.V	Média 2	D.P	C.V	
Janeiro	1989	228,3	125,8	0,55	217,3	125,6	0,58	266,7	121,9	0,46	49,4
Fevereiro	1968	149,2	95,85	0,64	166,5	92,3	0,55	129,8	97,1	0,75	-36,8
Março	1980	140,6	80,22	0,57	131,8	76,0	0,58	158,5	86,7	0,55	26,7
Abril	1958	56,4	35,26	0,63	62,7	40,0	0,64	51,9	31,1	0,6	-10,8
Mai	1973	31,2	25,21	0,81	29,0	23,5	0,81	34,4	27,4	0,8	5,40
Junho	1949	16,5	18,38	1,11	19,0	17,4	0,92	15,4	18,8	1,22	-3,60
Julho	1963	14,7	20,73	1,41	11,7	18,4	1,57	17,3	22,4	1,3	5,60
Agosto	1947	15,6	22,58	1,44	19,8	28,2	1,42	14,0	19,9	1,42	-5,80
Setembro	1967	50,2	41,67	0,83	41,7	39,7	0,95	59,3	42,2	0,71	17,6
Outubro	1947	107,9	58,57	0,54	127,5	44,4	0,35	100,1	61,8	0,62	-27,4
Novembro	1965	197,2	92,44	0,47	184,6	82,0	0,44	209,5	100,9	0,48	24,9
Dezembro	1945	259,1	104,6	0,4	293,4	116,8	0,4	247,1	98,2	0,4	-46,3
Anual	1944	1267	248,5	0,2	1374	262,3	0,19	1232	235,2	0,19	-142

O aumento estatisticamente significativo da nebulosidade (redução da insolação) observado para o mês de janeiro está em concordância com o aumento da precipitação, visto que este mês foi o que apresentou o maior aumento da precipitação. Este mesmo comportamento de aumento de chuva, não foi verificado para os meses de maio, dezembro e para a série anual, os quais apresentaram tendência significativa à diminuição da insolação, todavia esses meses mostraram redução no volume de chuva. O mês de outubro, que apresentou diminuição da nebulosidade, mostrou uma redução no volume de chuva.

Embora haja certa tendência de diminuição da precipitação anual, durante o período de 1924 a 2008, da ordem de 6,8 mm, por década, os resultados de ambos os testes para detecção de tendência mostram que o decréscimo da precipitação anual não é estaticamente significativo. Porém quando são comparados as médias, antes e depois do ano de 1944, observa-se uma diminuição de 142 mm na precipitação anual média.

Na Figura 9 encontram-se os gráficos da regressão linear para a precipitação média mensal.

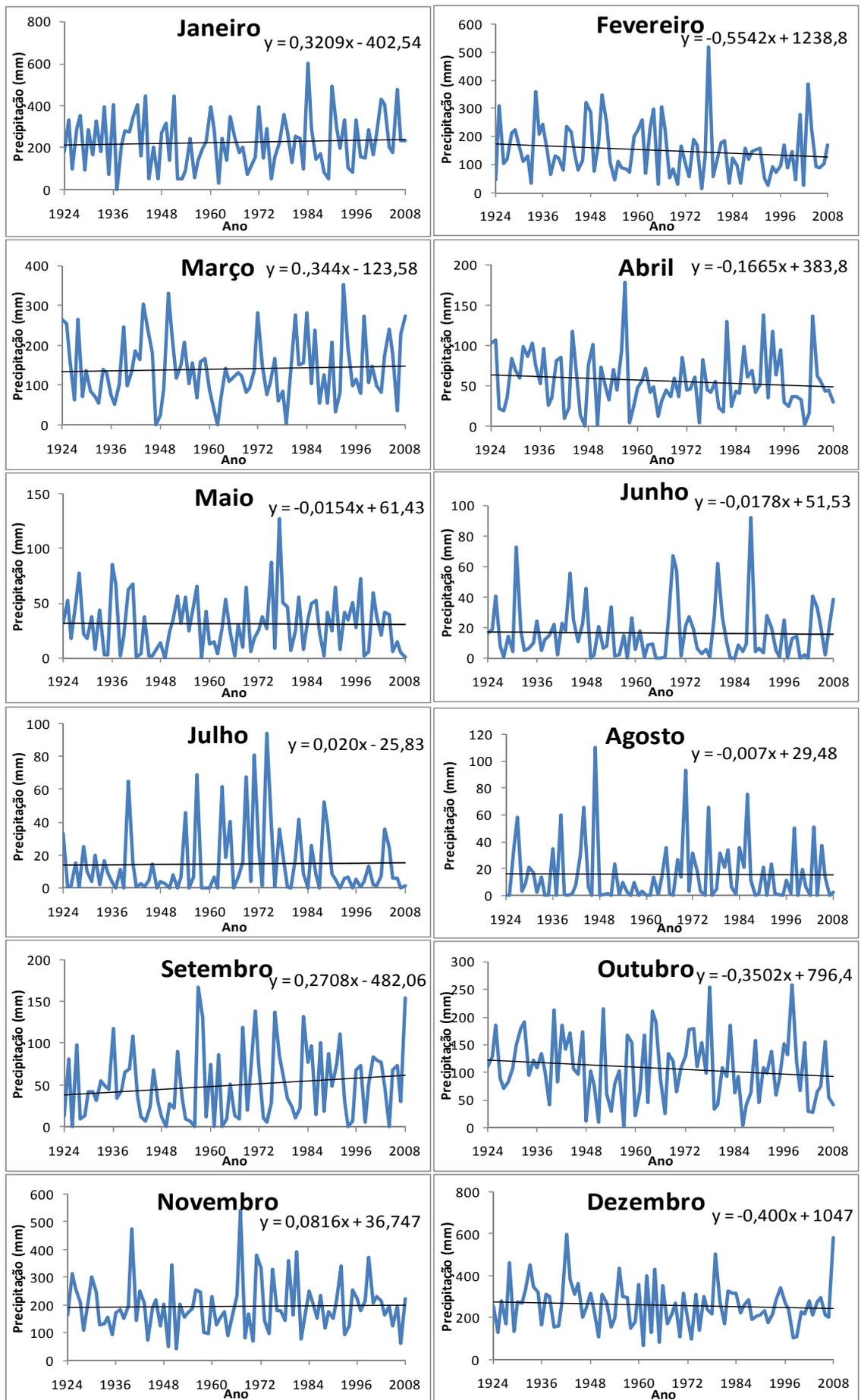


Figura 9 - Precipitação média (regressão linear) para os meses do ano

4.3 Análise dos efeitos das variáveis na evapotranspiração

Os efeitos do aumento da temperatura do ar, nos componentes adiabático e diabático podem ser vistos nas Figuras 10 e 11, respectivamente. Para a elaboração dos gráficos dos componentes adiabáticos, considerou-se determinado aumento na temperatura e diferentes velocidades do vento.

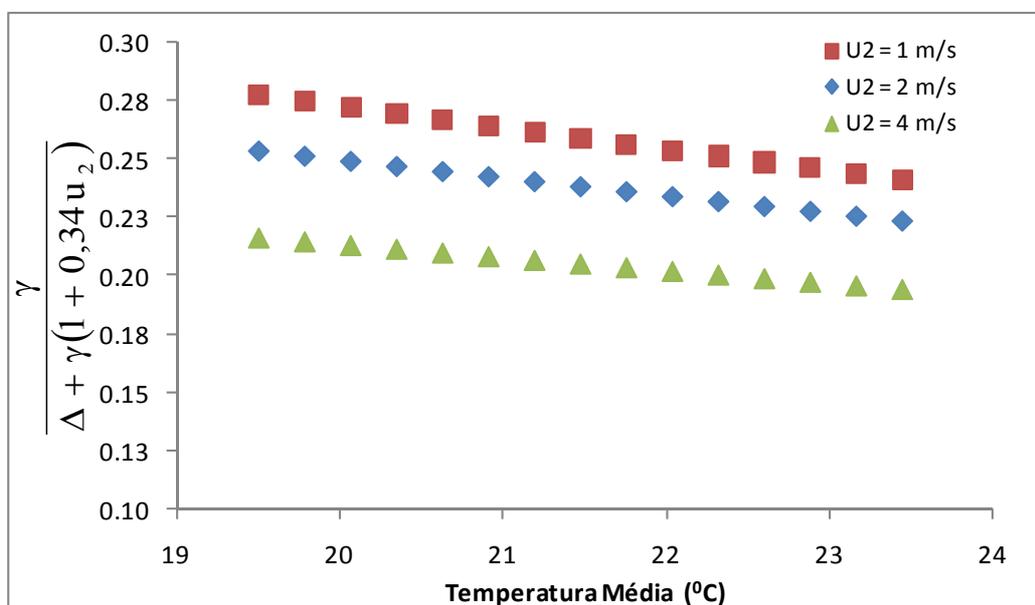


Figura 10 - Comportamento do componente adiabático da equação de Penman-Monteith (FAO), em função do aumento da temperatura

Observa-se, na Figura 10, que o aumento da temperatura do ar promove certa redução no componente adiabático, para diferentes velocidades do vento. Esta redução se deve ao aumento do parâmetro da declividade da curva de pressão do vapor de saturação.

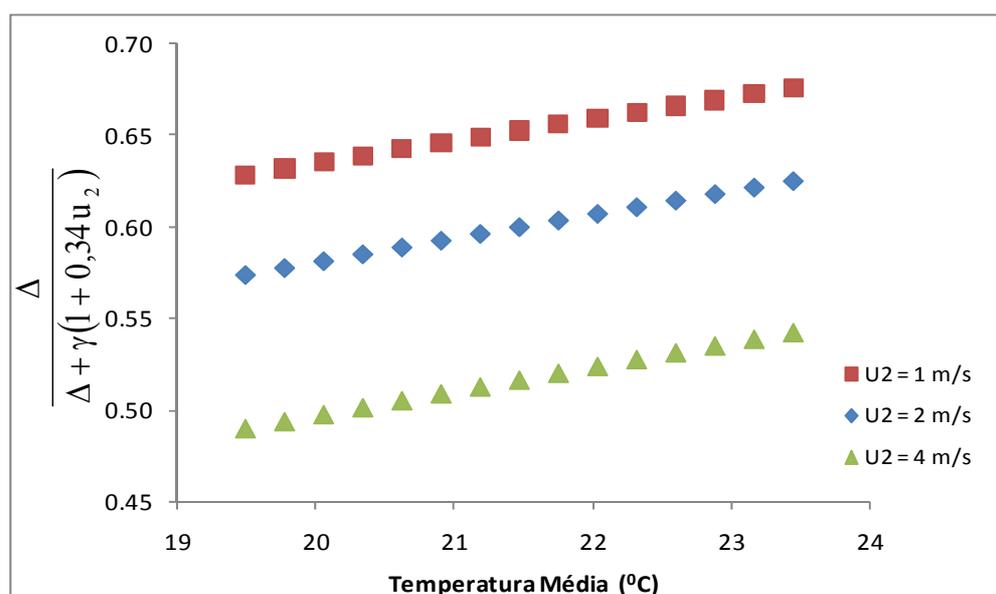


Figura 11 - Comportamento do componente diabático da equação de Penman-Monteith (FAO), em função do aumento da temperatura

Já para o componente diabático (Figura 11), verifica-se um aumento do mesmo para diferentes velocidades do vento. Isso ocorre devido ao aumento da declividade da curva de pressão do vapor de saturação em função da temperatura do ar, presente no numerador da equação. Assim, o aumento da temperatura do ar provoca um balanceamento desses componentes na equação.

Na análise do comportamento do déficit de pressão de vapor, foi verificado que, para os meses que apresentaram aumento da temperatura mínima superior ao da temperatura máxima, há uma diminuição no déficit de pressão do vapor. Os meses de janeiro, fevereiro, março, maio, junho, novembro e dezembro apresentaram diminuição do déficit de pressão de vapor. Na Figura 12 está ilustrado este comportamento para o mês de dezembro, mostrando a diminuição do déficit de pressão do vapor, em virtude do aumento mais acentuado da temperatura mínima em relação à máxima.

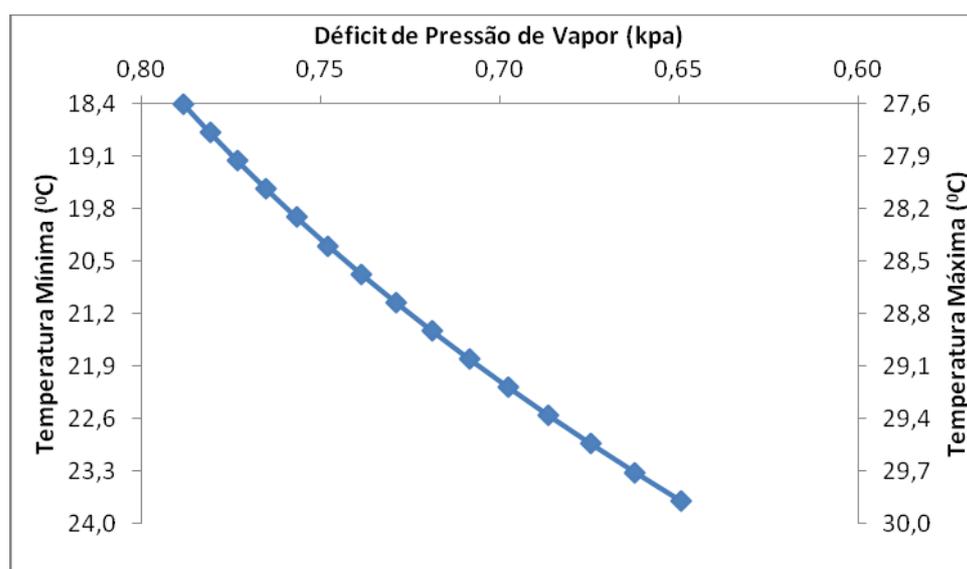


Figura 12 - Comportamento do déficit de pressão de vapor, em função do aumento das temperaturas mínimas e máximas do ar para o mês de dezembro

As maiores reduções do déficit de pressão de vapor foram verificadas para os meses de janeiro, março e maio porque apresentaram grande elevação da temperatura mínima e aumento insignificante da temperatura máxima.

Já os meses de abril, julho, agosto, setembro e outubro apresentaram aumento do déficit de pressão do vapor com o aumento das temperaturas mínimas e máximas do ar. Para o mês de abril, foram observados acréscimo da temperatura do ar mínima e máxima da ordem de 0,55 e 0,50 °C/década, respectivamente. Apesar do aumento superior da temperatura do ar mínima em

relação à máxima, este aumento não foi suficiente para promover a redução do déficit de pressão de vapor (Figura 13). Os meses que apresentaram maiores aumentos do déficit de pressão de vapor foram agosto, setembro e outubro.

Assim, a redução do déficit de pressão de vapor, com o componente adiabático da equação de Penman-Monteith (FAO) e a redução da velocidade do vento, verificada ao longo da série histórica, contribuem para promover uma maior redução da evapotranspiração de referência.

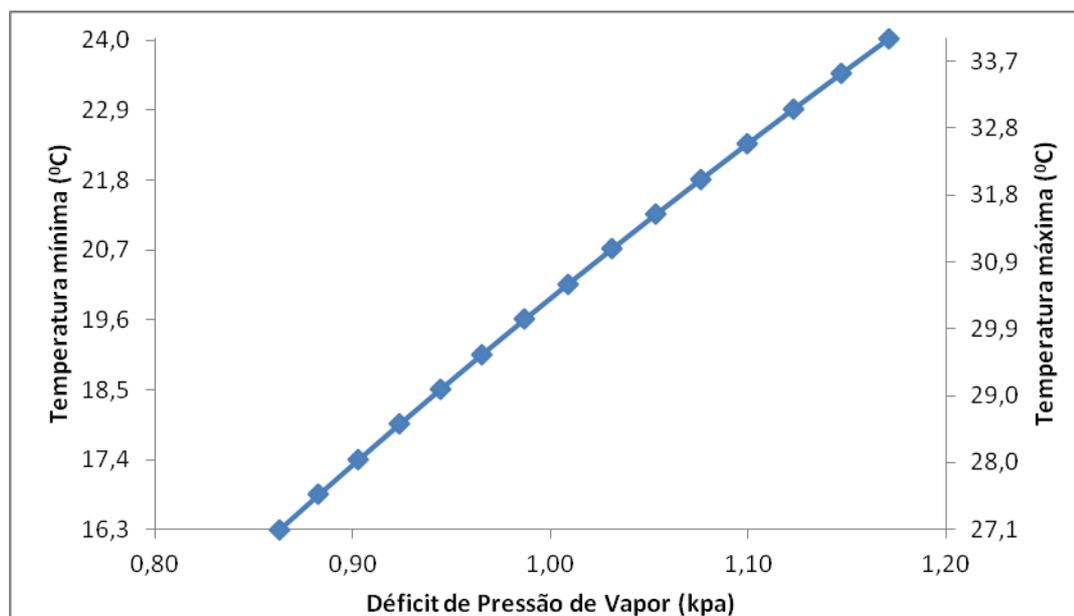


Figura 13 - Comportamento do déficit de pressão de vapor, em função do aumento das temperaturas mínimas e máximas do ar para o mês de abril

4.4 Análise da Evapotranspiração

A partir dos dados de evapotranspiração de referência diária foi calculada a evapotranspiração mensal e anual e, assim, foi analisado o comportamento da evapotranspiração de referência (ET_o) ao longo dos anos.

Na Tabela 10 encontram-se os resultados dos testes de tendência e do teste de Pettitt para a série de dados de evapotranspiração de referência.

Analisando as equações de regressão da evapotranspiração de referência com o tempo, a maioria dos meses analisados apresentaram diminuição estatisticamente significativa da ET_o, sendo que, apenas o mês de outubro não apresentou tendência à diminuição e sim um aumento, embora não estatisticamente significativo. Apesar da diminuição observada nos meses de abril e setembro, esta redução também não foi estatisticamente significativa.

Os resultados do teste t e de Mann-Kendall apresentaram boa concordância entre si, sendo que apenas o mês de dezembro o que apresentou uma tendência a diminuição estatisticamente significativa a, 1% de probabilidade, porém não foi constatada esta tendência pelo teste de Mann-Kendall.

Para as séries que apresentaram tendência significativa, o teste de Pettitt encontrou uma mudança brusca na média dos dados. Apesar dos meses de abril e setembro que não apresentaram tendência estatisticamente significativa o teste de Pettitt identificou certa mudança significativa.

Tabela 10 - Resultado dos testes para detecção de tendência e determinação do ano de mudança para a série evapotranspiração

Mês	Regressão Linear	TMK	Pettitt
Janeiro	$y = -0,728x + 1573^*$	-2,21*	1977*
Fevereiro	$y = -0,537x + 1186^{**}$	-2,21*	1978**
Março	$y = -0,488x + 1084^{**}$	-2,71**	1978**
Abril	$y = -0,177x + 441,3$	-0,03	1977*
Mai	$y = -0,388x + 844,5^{**}$	-2,74**	1977**
Junho	$y = -0,315x + 686,5^{**}$	-2,44*	1977**
Julho	$y = -0,300x + 665,1^{**}$	-3,02**	1977**
Agosto	$y = -0,347x + 773,3^{**}$	-2,30*	1977**
Setembro	$y = -0,246x + 582,9$	-1,16	1976*
Outubro	$y = 0,053x + 2,194$	0,80	1984
Novembro	$y = -0,342x + 789,1^*$	-1,97*	1984
Dezembro	$y = -0,467x + 1046^{**}$	-1,90	1976*
Anual	$y = -4,285x + 9674^{**}$	-2,98**	1977**

*significativo a 5% de probabilidade, ** significativo a 1% de probabilidade

Os decréscimos mais acentuados foram da ordem de 0,72, 0,53 e 0,48 mm/mês, por ano, para os meses de janeiro, fevereiro e março, respectivamente. Para estes meses, a maior diminuição da ETo se deve principalmente à maior redução da insolação aliado ao aumento significativo da temperatura mínima do ar e ao pequeno aumento da temperatura máxima do ar, sendo que este aumento desproporcional das temperaturas reduziu o déficit de pressão de vapor. Outro fator importante é a redução da velocidade do vento, porém, esta diminuição foi verificada para todos os meses.

Os meses de abril, junho, julho, agosto, setembro e novembro apresentaram decréscimos inferiores aos outros meses anteriormente citados. A menor diminuição da ETo para esses meses em comparação aos outros se deve também a uma pequena diminuição da insolação nesses meses.

Na Figura 14 têm-se os gráficos da distribuição da evapotranspiração de referência mensal com o tempo.

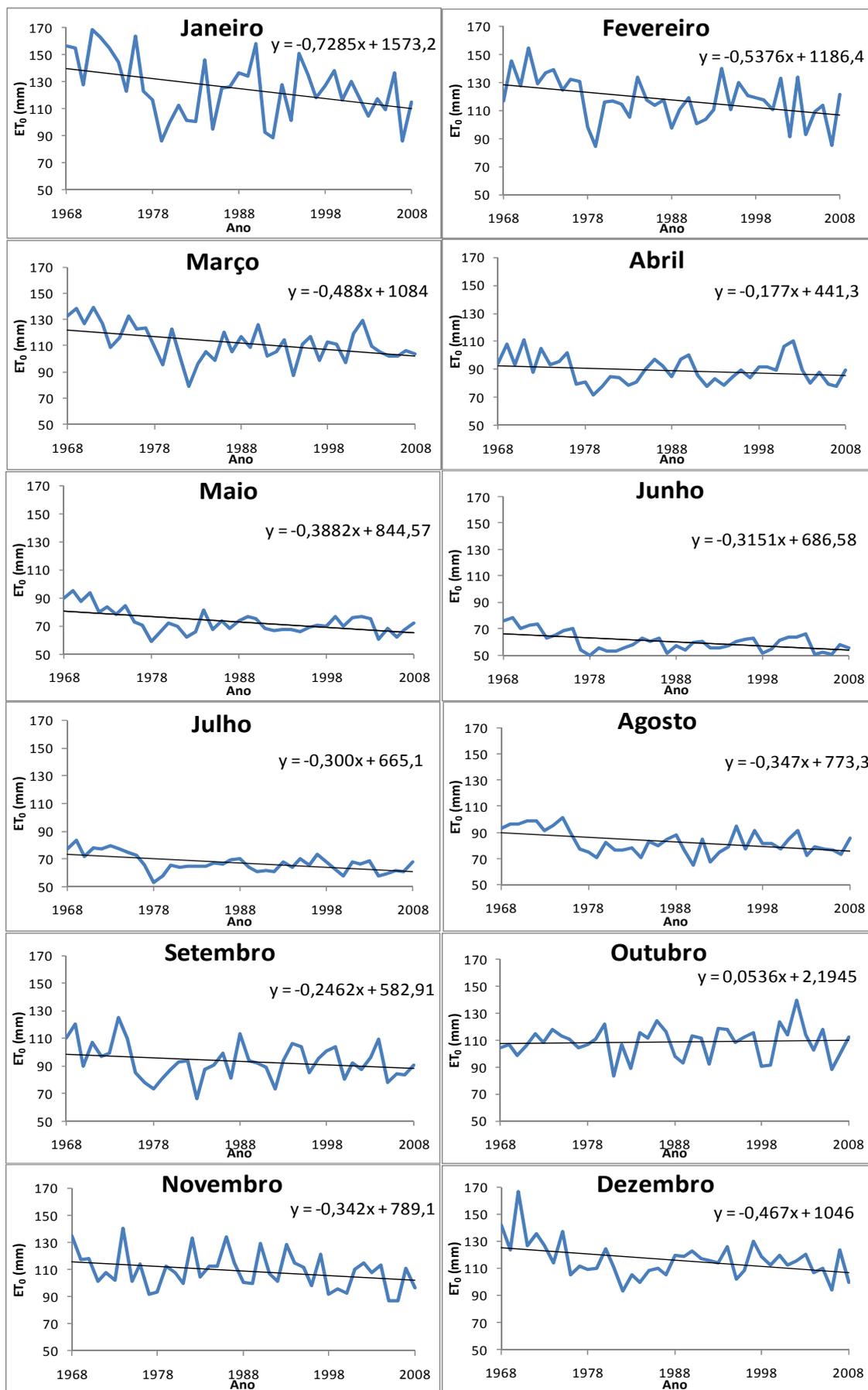


Figura 14 - Evapotranspiração de referência mensal (regressão linear) para os meses do ano.

O mês de outubro foi o único a não apresentar tendência à diminuição da evapotranspiração de referência, em função do balanceamento das variáveis meteorológicas na equação de Penman-Monteith (FAO). Foi verificado que apenas o mês de outubro apresentou aumento da insolação e tendência significativa à diminuição da umidade relativa, também ocorreu aumento da temperatura máxima da ordem 0,62 °C/década e isto ocasionou o comportamento contrário aos outros meses estudados.

A evapotranspiração de referência anual é o reflexo da evapotranspiração de todos os meses. Assim a redução da ETo, ao longo dos meses, levou ao decréscimo, da ordem de 4,2 mm por ano (Figura 15). Considerando este valor ao longo dos 41 anos estudados, ocorreu redução de aproximadamente 172 mm na demanda evapotranspirométrica, o que representaria diminuição de 15% em relação à média observada.

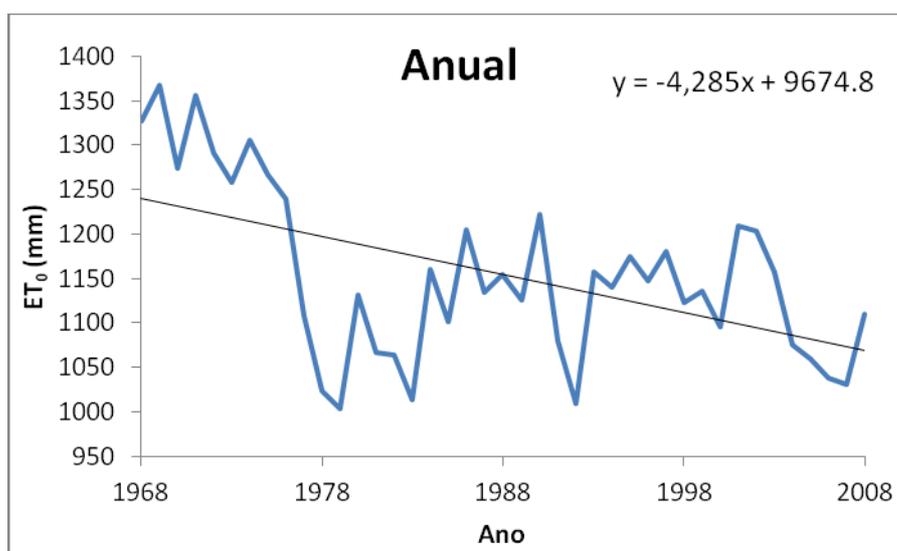


Figura 15 - Evapotranspiração de referência anual para o período de 1968 a 2008

A tendência à diminuição da evapotranspiração anual ao longo dos 41 anos de dados foi principalmente causada pela diminuição da insolação, da velocidade do vento e pelo aumento da temperatura mínima superior à temperatura máxima.

4.5 Evapotranspiração da cultura

A evapotranspiração da cultura (ETc) foi obtida por meio da multiplicação da ETo pelo coeficiente dual de cultura em base diária. Desta

maneira, realizou-se o somatório da ETc diária obtendo-se, assim, a evapotranspiração do ciclo da cultura para o milho safrinha e o de safra normal.

Nas Figuras 16 e 17 encontram-se os gráficos da distribuição da ETo e da ETc para o ciclo da cultura, considerando o milho de safra normal e safrinha respectivamente, ao longo dos 41 anos analisados. Os asteriscos nas equações de regressão linear mostram que a diminuição da evapotranspiração da cultura é estatisticamente significativa, pelo teste t do coeficiente angular.

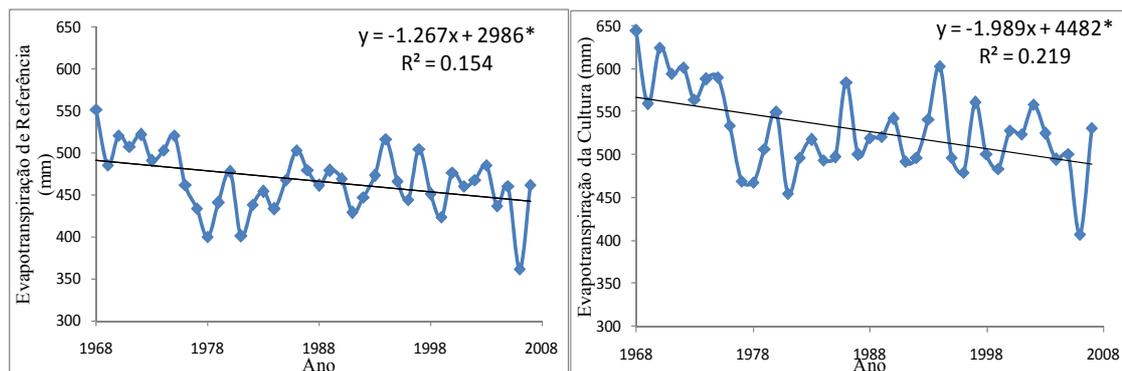


Figura 16 - Evapotranspiração de referência e da cultura para o período de outubro a fevereiro (safra normal)

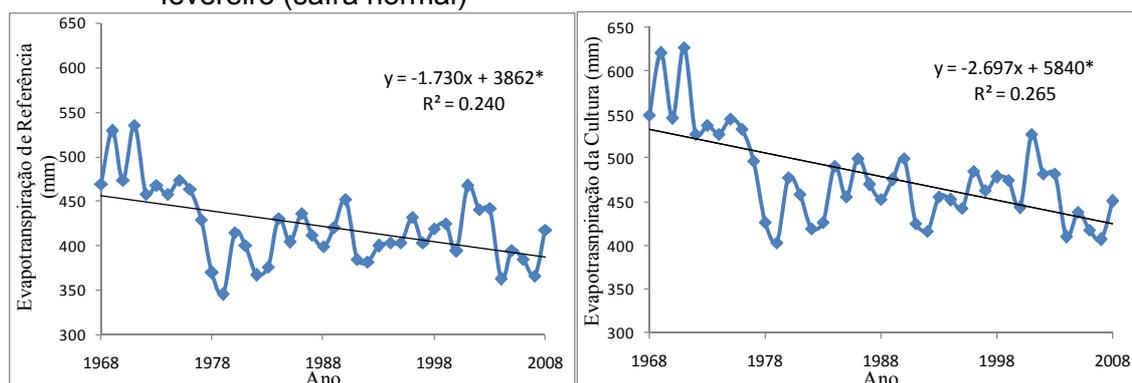


Figura 17 - Evapotranspiração de referência e da cultura referência para o período de fevereiro a junho (safrinha)

A cultura do milho de safra normal apresentou uma demanda evapotranspirométrica média de 529 mm por ciclo da cultura, sendo que, para este período, a ETo média do ciclo apresentou um valor médio de 466 mm. Para o milho safrinha, foi observada uma demanda evapotranspirométrica média de 478 mm e a ETo média para o ciclo da cultura foi de 421 mm, sendo que a duração do ciclo do milho safrinha foi de 135 dias.

Sabendo que a ETc reflete os efeitos da ETo e das características da cultura (K_c), assim, a diminuição da evapotranspiração de referência observada ao longo dos meses do ano influenciou diretamente na ETc. Como o comportamento da ETo ao longo dos meses do ano já foi explicado

anteriormente, mostrando os meses de aumento e diminuição, não é necessário descrever o comportamento da ET_c para os meses do ano.

Ao contrário do que se esperava, verificou-se que as declividades da reta da equação de regressão da ET_o e da ET_c apresentam valores diferentes. Para a safra normal, a diminuição da ET_c foi da ordem de 1,98 mm por safra/ano e da ET_o foi de 1,26 mm por safra/ano. Este mesmo comportamento foi verificado para o milho safrinha, que apresentou uma redução da ET_c e da ET_o de 2,69 e 1,73 mm/safra por ano respectivamente.

Esta diferença ocorre porque o coeficiente de cultura dual não apresenta valores fixos para cada estágio de desenvolvimento da cultura, como ocorre com o coeficiente de cultura (K_c). Portanto, o coeficiente de cultura dual irá variar dependendo das condições de umidade do solo. Desta maneira, a precipitação e a irrigação influenciarão no coeficiente de cultura dual. Por exemplo, considerando certa situação em que se tem alta demanda evapotranspirométrica e se, no período em análise, ocorrer grande quantidade de chuvas, o coeficiente de cultura dual tende a ser maior do que numa mesma situação com menor quantidade chuvas. Isso ocorre porque o coeficiente de cultura dual leva em consideração o componente de evaporação da água no solo (K_e). Quando o solo está molhado, a evapotranspiração ocorre em sua taxa máxima, ou seja, o coeficiente de cultura dual também será máximo. Por isso, foi encontrado comportamento diferente nas reduções da ET_c e da ET_o .

As reduções da ET_c apresentam valores bem próximos, porém, a menor redução da evapotranspiração, para o milho safra normal, ocorre porque, no período deste ciclo, o mês de outubro apresentou aumento da ET_o , que contribuiu para a menor diminuição da ET_c . Para o milho safrinha, houve redução da ET_o em todos os meses do ciclo da cultura.

4.6 Análise de sensibilidade

A sensibilidade das variáveis da equação de Penman-Monteith (FAO) foi estudada com base na média das observações mensais de temperaturas máximas e mínimas do ar, umidade relativa, insolação e velocidade do vento. Calculou-se a ET_o considerando os valores médios mensais de cada variável. A ET_o foi recalculada, variando uma variável individualmente, dentro do

intervalo considerado, mantendo as outras variáveis constantes com os valores médios mensais.

Com a finalidade de analisar o comportamento da evapotranspiração de referência, ao longo dos meses do ano, os coeficientes de sensibilidade, para cada mês, foram multiplicados pela mudança relativa observada na média mensal de cada variável, para obter a mudança na ETo.

Na Tabela 11, encontram-se os coeficientes de sensibilidade para as variáveis da equação de Penman-Monteith (FAO), a mudança relativa na média dos elementos climáticos e a mudança na ETo para os meses do ano. Observa-se que todos os coeficientes de sensibilidade apresentaram alta variação sazonal.

A sensibilidade da ETo para a temperatura máxima foi positiva e elevada para todos os meses. O mês de setembro foi o que apresentou maior coeficiente de sensibilidade ao longo do ano (0,85). Já os meses de maio e junho apresentaram os menores (0,74), sendo que a média anual para os coeficientes foi de 0,79.

Os elevados coeficientes de sensibilidade para a temperatura máxima do ar podem ser explicados pelo fato de que a temperatura máxima do ar é utilizada para calcular vários termos importantes, tais como o saldo de radiação (R_n), a pressão do vapor de saturação (e_s) e a radiação de onda longa (R_{nl}), para estimar a ETo.

Os maiores aumentos da ETo foram verificados para os meses que apresentaram tendência estatisticamente significativa de aumento (abril, agosto, setembro e outubro). Já o mês de janeiro foi o único a apresentar uma redução na temperatura máxima média, promovendo, assim, uma redução da ETo neste mês.

A sensibilidade da ETo para a temperatura mínima do ar foi pequena e negativa para todos os meses, mostrando o efeito contrário da temperatura mínima com ETo, ou seja, um aumento na temperatura mínima causa redução na ETo. Os menores coeficientes foram observados para maio e junho e os maiores nos meses de setembro a dezembro. Apesar dos aumentos na temperatura do ar mínima mensal para todos os meses, a resposta da ETo foi pequena, devido à baixa magnitude do coeficiente de sensibilidade para a temperatura mínima do ar.

Tabela 11- Coeficientes de sensibilidade (C.S) da ETo para as temperaturas máximas e mínimas, velocidade do vento, insolação e umidade relativa e mudança relativa (M.R) observada na média destas variáveis e seus efeitos na ETo (Var. ETo)

Variável		Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual
Temp. máxima	C. S	0,81	0,79	0,76	0,75	0,74	0,74	0,77	0,80	0,85	0,83	0,81	0,82	0,79
	M.R (%)	-0,88	1,64	0,48	7,55	1,06	1,99	3,97	5,52	6,03	9,65	1,58	2,41	3,36
	Var. ETo (%)	-0,71	1,30	0,37	5,67	0,79	1,48	3,04	4,44	5,15	8,06	1,27	1,97	2,66
Temp. mínima	C. S	-0,10	-0,07	-0,05	-0,04	-0,03	-0,03	-0,05	-0,07	-0,12	-0,12	-0,12	-0,12	-0,08
	M.R (%)	9,69	8,35	8,03	13,91	13,31	14,70	11,52	6,68	7,40	6,18	5,72	8,30	9,25
	Var. ETo (%)	-0,98	-0,60	-0,44	-0,56	-0,44	-0,50	-0,53	-0,43	-0,88	-0,76	-0,69	-1,04	-0,72
Insolação	C. S	0,33	0,36	0,35	0,34	0,31	0,28	0,29	0,31	0,28	0,29	0,29	0,30	0,31
	M.R (%)	-39,59	-25,40	-16,27	-3,61	-16,08	-11,01	-3,20	-3,16	-11,55	11,77	-24,62	-29,38	-14,07
	Var. ETo (%)	-13,01	-9,14	-5,69	-1,23	-4,99	-3,08	-0,91	-0,96	-3,21	3,36	-7,15	-8,74	-4,36
Velocidade do vento	C. S	0,09	0,10	0,12	0,12	0,16	0,20	0,20	0,19	0,15	0,12	0,09	0,09	0,14
	M.R (%)	-65,00	-64,52	-71,98	-79,64	-75,83	-76,23	-71,27	-72,41	-50,34	-48,60	-51,92	-59,92	-64,31
	Var. ETo (%)	-5,84	-6,39	-8,71	-9,78	-12,24	-15,14	-14,51	-13,58	-7,71	-5,75	-4,68	-5,11	-8,74
Umidade relativa	C. S	-0,46	-0,41	-0,40	-0,41	-0,43	-0,46	-0,48	-0,47	-0,53	-0,50	-0,50	-0,51	-0,46
	M.R (%)	1,93	2,42	2,87	-0,03	0,80	0,11	0,81	0,41	-5,01	-9,95	-2,42	-0,59	-0,65
	Var. ETo (%)	-0,90	-1,00	-1,16	0,01	-0,34	-0,05	-0,39	-0,19	2,64	4,95	1,20	0,30	0,30

A sensibilidade da ETo para a velocidade do vento foi positiva, porém, apresentou pequenos valores. Os maiores valores de coeficiente de sensibilidade foram encontrados para os meses de inverno (junho, julho e agosto) e os menores para os meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro), apresentando um coeficiente médio anual de 0,14. Este elemento climático apresentou forte tendência decrescente acarretando forte diminuição na média para todos os meses. Esta redução induziu a diminuição na ETo entre 4,68 e 15,14 % (Tabela 11). Embora a velocidade do vento não seja a variável mais sensível, esta diminuiu significativamente ao longo dos 41 anos analisados, para todos os meses do ano. Desta maneira a tendência decrescente da ETo foi, obviamente, impulsionada pela diminuição da velocidade do vento.

A sensibilidade da ETo para a insolação foi positiva, variando de 0,28 a 0,36. Em razão da maior sensibilidade, as mudanças relativas na média dos elementos climáticos contribuem para as maiores diminuições da ETo. Apenas o mês de outubro apresentou um aumento na ETo.

A insolação apresentou coeficiente de sensibilidade maior do que a velocidade do vento, porém, apesar da redução da insolação não ter sido estatisticamente significativa ao longo de todos os meses do ano, esta variável contribuiu de maneira importante para a tendência decrescente da ETo devido à sua média sensibilidade.

A sensibilidade da ETo para a umidade relativa foi negativa e alta, sendo que depois da temperatura máxima do ar, a umidade relativa é a variável que apresenta maiores efeitos na evapotranspiração. O mês de dezembro apresentou o menor coeficiente (-0,51). A umidade relativa apresentou tendência negativa para o mês de outubro, assim, pode ser observado que foi o mês que apresentou o maior aumento na ETo.

Com o intuito de verificar os efeitos de todas as variáveis meteorológicas estudadas ao mesmo tempo na ETo, foi elaborada a Tabela 12. Nesta tabela, foram inseridos os efeitos de cada variável atuando individualmente na ETo, para cada mês (dados da Tabela 11). Assim, foram somados os efeitos de cada variável atuando conjuntamente.

Tabela 12 - Mudança na ETo devido às mudanças nas variáveis meteorológicas individualmente e seus efeitos combinando as cinco variáveis ao mesmo tempo

Meses do ano	Umidade relativa	Temperatura máxima	Temperatura mínima	Velocidade do vento	Insolação	Total
Janeiro	-0,90	-0,71	-0,98	-5,84	-13,01	-21,44
Fevereiro	-1,00	1,30	-0,60	-6,39	-9,14	-15,83
Março	-1,16	0,37	-0,44	-8,71	-5,69	-15,64
Abril	0,01	5,67	-0,56	-9,78	-1,23	-5,89
Mai	-0,34	0,79	-0,44	-12,24	-4,99	-17,23
Junho	-0,05	1,48	-0,50	-15,14	-3,08	-17,28
Julho	-0,39	3,04	-0,53	-14,51	-0,91	-13,30
Agosto	-0,19	4,44	-0,43	-13,58	-0,96	-10,73
Setembro	2,64	5,15	-0,88	-7,71	-3,21	-4,01
Outubro	4,95	8,06	-0,76	-5,75	3,36	9,86
Novembro	1,20	1,27	-0,69	-4,68	-7,15	-10,05
Dezembro	0,30	1,97	-1,04	-5,11	-8,74	-12,62
Anual	0,30	2,66	-0,72	-8,74	-4,36	-10,86

Desta maneira, é possível observar o comportamento da evapotranspiração ao longo dos meses do ano (Tabela 12). O mês de janeiro apresentou a maior diminuição da ETo (21,44%), devido principalmente à sensibilidade da insolação, aliada à tendência negativa desta variável neste mês. Esta maior redução está em concordância com os resultados obtidos pela análise de regressão, que mostrou a maior redução da ETo mensal, para o mês de janeiro. Para os meses de fevereiro, março, maio e junho, a diminuição total da ETo ficou entre 15 e 17%, sendo que esta redução está principalmente ligada à diminuição da velocidade do vento e da insolação (Tabela 12). O mês de outubro foi o único a apresentar um aumento da ETo (9,86%). Este acréscimo se deve ao forte aumento da temperatura máxima, ao aumento da insolação e à redução significativa da umidade relativa. Neste mês, as únicas variáveis que contribuíram para a redução da ETo foram a velocidade do vento e a temperatura mínima. A redução da ETo anual foi de 10,8%.

4.7 Déficit de precipitação

O déficit de precipitação (DP) foi calculado considerando a ETc diária e a evapotranspiração diária da cultura. Esses valores foram subtraídos da precipitação diária ocorrida durante o ciclo do milho.

O valor positivo ($DP = P - ET_c > 0$) indica excesso de água para atender à necessidade hídrica da cultura e o valor negativo indica um déficit, em termos da necessidade hídrica da cultura.

Como o milho plantado em outubro coincide com o período de maior quantidade de chuvas, foi observado que, para este período, o valor da ET_c superou a quantidade de chuvas em apenas 5 dos 41 anos analisados, sendo que o maior déficit encontrado para este período foi de -67 mm. Neste período, houve em média um excesso de precipitação de 262 mm.

Foram analisadas as variações do déficit de precipitação para o milho safrinha, porque este ciclo da cultura apresenta maiores limitações de água. Foi estudado o comportamento do déficit de precipitação, para os meses de fevereiro, março, abril e maio. Como o mês de junho apresenta apenas poucos dias do ciclo total da cultura, este mês não foi analisado individualmente.

Na Figura 18, observa-se que para todos os meses, houve aumento na quantidade de água disponível para as plantas ($DP > 0$), verificado pela inclinação da reta da equação de regressão linear.

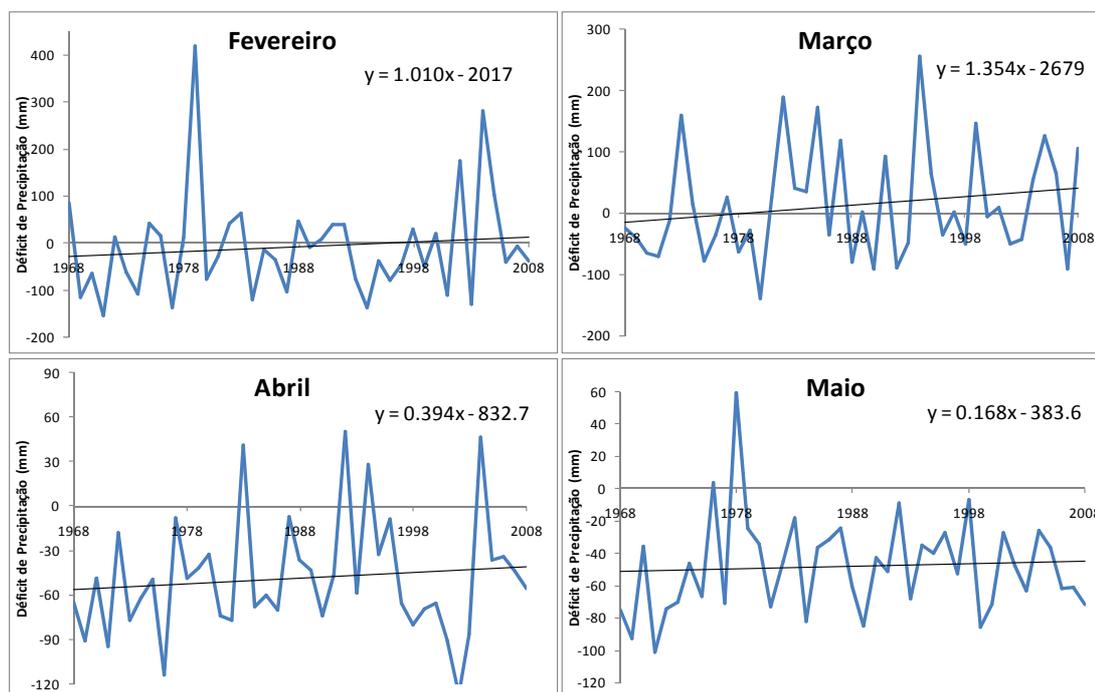


Figura 18 - Déficit de precipitação para a cultura do milho safrinha nos meses de fevereiro, março, abril e maio

A ET_c apresentou certa diminuição em todos os meses, o que acarretou em aumento no valor do DP, sendo que o mês de março teve o aumento mais significativo do DP, devido ao acréscimo da precipitação. O mês de maio apresentou pequeno decréscimo da precipitação, ao longo dos 41 anos,

acarretando o menor aumento do DP, evidenciando nenhuma mudança no déficit de precipitação deste mês. O déficit de precipitação médio para os meses de fevereiro, abril e maio foram de -8,6; -48,7; e 48,1 mm respectivamente. Enquanto que, o mês de março teve em média excesso de precipitação 12,6 mm.

Considerando o ciclo do milho safrinha, pode-se observar a redução da ET_c e pequeno aumento da precipitação, durante o ciclo da cultura (Figura 19). Como observado anteriormente a ET_c apresentou redução da ordem de 2,69 mm/ciclo por ano. Para este mesmo período, a precipitação ocorrida durante o ciclo da cultura teve aumento de 1,08 mm por ano. O déficit médio para o período analisado foi de -118 mm. Na Figura 19 nota-se, claramente, que, em grande parte do período estudado a ET_c supera a precipitação, mostrando a necessidade de complementar a demanda hídrica da cultura.

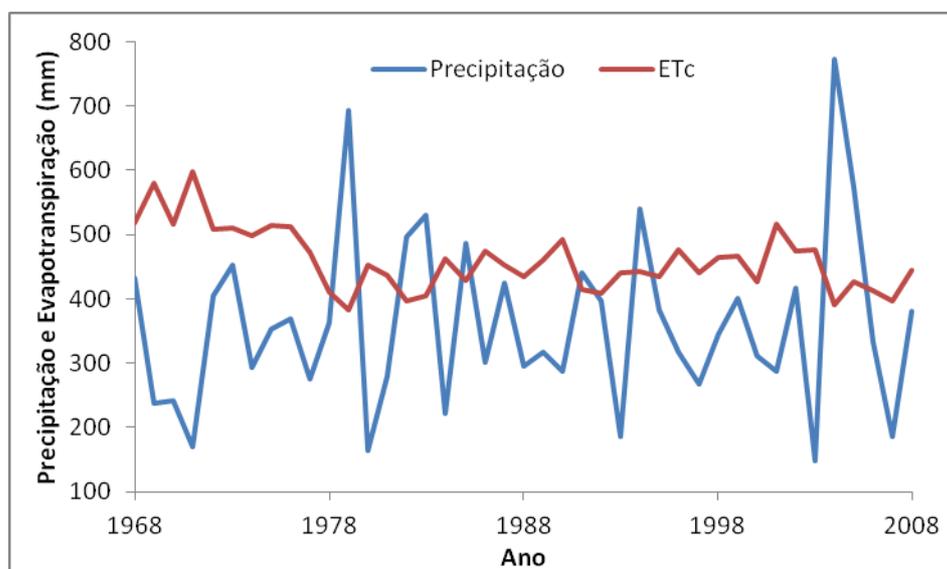


Figura 19 - Precipitação e evapotranspiração da cultura (ET_c) para o milho safrinha ao longo dos 41 anos analisados

Pode-se notar, com base na equação de regressão na Figura 20, que o comportamento do DP, ao longo do tempo, revela uma redução do DP da ordem de 3,78 mm por ano, devido, principalmente, à redução da ET_c e ao pequeno aumento da precipitação.

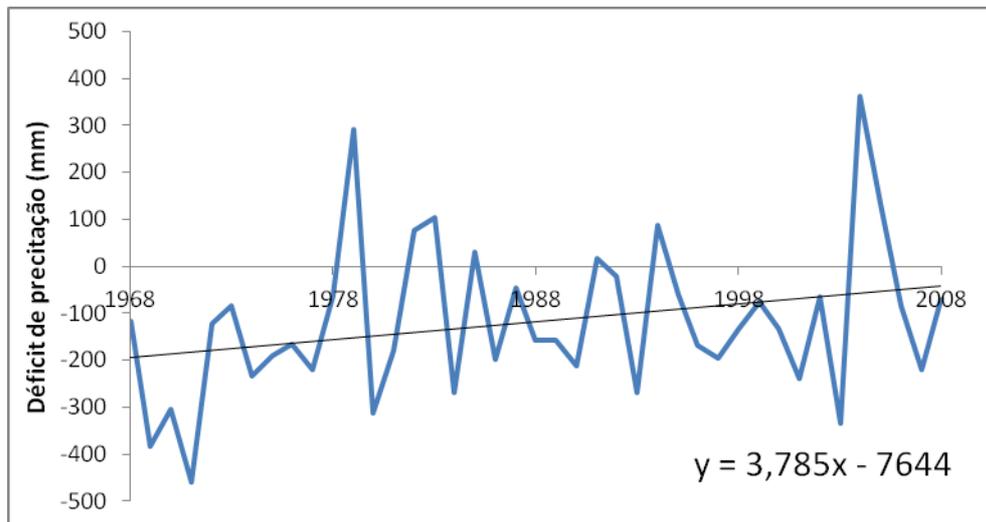


Figura 20 - Déficit de precipitação para o ciclo do milho safrinha, ao longo dos 41 anos analisados

5. SUMÁRIO E CONCLUSÕES

No presente estudo, foram analisados os elementos do clima e o efeito das alterações das condições climáticas na evapotranspiração da cultura do milho para a região de Viçosa MG. Para este fim, foram avaliados 41 anos de dados da estação meteorológica do INMET, com dados de temperatura máxima e mínima do ar, insolação, velocidade do vento, umidade relativa. Assim, foram analisadas as tendências das séries meteorológicas, a sensibilidade das variáveis meteorológicas do modelo de Penman-Monteith (FAO) e, também, o déficit hídrico mensal e do ciclo do milho safrinha.

Diante dos resultados, concluiu-se que:

- As séries de temperaturas máximas do ar apresentaram tendência de aumento para os meses de abril, agosto, setembro, outubro e para a série anual. As séries de dados de temperaturas mínimas do ar mostraram uma tendência de aumento estatisticamente significativa para todos os meses do ano, exceto, o mês de agosto.
- A série de dados de precipitação não apresentou tendência estatisticamente significativa, porém a precipitação anual mostrou redução da ordem de 6,8 mm por década.
- A velocidade do vento apresentou uma forte diminuição para todos os meses do ano. A umidade relativa apresentou tendência à diminuição apenas para o mês de outubro. A insolação apresentou redução para os meses de janeiro, maio e dezembro e para a série anual.
- Diante das tendências analisadas para as séries de dados, foi verificada certa diminuição na evapotranspiração de referência (ET_o) para todos os meses do ano, exceto o mês de outubro. Seguindo o padrão das demais variáveis, a evapotranspiração da cultura do milho (ET_c) apresentou redução

da ordem de 1,98 e 2,69 mm por ano, para o milho de safra normal e o milho safrinha respectivamente.

– Pela análise de sensibilidade, observou-se que o modelo de Penman-Monteith é mais sensível a variável temperatura máxima do ar seguida da umidade relativa, insolação, velocidade do vento e temperatura mínima do ar.

– Os resultados revelam um aumento na quantidade de água disponível para a cultura do milho safrinha. Devido possivelmente à diminuição da evapotranspiração do milho para o período analisado, e o pequeno aumento da precipitação durante a época do ciclo milho safrinha.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUILAR, E.; AUER, I.; BRUNET, M.; PETERSON, T.C.; WIERING, J. **Guidelines on climate metadata and homogenization**. World Meteorological Organization, WMO-TD No. 1186, WCDMP No. 53, Geneva, Switzerland, 55, 2003.
- ALLEN, R. G. **REF-ET**: Reference evapotranspiration calculator, version 2.0. Kimberly:University of Idaho Research and Extension Center, 2000. 76 p.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration**: Guidelines for computing crop water requirements. Rome: FAO, 1998. 300 p. (FAO – Irrigation and Drainage Paper, 56).
- ARAÚJO, W. F.; SAMPAIO, R. A.; MEDEIROS, R. D. Irrigação e adubação nitrogenada em milho. **Scientia Agrícola**, Piracicaba. v. 56, n. 4, p.909-914, 1999.
- BANDYOPADHYAY, A. BHADRA, N. S. RAGHUWANSHI, R. SINGH, J. Temporal Trends in Estimates of Reference Evapotranspiration over India. **Hydrologic Eng.** V.14, p.508-515, 2009.
- BEVEN, K. A sensitivity analyses of the Penman-Monteith actual evapotranspiration e estimates. **Journal of Hydrology**, v. 44, p. 169-190, 1979.
- BRUTSAERT, W.; PARLANGE, M.B. Hydrologic cycle explains the evaporation paradox. **Nature** n. 396. p. 29–30, 1998.
- BUISHAND, T. A. Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. **Journal of Hidrology**, v. 58, p. 11-27, 1982.
- CANTARELLA, H. Adubação do milho "safrinha". In: SEMINÁRIO SOBRE A CULTURA DO MILHO "SAFRINHA", 5. Barretos, 1999. **Anais**. Barretos: CATI, IAC, IEA, p.15-19. 1999.
- CHATTOPADHYAY, N.; HULME, M. Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change. **Agric For Meteorol** v. 87, p. 55–73, 1997.

- COHEN, S.; STANHILL, G. Evaporative climate changes at Bet-Dagan Israel, 1964–1998. **Agric For Meteorol.** n. 111. p. 83–91, 2002.
- CONAB. Acompanhamento da safra Brasileira Safra 2010/2011. Brasília, Fevereiro de 2011. - Disponível em: <http://www.conab.gov.br/OlalaCMS/uploads/arquivos/11_02_09_17_04_07_boletim_fevereiro-11..pdf> Acesso em: 24 fev. 2011.
- CONG, Z.T.; YANG, D.W. Does evaporation paradox exist in China? **Hydrol Earth Syst Sci**, v. 13. p. 357–366, 2009.
- CONRAD, V.; POLLACK, L.W. Methods in Climatology. In: Harvard University Press, **Cambridge, Mass.** p. 459. 1950.
- DINPASHOH, A.Y. Study of reference crop evapotranspiration in I.R. of Iran.” **Agric. Water Manage.** n. 84. p. 123–129. 2006.
- EASTERLING, D.R.; PETERSON, T.C.; KARL, T.R. On the development and use of homogenized climate data sets. **Journal Climate**, v.9, p.1429-1434, 1996.
- FENNESSEY, N. M.; KIRSHEN P. H. Evaporation and Evapotranspiration Under Climate Change in New England, **J. of Water Resources Planning and Management**, v. 120, p.48-69, 1994.
- FREDERICK, K. D.; MAJOR, D. C. Climate Change and Water Resource, **Clim. Change**, v. 37, p. 7–23, 1997.
- GAO, G. CHEN, D.L. REN, G.Y. CHEN, Y. LIAO, Y.M. Spatial and temporal variations and controlling factors of potential evapotranspiration in China: 1956–2000. **J Geogr Sci**, v. 16. p.3–12, 2006.
- GARCIA, J. C.; MATTOSO, M. J. Importância do milho em Minas Gerais. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, v.27, n. 233, p.7-12, jul./ago. 2006.
- GONÇALVES, R. R. V; ASSAD, E. D. Análise de tendências de temperatura mínima do Brasil. In: XVI Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 2009, Belo Horizonte - MG.
- GONG L, XU C.; CHEN D.; HALLDIN S.; CHEN Y.D. Sensitivity of the Penman-Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin. **Journal of Hydrology** **329**. p. 620–629. 2006.
- GOLUBEV, V.S.; LAWRIMORE, J.H.; GROISMAN, P.Y.; SPERANSKAYA, N.A.; ZHURAVIN, S.A.; MENNE, M.J.; PETERSON, T.C.; MALONE, R.W. Evaporation changes over the contiguous United States and the former USSR: a reassessment. **Geophys Res Lett.** n. 28. p. 2665–2668, 2001.
- GOYAL, R. K. Sensitivity of evapotranspiration to global warming: a case study of arid zone of Rajasthan (India), **Agricultural Water Management**, v. 69, p. 1-11, Set 2004.

HERRINGTON, P. Climate Change and the Demand for Water, Department of the Environment, HMSO, London, U.K 1996.

HIRSCH, R.M.; ALEXANDER, R.B.; SMITH, R.A. Selection of methods for the detection and estimation of trends in water quality, **Water Resources Res**, 27, 803-814, 1991.

HOBBINS, M.T.; RAMIREZ, J.A.; BROWN, T.C. Trends in pan evaporation and actual evapotranspiration across the conterminous U.S.: paradoxical or complementary? **Geophys Res Lett**. v. 31. L13503, 2004.

HOUGHTON, J.T.; MEIRA, F, L.G.; B.A. CALLANDER, N.; HARRIS, A.; KATTENBERG, M. K. **Climate Change 1995: The Science of Climate Change**, Cambridge University Press. 1996.

IRMAK, S.; PAYERO, J.O.; MARTIN, D.L.; IRMAK, A.; HOWELL, T.A. Sensitivity analyses and sensitivity coefficients of standardized daily ASCE-Penman-Monteith equation. **J Irrig Drain Eng** v.132 p. 564–578, 2006.

IPCC. HOUGHTON, J.T., DING, Y., GRIGGS, D.J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P.J., DAI, X., MASKELL, K., JOHNSON, C.A. (Eds.), **Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change** Cambridge University Press, 881 pp , 2001.

IPCC. **Climate Change 2007: The Physical Science Basis – Summary for Policy Makers. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.** 21 pp, 2007.

KENDALL, M. G. Rank correlation methods, London: Charles Griffin, 1975.

LAWRIMORE, J.H. Peterson, T.C. Pan evaporation trends in dry and humid regions of the United States. **J Hydrometeorol** n. 1. p. 543–546, 2000.

LEY, T.W.; Hill, R.W.; JENSEN, D.T. Errors in Penman-Wright alfalfa reference evapotranspiration estimates: I. Model sensitivity analysis. **Trans Am Soc Agric Eng** v. 37 p. 1853–186, 1994.

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**. V 150. N.2. p . 298-306. 2009.

LIEBSCHER, H.J., Water balance studies in the experimental basins of Upper Harz mountains. **Hydro Science**. V. 22. P. 283-296. 1977.

LIU, Q.; YANG, Z.; CUI, B.; SUN, T. The temporal trends of reference evapotranspiration and its sensitivity to key meteorological variables in the Yellow River Basin, China, **Hydrological Processes**,v 24(15),p. 2171-2181. 2010

MANN, H. B. Non-parametric test against trend. **Econometrika**, v. 13, p. 245-259, 1945.

MARENGO, J. A. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos na biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI**. Brasília, DF: MMA, 2006. 212p.

MARTIN, P.; ROSENBERG, N.J.; MC KENNEY, M.S. Sensitivity of evapotranspiration in wheat field, afforest and a grassland to change in climate and direct effect of carbon dioxide. **Climate Change**. v. 14. p. 117–151. 1989.

MCCUEN, R. H. The role of sensitivity analysis in hidrologic modeling. **Journal of Hydrology**., n. 18: p. 37–53. 1973.

MCKENNEY, M.S.; ROSENBERG, N.J., Sensitivity of some potential evapotranspiration estimation methods to climate change. **Agric. For. Meteorol.** 64, pp. 81–110. 1993.

MELLO, J.L.P. **Análise de sensibilidade dos componentes da equação de Penman-Monteith-FAO**. Viçosa, MG: UFV, 1998. 78 f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa.

MENZEL, L.; BURGER, G. Climate change scenarios and runoff response in the Mulde catchment (Southern Elbe, Germany). **J Hydrol** v.267, p. 53-64, 2002.

MORAES, J. M.; PELLEGRINO, G.; BALLESTER, M. V.; MARTINELLI, L. A.; VICTORIA, R. L. Estudo preliminar da evolução temporal dos componentes do ciclo hidrológico da bacia do Rio Piracicaba. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 11; SIMPÓSIO DE HIDRÁULICA E RECURSOS HÍDRICOS DOS PAÍSES DE LÍNGUA OFICIAL PORTUGUESA, 2, 1995, Recife. **Anais**. Associação Brasileira de Recursos Hídricos, p. 27-32, 1995.

OHMURA A.; WILD, M. Is the hydrological cycle accelerating? **Science**. n. 298. p. 1345–1346, 2002.

PATUREL, J.E.; SERVAT, E.; VASSILIADIS, A. Sensitivity of conceptual rainfall –runoff algorithms to errors in input data – case of the GR2M model. **J. Hydrol.** p.168, 111–v.125, 1995.

PETERSON, T.C.; GOLUBEV, V.S.; GROISMAN, P.Y. Evaporation losing its strength. **Nature** v.377 p.687–688. 1995.

PETTITT, A. N. A non-parametric approach to the change-point detection. **Applied Statistics**, v. 28, p. 126-135, 1979.

PICANÇO, M. C.; SEMEÃO, A. A.; GALVÃO, J. C. C.; SILVA, E. M.; BARROS, E. C. Fatores de perdas em cultivares de milho safrinha. **Acta Scientiarum, Agronomy**, Maringá, v. 26, n. 2, p. 161-167, 2004.

- PIPER, B.S. Sensitivity of Penman estimates of evaporation to errors in input data. **Agric Water Manage** v.15, p. 279–300, 1989.
- RANA, G.; KATERJI, N. A measurement based sensitivity analysis of the Penman-Monteith actual evapotranspiration model for crops of different height and in contrasting water status. **Theor. Appl. Climatol.**, n. 60. p. 141–149. 1998.
- RODERICK, M.L.; FARQUHAR, G.D. The cause of decreased pan evaporation over the last 50 years. **Science**, v. **298**, p.1410-1411, 2002.
- RODERICK, M.L.; FARQUHAR, G.D. Changes in Australian pan evaporation from 1970 to 2002. **Int J Climatol** v. 24, p. 1077–1090, 2004.
- RODERICK, M.L.; FARQUHAR, G.D. Changes in New Zealand pan evaporation since 1970s. **International Journal of Climatology**, v. 25, p. 2031-2039, 2005.
- RODERICK, M.L.; ROTSTAYN, L.D.; FARQUHAR, G.D.; HOBBS, M.T. On the attribution of changing pan evaporation. **Geophysical Research Letters** v. 34, L17403. 2007. doi:10.1029/2007GL031166
- SAXTON, K. E. Sensitivity analyses of the combination evapotranspiration equation. **Agricultural Meteorology**, v. 15, p. 343-353, 1975.
- SCHNEIDER, S.H.; GLEICK, P.H.; MEARN, L.O. Prospects for climate change. In: Waggoner, P.E. (Ed.), **Climate Change and US Water Resources**. John Wiley and Sons, New York. 1989.
- SEDIYAMA, G.C. Estimativa da evapotranspiração: histórico, evolução e análise crítica. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 4, n. 1, p. i-xii.1996.
- SEN, P.K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. **Journal of the American Statistical Association**. v. 63. p.1379–1389. 1968.
- THOM, H. C. S. **Some methods of climatological analysis**. Genève : World Meteorological Organization (WMO Technical Note, 81), 54 p., 1966.
- THOMAS, A. Spatial and temporal characteristics of potential evapotranspiration trends over China. **Int J Clim**, v. 20. p. 381–396, 2000.
- WANG, H.; XU, S.; SUN, L. Effects of climatic change on evapotranspiration in Zhalong Wetland, Northeast China. **Chinese Geographical Science** v. 16, p. 265–269, 2006.
- WANG, Y.; JIANG, T.; BOTHE, O.; FRAEDRICH, K. Changes of pan evaporation and reference evapotranspiration in the Yangtze River basin. **Theor Appl Climatol** v. 90. p.13–23, 2007.
- WINKE, L. O. L.; DAMÉ, R. C. F.; TEIXEIRA, C. F. A.; MACHADO, A. A.; ROSSKOFF, J. L. C. **Caracterização climática e estudo de tendências nas**

séries temporais de temperatura e precipitação em Pelotas/RS. In: XVII Congresso de iniciação científica, 2008. Pelotas – RS.

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**, 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**, v. 30. n.1-2. p. 81-93. 2006b.

XU, C. Y.; VANDEWIELE, G.L. Sensitivity of monthly rainfall runoff models to input errors and data length. **Hydrol. Sci. J.** n.39 (2), p.157–176. 1994.

YIN, Y.; WU, S.; CHEN, G.; DAI, E. Attribution analyses of potential evapotranspiration changes in china since the 1960s. **Theoretical and Applied Climatology**. v. 101, n.1-2. p. 19-28. 2009.

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

YUE, S.; PILON, P. J.; PHINNEY, B.; CAVADIAS, G. The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. **Hydrol. Processes**. v. 16. p. 1807–1829. 2002.

YUE, S.; PILON, P.; PHINNEY, B. Canadian streamflow trend detection: impacts of serial and cross-correlation **Hydrol. Sci. J.**, v. 48(1). p. 51–64. 2003.

ZHANG, X.; ZWIERS, F. W. Comment on Applicability of prewhitening to eliminate the influence of serial correlation on the Mann-Kendall test by Sheng Yue and Chun Yuan Wang. **Water Resour. Res.** n.40, W03805. 2004