

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS

DETERMINAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO EFETIVA PARA IRRIGAÇÃO
SUPLEMENTAR PELO BALANÇO HÍDRICO HORÁRIO:
UM CASO-ESTUDO EM URUSSANGA, SC.

ÁLVARO JOSÉ BACK

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Engenharia.

Porto Alegre, outubro de 1997

APRESENTAÇÃO

Este trabalho foi desenvolvido no Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sob a orientação do Prof. Raul Dorfman, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, e co-orientado pelo Prof. Robin Clarke, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

AGRADECIMENTOS

Aos professores Raul Dorfman e Robin Clarke, pelas sugestões e orientações, que possibilitaram o desenvolvimento deste trabalho.

Aos demais funcionários do IPH pela atenção, presteza e dedicação.

A Empresa de Pesquisa e Extensão Rural de Santa Catarina, EPAGRI, pela oportunidade concedida e pelo apoio recebido.

Ao colega e amigo Enilto Neubert, pelas proveitosas sugestões.

Aos demais funcionários da Estação Experimental de Urussanga, pelo auxílio nos trabalhos de campo.

A Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior CAPES, pelo suporte financeiro.

A Universidade do Extremo Sul Catarinense, pelo apoio recebido.

Ao professor Eurico Back, pela revisão do trabalho.

A Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pelo curso oferecido.

A meus pais Bruno Back (*in memoriam*) e Hilária Steiner Back, por me ter indicado a forma digna de ascender na vida.

A minha esposa Josiane e minhas filhas Gabriela e Luísa, por terem compreendido as horas de privação e ausência a que foram submetidas.

Dedico, com muito amor, a Josiane, Gabriela e Luísa.

RESUMO

DETERMINAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO EFETIVA PARA IRRIGAÇÃO SUPLEMENTAR PELO BALANÇO HÍDRICO HORÁRIO: UM CASO-ESTUDO EM URUSSANGA, SC.

Autor: ÁLVARO JOSÉ BACK

Orientador: Prof. RAUL DORFMAN

Co-orientador: Prof. ROBIN CLARKE

A irrigação suplementar tem sido recomendada nas regiões de clima úmido, como prática para aumentar a produtividade e reduzir os riscos de ocorrência de déficit hídrico. Para um adequado dimensionamento e manejo do sistema de irrigação é necessário conhecer a frequência e a magnitude da precipitação efetiva. A forma mais comum de determinar a precipitação efetiva é pela realização do balanço hídrico na camada de solo explorado pelas culturas, utilizando-se de longas séries de dados meteorológicos. Como a grande maioria dos dados pluviométricos existentes são dados diários, a técnica do balanço hídrico geralmente é empregada em intervalos diários, quando são feitas algumas simplificações dos processos envolvidos. Uma importante simplificação, geralmente adotada, se refere ao processo de infiltração de água no solo, que, para uma estimativa mais realista, requer as intensidades de precipitação em intervalos horários ou menores.

Este trabalho teve como objetivos ajustar um modelo para desagregar os dados diários de precipitação em dados horários, comparar a precipitação efetiva, determinada pelos modelos de balanço hídrico horário e diário com a precipitação efetiva determinada pelos métodos do SCS e da precipitação dependente, e determinar a precipitação efetiva e a necessidade de irrigação para as culturas do milho e feijão na região de Urussanga, SC. Utilizou-se de uma série de 48 anos de dados diários de chuva e da série de 16 anos dos registros pluviográficos da estação meteorológica de Urussanga (28.31° S, 48.19° W). Com os dados de chuva horária observados, foi ajustado um modelo para gerar séries de 500 anos de precipitação horária. Essas séries geradas foram utilizadas na desagregação dos dados de precipitação diária do período em que não havia a informação horária da chuva. No modelo de balanço hídrico diário, o escoamento superficial foi estimado pela metodologia da Curva Número, e, no modelo de balanço hídrico horário, a infiltração foi estimada pela equação de

Green-Ampt adaptada para chuva de intensidade variável. Foram considerados quatro tipos de solos com diferentes potenciais de gerar escoamento superficial. Para a validação do modelo foi conduzido um experimento com a cultura do milho, onde a umidade do solo estimada pelo modelo foi comparada com a umidade observada.

Os resultados obtidos possibilitaram concluir: a) o modelo estocástico ajustado gerou as séries de dados horários mantendo as características estruturais da chuva observada; b) após a desagregação dos dados diários essas características são preservadas de maneira satisfatória; c) o critério de dimensionamento do projeto de irrigação pela diferença entre a evapotranspiração e a precipitação provável causa uma expressiva subestimativa de necessidade de irrigação; d) a precipitação efetiva média mensal estimada pelo método do Serviço de Conservação de Solos dos Estados Unidos apresenta valores superiores aos valores obtidos pelo balanço hídrico diário e horário; e) a inclusão da metodologia da Curva Número no balanço hídrico diário não resulta em diferença na precipitação efetiva para solos com CN variando de 60 até 90; f) o modelo de balanço hídrico horário apresentou diferenças na precipitação efetiva, sendo as diferenças mais acentuadas nos meses caracterizados pelas chuvas mais intensas, e também quanto maior o potencial do solo em gerar escoamento superficial; g) a necessidade de irrigação na cultura do milho com período de retorno de 5 anos varia conforme a época de plantio, entre valores de 125 a 210 mm para o solo argilo-arenoso e, de 75 a 175 mm para um solo franco-argilo-arenoso; h) para a cultura do feijão esses valores variam de 90 a 160 mm no solo argilo-arenoso e, de 67 a 140 mm no solo franco-argilo-arenoso. Verificou-se ainda que o modelo de balanço hídrico horário simulou valores de umidade do solo com boa concordância com os valores observados, sendo considerado válido para as condições de solo e cultura em que se desenvolveu o estudo.

Palavras-Chaves: Precipitação efetiva, irrigação suplementar, balanço hídrico, infiltração, desagregação.

ABSTRACT

EFFECTIVE RAINFALL DETERMINATION FOR SUPPLEMENTAL IRRIGATION
THROUGH HOURLY WATER BALANCE: A CASE STUDY IN URUSSANGA, SC

by ÁLVARO JOSÉ BACK

Adviser: RAUL DORFMAN, Ph.D.

Co-Adviser: ROBIN CLARKE, Ph.D.

Supplemental irrigation has been widely recommended in wet regions as a way to increase the area's productivity and to reduce the risk of water deficiency. The appropriate design and management of irrigation systems, however, can only be successfully performed if we know the actual frequency and volume of effective rainfall. Such information is usually obtained by performing a water balance in the cropped soil using a series of meteorological data. Since rainfall-wise data are gathered on a daily basis the water balance technique is usually conducted at daily intervals, the processes involved being somehow simplified. One important simplification generally adopted is about the infiltration process, which generally requires the intensity of rainfall to be measured in hourly intervals, sometimes even less.

This study has aimed at transforming the already existing daily rainfall data into hourly data, comparing the data obtained through the daily and hourly water balance models with the rainfall related information obtained through the SCS and dependent rainfall methods, and then determining the actual rainfall volume and frequency and the need for irrigation in the Urussanga-SC corn and beans crops. We have worked with rainfall-wise data collected on a daily basis over 48 years and 16 years of pluviographic records entered into by the Meteorological Observing Station located in the city of Urussanga, state of Santa Catarina (28.31° S, 48.19 ° W). The hourly rainfall data served as a basis for the creation of a new model, one that has enabled us to simulate 500 years of hourly measured rainfall. The simulated data was then used to simulate hourly data concerning the rainfall in the periods in which such informations was not available. As for the daily water balance model, runoff was estimated through the Curve Number methodology while in the water balance model, the Green-Ampt equation (adapted for variable rainfall intensity) was used to estimate seepage. We have analyzed four types of soil with different runoff potential. In order to prove the

validity of our new model, we then made an experiment with the corn crop, comparing the soil moisture data obtained through our model with the verified moisture.

The results obtained in such experiment have enabled us to conclude that: the new adapted stochastic model has simulated a series of hourly rainfall data without altering the structural characteristic of the observed rainfall; these characteristics have been maintained in a satisfactory way, even after the simulation of the daily data; the criterion for dimensioning the irrigation project through the difference between the evapotranspiration and the probable rainfall deeply affects the estimations on the need for irrigation; the average monthly effective rainfall estimated by the American Soil Conservation Service shows values superior to those obtained in the daily and hourly water balance, the biggest difference being evidenced in the soils with a higher runoff potential; the inclusion of the Curve Number methodology in the daily water balance does not lead to any difference concerning the effective rainfall in soils with a CN ranging from 60 to 90, leading us to underestimate the need for irrigation in the soils with a higher runoff potential; the hourly water balance model points to differences in the effective rainfall, especially in the periods of more intense rainfall and in the soils with a higher runoff potential; the need for irrigation in the corn crops with a five-year return period varies from 125 to 210 mm in sandy-clay soils and from 75 to 175 mm in sandy-clay-loam soils, depending on the time of planting; as for the beans crops, these values vary from 60 to 160 mm in sandy-clay and from 67 to 140 mm in a sandy-clay-loam soil. We have also concluded that the hourly water balance model has simulated soil moisture values which perfectly match the observed values, and therefore such model can be considered suitable for the soil conditions and the type of crops of this study.

Key Words: Effective Rainfall, Supplemental Irrigation, Water Balance, Seepage, Simulation.

SUMÁRIO

CAPÍTULO	pg.
	i
APRESENTAÇÃO.....	
RESUMO	ii
ABSTRACT.....	iv
SUMÁRIO.....	vi
LISTA DE TABELAS.....	viii
LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE SÍMBOLOS	xii
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS.....	4
3. REVISÃO DE LITERATURA.....	5
3.1. Irrigação Total e Irrigação Suplementar	5
3.2. Precipitação Efetiva	6
3.3. Modelos de Balanço Hídrico	9
3.4. Infiltração	18
3.5. Evapotranspiração	24
3.6. Modelagem da Precipitação	27
3.7. Desagregação da Precipitação	31
4. MATERIAL E MÉTODOS	33
4.1. Dados Meteorológicos Utilizados	32
4.2. Desagregação da Precipitação	35
4.3. Cálculo da Evapotranspiração de Referência	42
4.4. Modelo de Balanço Hídrico.....	46
4.5. Comparação dos Modelos de Precipitação Efetiva	54
4.6. Aplicação do Modelo.....	55
4.7. Validação de Campo	61
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	62
5.1. Modelagem da Precipitação	62
5.2. Evapotranspiração de Referência	73

	vii
5.3. Comparação dos modelos de precipitação efetiva	76
5.4. Aplicação do Modelo.....	93
5.4.1. Balanço Hídrico da Cultura do Milho.....	93
5.4.2. Balanço hídrico da Cultura do Feijão	100
5.5. Validação de Campo	106
6. CONCLUSÕES	113
7. RECOMENDAÇÕES	115
8. LITERATURA CITADA	116

LISTA DE TABELAS

TABELA	pg.
4.1. Valores médios mensais das variáveis meteorológicas registradas na estação meteorológica de Urussanga, SC.....	34
4.2. Exemplo da seqüência utilizada na comparação dos dados para a desagregação..	41
4.3. Parâmetros do solo considerados na comparação dos modelos de balanço hídrico	55
4.4. Data de plantio e ciclo do milho entre o plantio e florescimento masculino.....	56
4.5. Duração do ciclo da cultura do feijão.....	57
4.6. Duração das fases fenológicas, profundidade do sistema radicular (PSR) e coeficiente de cultura (Kc) para o milho	57
4.7. Duração das fases fenológicas, profundidade do sistema radicular (PSR) e coeficiente de cultura (Kc) da cultura do feijão da safra.....	58
4.8. Duração das fases fenológicas, profundidade do sistema radicular (PSR) e coeficiente de cultura (Kc) da cultura do feijão da safrinha.....	58
4.9. Parâmetros do solo utilizados no modelo de balanço hídrico.....	60
5.1. Valores históricos observados (1); e estimados pelo modelo (2), obtidos da série gerada (3), e da série de dados desagregada (4) da média e da variância (var), autocovariância (cov), coeficiente de autocorrelação (cor) e probabilidade do intervalo ser seco (pd), da chuva horária observada em Urussanga no período de 01/10/1980 a 31/12/1996, agrupada nos intervalos de 1, 6, 12 e 24 horas	63
5.2. Parâmetros do modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis modificado.....	66
5.3. Freqüência relativa de intervalos secos [$\phi_d(1)$] e precipitação média [$\mu_x(1)$] nos diferentes intervalos horários para os meses de janeiro, fevereiro, março e abril da chuva observada em Urussanga, SC, no período de 1981-1996.....	70
5.4. Freqüência relativa de intervalos secos [$\phi_d(1)$] e precipitação média [$\mu_x(1)$] nos diferentes intervalos horários para os meses de maio, junho, julho e agosto da chuva observada em Urussanga, SC, no período de 1981-1996	71

5.5.	Frequência relativa de intervalos secos [$\phi_d(1)$] e precipitação média [$\mu_x(1)$] nos diferentes intervalos horários para os meses de setembro, outubro, novembro e dezembro da chuva observada em Urussanga, SC, no período de 1980-1996.....	72
5.6.	Valores das médias e variâncias da evapotranspiração de referência (ET _o), da evapotranspiração de referência dos dias secos (ET _{os}) e evapotranspiração de referência dos dias chuvosos (ET _{oc}) por pântada, para Urussanga, SC, referente ao período de 10/1980 a 12/1996.....	74
5.7.	Dados médios mensais do balanço hídrico diário de Urussanga, SC, do período de 1949-1996 (CAD = 100 mm)	77
5.8.	Dados médios mensais do balanço hídrico horário de Urussanga, SC, do período de 1949-1996 (CAD = 100 mm).....	78
5.9.	Precipitação efetiva média mensal determinado pelos diferentes modelos.....	83
5.10.	Dados médios do balanço hídrico da cultura do milho durante o período crítico para diferentes épocas de plantio.....	93
5.11.	Dados médios do balanço hídrico da cultura do feijão	100
5.12.	Valores de precipitação e escoamento superficial observado e estimado pelo modelo pelo modelo de balanço hídrico horário	107
5.13.	Valores médios dos componentes do balanço hídrico simulado	110

LISTA DE FIGURAS

FIGURA	Pg.
4.1. Representação do modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis modificado..	40
4.2. Curva Kc da cultura do milho nas as diferentes datas de plantio.....	59
4.3. Curva de Kc para a cultura do feijão da safra e safrinha	60
5.1. Valores observados de precipitação média no intervalo de uma hora (Média(1)), e da frequência relativa de dias secos (pd(24)), em Urussanga, SC.	65
5.2. Variação sazonal dos parâmetros do modelo λ (h^{-1}) e μ_x ($mm.h^{-1}$) de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis modificado	67
5.3. Variação sazonal dos valores esperados do número de células (E[C]) e da duração das células (E[1/ η]).....	67
5.4. Valores médios de evapotranspiração de referência (ETo), da evapotranspiração de referência dos dias secos (ETos) e evapotranspiração de referência dos dias chuvosos (EToc) por pântada.....	73
5.5. Escoamento superficial estimado pelo modelo de balanço hídrico diário (BHD) e pelo modelo de balanço hídrico horário (BHH) para solos com CAD de 100 mm.....	82
5.6. Evapotranspiração média mensal (ETm), precipitação efetiva média mensal determinada pelo método do SCS, e pelos modelos de balanço hídrico diário (BHD) e horário (BHH) para diferentes solos com CAD de 100 mm	85
5.7. Frequência relativa acumulada da precipitação total e da precipitação efetiva determinada pelos diferentes modelos para os meses de janeiro a março	87
5.8. Frequência relativa acumulada da precipitação total e da precipitação efetiva determinada pelos diferentes modelos para os meses de abril a junho	88
5.9. Frequência relativa acumulada da precipitação total e da precipitação efetiva determinada pelos diferentes modelos para os meses de julho a setembro	89
5.10. Frequência relativa acumulada da precipitação total e da precipitação efetiva determinada pelos diferentes modelos para os meses de outubro a dezembro	90
5.11. Evapotranspiração máxima e precipitação efetiva para cultura do milho cultivado em solo argilo-arenoso e franco-argilo-arenoso nas datas de 01/08, 01/09 e 01/10.....	96

5.12. Evapotranspiração máxima e precipitação efetiva para cultura do milho cultivado em solo argilo-arenoso e franco-argilo-arenoso nas datas de 01/11, 01/12 e 01/01	97
5.13. Frequência relativa acumulada da necessidade de irrigação do milho no solo argilo-arenoso e franco-argilo-arenoso em diferentes datas de plantio.....	99
5.14. Evapotranspiração máxima e precipitação efetiva para o feijão da safra em solo argilo-arenoso e franco-argilo-arenoso.....	102
5.15. Evapotranspiração máxima e precipitação efetiva para o feijão da safrinha em solo argilo-arenoso e franco-argilo-arenoso.....	103
5.16. Frequência relativa acumulada da necessidade de irrigação em feijão.....	105
5.17. Variação no armazenamento de água medido e simulado pelo modelo de balanço hídrico.....	112

LISTA DE SÍMBOLOS

ALT = alteração no armazenamento (mm)

ARM = armazenamento (mm)

ARMcri = armazenamento crítico (mm)

atm = atmosfera

a1 = coeficiente da equação de Angstron

a2 = coeficiente da equação de Angstron

b = coeficiente angular da função entre armazenamento e negativo acumulado

BHD = balanço hídrico diário

BHH = balanço hídrico horário

CAD = capacidade de água disponível (mm)

cm = centímetro

CN = coeficiente de escoamento

Cov[] = autocovariância de [] (mm²)

Cp = indicador de empoçamento da superfície

Cu = indicador de empoçamento da superfície

d = dia

DEF = déficit de água (mm)

Dp = percolação profunda (mm)

d_r = distância relativa da terra ao sol (rad)

e_a = pressão de saturação de vapor (kPa)

e_d = pressão atual de vapor (kPa)

e_d (T_{min}) = pressão de vapor a temperatura mínima (kPa)

e_d (T_{max}) = pressão de vapor a temperatura máxima (kPa)

E[] = valor esperado de [] (mm)

ETm = evapotranspiração máxima (mm)

ETo = evapotranspiração de referência (mm)

ETp = evapotranspiração potencial (mm)

ETr = evapotranspiração real (mm)

exp = exponencial

f = velocidade de infiltração (mm h⁻¹)

F = lâmina total infiltrada (mm)

F_p = lâmina infiltrada até o tempo de empocamento (mm)
 f_i = função analítica
 f_0 = valor observado
 G = fluxo de calor sensível no solo ($\text{MJ.m}^2.\text{d}^{-1}$)
 h = hora
 I_a = perdas iniciais (mm)
 ins = horas de brilho solar (h)
 I_p = intensidade de precipitação (mm h^{-1})
 I_r = irrigação (mm)
 J = dia do ano
 k = índice do mês (1 para janeiro, 2 para fevereiro ...)
 K_c = coeficiente de cultura
 kg = quilograma
 K_o = condutividade hidráulica saturada (mm h^{-1})
 kPa = quilo Pascal
 K_s = condutividade hidráulica (mm h^{-1})
 Ln = logaritmo neperiano
 MJ = megajoule
 M = diferença entre a umidade de saturação e a umidade atual ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)
 m = metro
 mm = milímetro
 N = duração astronômica do dia (h)
 p = fator de disponibilidade
 P = precipitação (mm)
 P_a = pressão atmosférica (kPa)
 P_{ef} = precipitação efetiva (mm)
 P_{et} = diferença entre a infiltração e a evapotranspiração (mm)
 P_r = probabilidade
 R = escoamento superficial (mm)
 r = albedo
 R_a = radiação no topo da atmosfera ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)
 rad = radianos
 R_b = saldo do balanço de ondas longas ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

R_n = saldo de radiação na superfície ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

R_{ns} = saldo do balanço de ondas curtas ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

s = segundo

S = capacidade de armazenamento (mm)

S_f = parâmetro da equação de Green-Ampt (mm)

$SQDD$ = soma de quadrado da diferença diária

T = temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C}$)

t = tempo de duração da precipitação (h)

T_{max} = temperatura máxima do ar ($^{\circ}\text{C}$)

T_{min} = temperatura mínima do ar ($^{\circ}\text{C}$)

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

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

t_p = tempo de empoçamento (h)

t_s = pseudo-tempo (h)

UR = umidade relativa (%)

UT = unidade térmica ($^{\circ}\text{C}$)

U_2 = velocidade do vento medido a 2 m de altura (m s^{-1})

U_{zv} = velocidade do vento medido a altura z_v (m s^{-1})

$\text{Var} []$ = variância de $[]$ (mm^2)

z = altitude do local (m)

z_v = altura em que é medido a velocidade do vento (m)

W = ascensão capilar

$^{\circ}\text{C}$ = graus celsius

$^{\circ}\text{K}$ = graus kelvin

% = percentagem

α = parâmetro de forma da distribuição gama

υ = parâmetro de escala da distribuição gama

β = parâmetro do modelo de MPRBL

δ = declividade da curva de pressão de saturação ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)

ϕ = parâmetro do modelo de MPRBL

ϕ_d = proporção de intervalos secos

γ = constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)

γ^* = constante psicrométrica modificada ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)

η = parâmetro do modelo de MPRBL

ϕ = latitude do local (rad)

τ = retardo (h)

ψ = declinação solar (rad)

κ = parâmetro do modelo de MPRBL

λ = parâmetro do modelo de MPRBL

λ_c = calor latente de evaporação (MJ kg^{-1})

μ_x = valor esperado da intensidade da célula (mm h^{-1})

μ_c = valor esperado do número de células

$\mu_k(h)$ = média observada para o intervalo de tempo h no mês k

π = pi

ρ = coeficiente de autocorrelação

ϖ_s = ângulo do por do sol (rad)

σ = constante de Stefan Boltzmann

ΔA = variação no armazenamento (mm)

Σ = somatório

$\gamma_{i,j,k}^h$ = precipitação do j-ésimo intervalo, do ano i e mês k (mm)

$\gamma(h)$ = variância observada para o intervalo h (mm^2)

$\gamma(h,1)$ = autocovariância com retardo 1 observada (mm^2)

$\rho(h,1)$ = coeficiente de autocorrelação com retardo 1 observado

1. INTRODUÇÃO

A produtividade das principais culturas nas regiões de clima úmido apresenta grande variabilidade temporal e espacial, sendo a queda na produtividade associada com a ocorrência de déficits hídricos no solo, nos períodos de escassez de precipitação. A ocorrência e a magnitude do déficit dependem de fatores tais como as condições meteorológicas, as características da planta, o tipo e a natureza das características físico-hídricas do solo. A irrigação tem sido recomendada como prática para aumentar a produtividade e reduzir os riscos da agricultura.

A maioria dos trabalhos relacionados com a irrigação é desenvolvida para atender as regiões que possuem períodos bem definidos com pouca ou quase nenhuma precipitação. Nessas regiões, o projeto de irrigação é dimensionado para atender a todas as necessidades hídricas da cultura, chamado de irrigação total, e o efeito da irrigação na produção é mais previsível, facilitando a análise econômica dos investimentos.

Nas regiões com precipitação distribuída ao longo do ano, o projeto de irrigação deve ser dimensionado de forma a complementar a precipitação natural em alguns períodos e em alguns anos com insuficiente precipitação, isto é, a irrigação deve ser utilizada para cobrir as necessidades hídricas não atendidas pela precipitação natural. Para essas regiões não existem metodologias adequadas para o dimensionamento e manejo do projeto, sendo geralmente empregadas as mesmas técnicas desenvolvidas para as regiões áridas e semi-áridas, o que implica num superdimensionamento do projeto. Como nessas regiões o efeito da irrigação não é tão previsível, por depender da distribuição da precipitação e também pelo fato de geralmente a irrigação proporcionar menor retorno marginal, esses projetos podem não ser lucrativos, principalmente quando não são dimensionados e manejados adequadamente.

O manejo adequado da irrigação deve ser realizado de forma a maximizar o uso da água da precipitação natural, minimizando a irrigação suplementar, tendo como benefícios a economia de energia na captação e condução de água de irrigação, uso de estruturas e equipamento de menor custo e ainda redução nas perdas de solo e nutrientes. Portanto, é de grande importância o conhecimento da contribuição da precipitação natural no atendimento da demanda hídrica das culturas.

Para a prática da irrigação, “precipitação efetiva” seria a parcela da precipitação total que é utilizada para atender às necessidades da cultura durante o seu desenvolvimento. A

quantidade de água necessária para suplementar a chuva efetiva, é específica para cada projeto de exploração agrícola, dependendo basicamente do clima, do solo e da planta. Como a precipitação natural é caracterizada pela aleatoriedade e somente uma fração é aproveitada pelas plantas, surge a dificuldade de quantificar a precipitação efetiva e de estabelecê-la em termos de risco.

A maioria dos textos de irrigação não aborda com detalhe o assunto de precipitação efetiva, e todas as orientações e recomendações para o dimensionamento e manejo dos projetos são baseados nas metodologias desenvolvidas para a irrigação total. Os técnicos que trabalham na área de irrigação em Santa Catarina têm reclamado da falta de informações que permitam definir a necessidade de irrigação e dimensionar um projeto de irrigação adequado as condições climáticas locais.

Alguns autores recomendam dimensionar o projeto de irrigação, baseado na diferença entre a evapotranspiração e a precipitação natural com determinado nível de probabilidade de ser igualada ou superada, chamado de precipitação dependente ou precipitação provável. Embora esse critério inclua o fator de risco, não considera a efetividade da chuva e pode assim subestimar a necessidade de irrigação. Outros autores recomendam calcular a precipitação efetiva pela metodologia do Serviço de Conservação de Solos dos Estados Unidos, em que a precipitação efetiva média mensal é estimada em função do total de precipitação e da evapotranspiração no mês, considerando a capacidade do armazenamento do solo. Essa metodologia, que foi desenvolvida com base em dados de balanços hídricos diários, em que não foram consideradas a influência da intensidade da precipitação nem a capacidade de infiltração dos solos, não foi proposta para períodos e frequência diferente da média mensal, e a sua utilização carece de estudos para verificar a adequação as condições meteorológicas locais.

Com as atuais facilidades computacionais, a metodologia usada para determinar o conteúdo de água no solo e, conseqüentemente, o déficit, é o balanceamento das entradas e saídas de água do solo com a inclusão dos fatores físicos intervenientes no processo. Se todas as peculiaridades dos elementos que influenciam o balanço de água no solo fossem considerados, o balanço se tornaria excessivamente complexo. Esse fato induz a necessidade de serem feitas considerações simplificadoras nos processos envolvidos. Outra limitação no emprego de modelos de balanços hídricos mais complexos é a exigência de informações detalhadas de variáveis climáticas, do solo e das plantas, nem sempre disponíveis.

A complexidade dos balanços hídricos tem provocado um esforço contínuo no meio técnico, no sentido de propor e testar modelos com vários níveis de detalhes e diferentes considerações simplificadoras, com o objetivo de estimar a necessidade de água das plantas. Mesmo assim, na maioria dos modelos, a simplificação é tão grande que são descaracterizados importantes processos.

Uma importante simplificação considerada na maioria dos modelos se refere à infiltração de água no solo. Esse processo é de grande importância prática, pois, quando a velocidade de infiltração é um fator limitante, o balanço de água na zona radicular pode ser drasticamente afetado.

Para o estudo da infiltração da água no solo, quanto menor o tempo de resolução da intensidade da precipitação, maior a precisão da resposta, porém há, um aumento do tempo de processamento do modelo. A intensidade de precipitação diária não caracteriza bem a infiltração, e os valores horários situam-se numa faixa de resolução que, além de caracterizar adequadamente o processo de infiltração, não demandam grande tempo de processamento.

Como a grande maioria dos dados meteorológicos existentes no Brasil são de base diária, em geral os modelos de balanço hídrico utilizados não consideram o processo de infiltração, ou consideram de forma simplificada, dado pela quantidade diária de precipitação. O uso desses modelos de balanço hídrico pode superestimar a precipitação efetiva com a conseqüente subestimativa da necessidade de irrigação. Nos locais com chuvas de alta intensidade e com solos de alto potencial de escoamento superficial o modelo de balanço também deve estimar de forma adequada o processo de infiltração e escoamento superficial.

Com a utilização de metodologias que permitam desagregar dados de chuva diária em dados horários e dispondo de uma longa série de dados pluviométricos, pode-se proceder ao balanço hídrico mais realístico, para avaliar a frequência da precipitação efetiva e da necessidade de irrigação suplementar.

O litoral Sul do estado de Santa Catarina é a região que apresenta o maior risco de déficit hídrico para as culturas. As principais culturas anuais em área plantada na região são as culturas do milho e feijão, que apresentam produtividade altamente variável de acordo com o regime pluviométrico durante o ciclo de desenvolvimento. Como os dados meteorológicos representativos dessa região, utilizados nos estudos agroclimáticos, são coletados na estação meteorológica de Urussanga, e pela maior facilidade para o estudo de validação do modelo, o trabalho foi desenvolvido com os dados dessa estação.

2. OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo geral elaborar um modelo que permita determinar a necessidade de irrigação suplementar e a precipitação efetiva, considerando-se as características de intensidade, duração e frequência das precipitações, as características do solo e da cultura. Os objetivos específicos são:

1)- ajustar um modelo de desagregação da chuva diária em chuva horária, capaz de manter as características estruturais da chuva;

2)- comparar a necessidade de irrigação e a precipitação efetiva quando determinado pelo balanço hídrico diário e o balanço hídrico horário com a precipitação efetiva determinada pelo método do Serviço de Conservação de Solos dos Estados Unidos (SCS 1967);

3)- determinar a necessidade de irrigação e a precipitação efetiva com bases probabilísticas para as culturas do milho e feijão na região de Urussanga, S.C.

3. REVISÃO DE LITERATURA

3.1. Irrigação Total e Irrigação Suplementar

Embora o total anual de precipitação supere a evapotranspiração nas regiões úmidas, a má distribuição das chuvas causa freqüentes períodos de deficiência hídrica, que, dependendo da intensidade e do período, causam prejuízos à produção agrícola. Nesses locais, a irrigação é recomendada para complementar a precipitação natural, chamada de irrigação suplementar.

MAROUELLI (1983) afirma que a grande maioria dos projetos de irrigação no Brasil são dimensionados em termos de irrigação total, visando a cobrir as necessidades hídricas da planta, não considerando a contribuição da precipitação. RAMOS (1986) cita que nos projetos de irrigação, utiliza-se, para fins de dimensionamento dos mesmos, a necessidade máxima de água da cultura. Para fins de manejo, a tendência atual é viabilizar o aproveitamento das águas de chuva, com a inclusão da chuva efetiva como água disponível às plantas, reduzindo assim os custos de operação e manutenção do sistema. Para SAAD (1990), o dimensionamento de projeto de irrigação total é válido, quando se trata de regiões áridas e semi-áridas, como é o caso de determinadas regiões do Nordeste brasileiro. Em se tratando de regiões úmidas e semi-úmidas, tal prática resulta num superdimensionamento de sistemas de irrigação.

BERNARDO (1989) afirma que, quando a quantidade de irrigação necessária for superestimada, se tem como consequência sistemas de irrigação superdimensionados, o que encarece o custo de irrigação por unidade de área, bem como leva à aplicação excessiva de água.

Algumas razões da elaboração de projetos de irrigação em termos de irrigação total são citadas por MAROUELLI (1983), dentre elas, a falta de informações climáticas e da análise de características da distribuição da precipitação atmosférica e o fato de que as técnicas baseadas em critérios probabilísticos envolvem riscos que muitas vezes desencorajam o produtor rural a adotá-las na agricultura. DORFMAN (1985) mostrou que é economicamente viável a redução da dotação de irrigação, utilizando-se informações obtidas de balanços hídricos estocásticos.

Vários autores (DOOREMBOS e PRUITT, 1977, SILVA et al., 1988; SAAD, 1990) recomendam dimensionar o projeto de irrigação com o balanço entre a evapotranspiração e a precipitação com certo nível de probabilidade, sendo indicado geralmente o valor médio para evapotranspiração potencial, e o valor de precipitação que é igualada ou superada com certa probabilidade, chamada de precipitação dependente ou precipitação provável. Nesse sentido, foram realizados vários trabalhos (BERNARDO e HILL, 1978; FRIZONE, 1979, ASSIS, 1993), determinando a precipitação provável em períodos semanais, decendiais ou mensais. Como a quantidade de água necessária para suplementar a chuva efetiva, é específica para cada projeto, dependendo das condições de clima, do solo e da planta, uma simples análise da distribuição probabilística dos totais precipitados parece não ser adequado para o dimensionamento dos projetos de irrigação, podendo subdimensionar a necessidade de irrigação.

3.2 Precipitação Efetiva

A precipitação pluvial é a principal entrada natural de água no sistema agro-hidrológico. Porém nem toda água precipitada sobre uma determinada área é utilizada pelas plantas, pois parte é interceptada pela vegetação, parte pode escoar superficialmente ou ser perdida por percolação abaixo da camada do solo explorado pelo sistema radicular das culturas.

O termo precipitação efetiva tem sido interpretado diferentemente não somente por especialistas nas diferentes áreas, como também por diferentes pesquisadores dentro da mesma área de conhecimento. Para a hidrologia de superfície, a precipitação efetiva é a porção da água da precipitação total que escoar superficialmente. Para os hidrogeólogos, a precipitação efetiva é a porção da precipitação que contribui para os aquíferos subterrâneos. No campo da agronomia, a precipitação efetiva é a fração da água de chuva que atende diretamente às necessidades das plantas, ou seja, é a precipitação total deduzida das perdas por escoamento superficial e por percolação abaixo da zona radicular de uma cultura.

HERSHFIELD (1964) define precipitação efetiva como a parte da precipitação total durante a estação de crescimento da cultura, que está disponível para o uso consuntivo da cultura, definição semelhante a apresentada pelo SCS (1967). Todas essas definições

apresentadas não levam em consideração as necessidades de água de uso não consuntivo, como necessidade de umidade para o preparo do solo e lixiviação de sais.

Vários fatores influem na proporção da precipitação total que é efetiva, sendo que esses fatores podem atuar isoladamente ou interagir com outros. Qualquer fator que afeta a infiltração, o escoamento superficial ou a evapotranspiração, tem influência no valor de precipitação efetiva. DASTANE (1974) descreve o efeito de uma série de fatores na precipitação efetiva.

A avaliação da precipitação efetiva envolve medição da precipitação total e irrigação, das perdas por escoamento superficial, da percolação além da profundidade do sistema radicular da planta e também da depleção do teor de umidade do solo devido ao componente de evapotranspiração. As informações sobre o tipo de solo, principalmente do perfil explorado pelo sistema radicular, também são necessários. As medições podem ser feitas direta ou indiretamente, cada componente isoladamente ou de forma integrada.

HERSHFIELD (1964) desenvolveu um nomograma para estimar a precipitação efetiva média durante o período de desenvolvimento da cultura a partir de dados de precipitação média e evapotranspiração média do período e da quantidade de irrigação aplicada. Esses nomogramas foram desenvolvidos, usando-se o cálculo do balanço hídrico baseado em dados climáticos de 50 anos de 22 estações climatológicas dos Estados Unidos. Essa metodologia também permite estimar a precipitação efetiva para frequência diferente da média anual.

O Serviço de Conservação de Solos do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (SCS, 1967) desenvolveu o método de estimar a precipitação efetiva, baseado nos mesmos dados utilizados por HERSHFIELD (1964). Foi realizado o balanço simplificado da umidade do solo, considerando-se a precipitação diária e a irrigação como entrada de água, e subtraindo o uso consuntivo. Esse método não considera a capacidade de infiltração do solo, nem a intensidade das chuvas. A precipitação efetiva média mensal é estimada a partir da precipitação total e da evapotranspiração média mensal. O método apresenta ainda outras limitações como o intervalo mensal e também não fornece dados de precipitação efetiva para frequência diferente da média mensal.

DASTANE (1974) descreve vários métodos empíricos para medir e calcular a precipitação efetiva, entre eles os métodos da variação do teor de umidade do solo, método do balanço hídrico, método do medidor integrado, método de Ramdas e o método do lisímetro. O mesmo autor descreve também métodos analíticos empíricos como a equação de

Renfro, o método de U.S. Bureau of Reclamation, recomendados para regiões áridas e semi-áridas, o método da relação entre evapotranspiração potencial e a precipitação total e o método do SCS(1967). Esse último método tem sido recomendado por vários autores (DOOREMBOS E PRUITT, 1977; BERNARDO, 1989; SEDIYAMA, 1987) para ser usado no dimensionamento dos projetos de irrigação suplementar.

PATWARDHAN et al. (1990) compararam o método recomendado por HERSHFIELD (1964) e o método do SCS (1967) com um modelo de balanço hídrico diário desenvolvido por eles para um solo bem drenado (CN = 42) e para um solo mal drenado (CN = 90). Esses autores observaram que ambos os métodos apresentam valores de precipitação efetiva semelhante ao método do balanço hídrico para o solo bem drenado, porém, superestimaram a precipitação efetiva na condição de solo mal drenado. Também observaram que a precipitação efetiva estimada por esses dois métodos não se ajustou bem com os valores estimados pelo método do balanço hídrico com períodos de retorno superiores a dois anos.

SILVA (1993) desenvolveu um modelo para simular a precipitação efetiva, baseado nas características físico-hídricas do solo, nas características da chuva, nas condições de evapotranspiração da cultura e nas perdas por interceptação foliar. Da comparação entre os valores simulados e medidos de umidade do solo conclui que o modelo pode ser utilizado para calcular a precipitação efetiva para fins de planejamento de projetos de irrigação.

BERNARDO (1989) afirma que outro ponto de grande importância no estudo da precipitação efetiva é o comprimento do período em que os dados são agrupados. Para regiões tropicais e subtropicais, o ideal é que os períodos sejam de 5, 10 ou 15 dias e não mensais como normalmente se usa.

No programa Cropwat (FAO 1991), o cálculo das necessidades de irrigação é efetuado pela diferença entre a evapotranspiração máxima da cultura e a precipitação efetiva com base em dados mensais. LOUZADA et al. (1992) afirmam que essas metodologias possuem limitações porque a precipitação efetiva depende das características de intensidade da precipitação, que não é caracterizada pelos totais mensais. Também SANCHEZ (1972), estudando a chuva efetiva no México, afirma que não é conveniente estimar a chuva efetiva por um percentual da chuva total, pois existem variações na distribuição das chuvas e do conteúdo de umidade do solo no momento da ocorrência das mesmas.

3.3. Modelos de Balanço Hídrico.

Os modelos de balanço hídrico se fundamentam na lei de conservação das massas. A equação hidrológica da continuidade, que dá origem a várias metodologias de processamento de balanço hídrico aplicado na zona radicular de um solo cultivado num determinado intervalo de tempo, tem a seguinte forma:

$$P + Ir - ETr - R + W - Dp \pm \Delta A = 0 \quad [3.1]$$

onde: P = precipitação (mm);

Ir = irrigação (mm);

ETr = evapotranspiração real (mm);

R = escoamento superficial (mm);

W = ascensão capilar (mm);

Dp = percolação profunda (mm);

ΔA = variação de armazenamento de água no solo (mm).

Na modelagem agro-hidrológica com a técnica do balanço hídrico, a natureza do sistema água-solo-planta-atmosfera é representada por equações matemáticas. TUCCI (1986) aponta como limitações básicas desse tipo de modelagem a dificuldade de formular matematicamente alguns fenômenos, a necessidade de discretizar processos contínuos, a simplificação da distribuição espacial das variáveis e a quantidade e qualidade dos dados históricos. As vantagens da aplicação desses modelos são o fato de facilitar a compreensão dos processos físicos, extrair mais informações dos dados históricos, representar várias alternativas de projeto e efetuar previsões em tempo real. Além disso, os modelos são versáteis, pois pode-se facilmente modificar a sua lógica, obtendo-se resultados de diferentes situações de um sistema ou de diferentes sistemas, além de grande velocidade no processamento dos dados com o uso de computadores.

Os modelos agro-hidrológicos, que utilizam a técnica do balanço hídrico, variam desde os mais simples, em que os déficits e os excessos hídricos são estimados pelo balanço entre a precipitação e a evapotranspiração potencial, até os mais elaborados, em que, além dos elementos meteorológicos, também são consideradas as características físico-hídricas do perfil do solo e dados sobre a planta, tais como, estágio de desenvolvimento, área foliar, distribuição e resistência radicular, entre outras. Os modelos diferenciam-se quanto à

modelagem dos diversos fenômenos participantes do sistema, principalmente no que se refere à infiltração e redistribuição de água no perfil do solo e à extração de água pelas plantas. Além disso, diferenciam-se também quanto à forma e à base temporal de cálculo (PIERUCCINI, 1997).

Um modelo matemático de balanço hídrico envolve a simulação de processos hidrológicos e da relação água-solo-planta-atmosfera. O processo hidrológico determina a separação da chuva em uma parcela que se infiltra, e outra que escoar superficialmente, a movimentação da água no solo e a evaporação. Da relação água-solo-planta-atmosfera, resultam as necessidades de água da planta, sua capacidade de extrair a água contida no solo, processá-la e eliminá-la por transpiração. À luz dos conhecimentos atuais, a simulação matemática do primeiro processo, embora possa ser realizado somente de forma simplificada em relação à realidade, ainda é muito mais precisa do que a simulação do segundo processo (LOUZADA et al. 1992).

Os principais modelos de balanço hídrico diferenciam-se na forma de entrada dos dados de precipitação, sendo que alguns modelos consideram como entrada de água no volume de controle a precipitação total, e, em outros, somente a fração correspondente à chuva efetiva é considerada como entrada de água.

O modelo Cropwat (FAO, 1991) apresenta diferentes opções para o cálculo da precipitação efetiva, baseado em fórmulas empíricas determinadas para regiões específicas ou baseada em percentagem fixa da precipitação total mensal.

Quando o modelo utiliza os dados de precipitação em base diária, normalmente a entrada de água no sistema é calculado pela precipitação total, deduzida de uma parcela referente às perdas por escoamento superficial. RUSHTON e WARD (1979) e FARIA et al. (1993) apresentam o modelo de balanço hídrico em que o escoamento superficial é estimado por coeficientes médios regionais, não tendo assim maior precisão na estimativa desse componente. RAO (1987) admitiu que, em regiões agrícolas, o escoamento superficial pode ser desprezado, o que não pode ser generalizado, pois muitos solos agrícolas determinam consideráveis perdas por escoamento superficial. Melhor estimativa do escoamento superficial é obtida nos modelos que utilizam equações para o cálculo da infiltração ou escoamento superficial, requerendo para tanto maiores informações.

ALMEIDA (1993) comparando os resultados entre modelos de balanço hídrico que utilizam a chuva total com modelos que adotam a precipitação efetiva determinada pela metodologia do SCS (1973) observou que os balanços que utilizam como entrada a chuva

total, apresentam subestimativa insignificante dos déficits hídricos, se comparados aos balanços que utilizam como entrada apenas a parcela da chuva que infiltra. A intensidade dessa subestimativa depende da ocorrência de chuvas intensas isoladas durante a estação seca e, obviamente, do potencial da região em gerar escoamento superficial.

Outro aspecto que varia nos diversos modelos de balanço hídrico, é a relação existente entre a taxa real e a taxa potencial de transferência de água do solo para a atmosfera (E_{Tr}/E_{Tp}) e sua dependência com relação à disponibilidade de água no solo, expressa como conteúdo de umidade ou como potencial matricial.

Muitas funções que relacionam a água do solo e a evapotranspiração, têm sido desenvolvidas sob as mais diversas condições edafoclimáticas e tipos de planta. A relação mais simples, atribuída à teoria de VEIHMEYER e HENDRICKSON (1955), sugere que a evapotranspiração real será igual à potencial enquanto a umidade ficar compreendida entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente.

Outra teoria diz que a evapotranspiração real só será igual à potencial, se o solo se encontra na capacidade de campo, decrescendo linearmente, para se anular quando a umidade do solo atingir o ponto de murcha permanente. Essa teoria foi adotada por THORTHWAITE e MATHER (1955).

Existem ainda relações curvilíneas que admitem um decréscimo não linear da evapotranspiração real (E_{Tr}/E_{Tp}) com relação à umidade disponível. PIERCE (1958) sugere uma relação exponencial para melhor descrever os efeitos da umidade do solo na taxa real de evapotranspiração.

DENMEAD e SHAW (1962) observaram, em experimentação com a cultura do milho, que a taxa real de transpiração decrescia à medida que decrescia a umidade do solo e crescia a taxa de transpiração potencial. Esses pesquisadores observaram que o potencial médio na zona radicular, quando a taxa de transpiração real caía abaixo da potencial, era de -12 atm, para uma transpiração potencial de 1, 4 mm/dia; de -2 atm para uma transpiração potencial de 3 a 4 mm/dia; de -0,3 atm quando a transpiração potencial era de 6 a 7 mm/dia.

De acordo com esses autores, a relação sugerida por VEIHMEYER e HENDRICKSON (1955), é aplicável para situações com baixa demanda evaporativa, enquanto que a curva logarítmica atribuída a PIERCE (1958), corresponderia a períodos de demanda moderada. A relação linear corresponderia a condições atmosféricas muito severas e com alta radiação solar. Pelo exposto, a relação entre E_{Tr}/E_{Tp} e sua dependência com relação à disponibilidade de água no solo, expressa como conteúdo de umidade, não poderia

ser definida por uma relação única, mas sim por várias relações, variáveis de acordo com a demanda atmosférica ou evapotranspiração potencial.

DENMEAD e SHAW (1962) consideram o decréscimo linear da transpiração com a redução de água no solo a partir de um teor crítico de umidade no perfil do solo. A fração do armazenamento de água, em relação à capacidade máxima de armazenamento, no teor de umidade crítico é chamado de fator de água disponível p . Esse fator viabiliza a consideração das três fases do sistema agrícola (solo-planta-atmosfera) e é dependente da espécie vegetal e da demanda evapotranspirométrica, definindo o armazenamento crítico. Acima desse armazenamento, na zona ótima de umidade, não há diminuição da evapotranspiração. Abaixo dele, na zona seca de umidade, há decréscimo de rendimento devido ao fechamento de estômatos que causam redução das trocas gasosas, resultando na diminuição da evapotranspiração.

A literatura tem mostrado diversos valores de ponto crítico de umidade, sendo que ele varia com a demanda evaporativa da atmosfera. RITCHIE (1973) considerou que os fatores de crescimento e desenvolvimento radicular foram os principais responsáveis pelos diferentes valores de ponto crítico sob determinada demanda climática.

ANDRADE et al. (1991) observaram que para a cultura do milho, a relação entre E_{Tr}/E_{Tm} começou a decrescer da unidade a partir do momento em que o teor médio de água da camada de 0 a 100 cm do perfil do solo atingiu 44 % da água disponível.

BRAGA (1982) modificou o modelo original de Thornthwaite e Mather, no qual admitiu que a relação entre a evapotranspiração real e a máxima é linear, quando o armazenamento de água se encontra acima do limite crítico de umidade, abaixo deste a relação apresenta a forma exponencial como proposto originalmente.

DOURADO NETO e JONG VAN LIER (1993), baseados em catorze condições necessárias à aceitação de modelos estatísticos, analisaram uma série de modelos, concluindo que o modelo cossenoidal é o que melhor estima o valor de água no solo, sendo então recomendado para utilização em balanços hídricos. Esses autores apresentam também as equações para o cálculo do armazenamento de água no solo pelo modelo cossenoidal para o caso de umedecimento e de secamento do solo.

DOURADO NETO (1996) comparou o modelo cossenoidal com o modelos de Thornthwaite e Mather e de Ritzema Aboucklahed, concluindo que o modelo cossenoidal é o que melhor estima o armazenamento de água no solo.

ALMEIDA (1993) conclui que a teoria de extração de umidade do solo de Veihmeyer e Hendrickson, se comparada à teoria de Thornthwaite e Mather, subestima os déficits e os excessos hídricos. CARDOSO (1995) verificou que existe diferença significativa ao nível de 5 % entre os valores de déficit hídrico e do número de dias secos entre diferentes modelos de balanço hídrico, sendo essas diferenças atribuídas principalmente pelas distintas abordagens na extração de água do solo. Neste estudo, utilizaram-se as teorias de Thornthwaite e Mather, Veihmeyer e Hendrickson e a teoria proposta por BRAGA (1982).

A maioria dos modelos de balanço hídrico consideram o solo profundo, bem drenado e sem restrição ao desenvolvimento radicular, não havendo contribuição de água por capilaridade. Esses modelos não podem ser aplicados para os casos em que o lençol freático se encontra a baixa profundidade. ABDULMUMIN (1989) desenvolveu modelo baseado no balanço hídrico que incorpora a contribuição do lençol freático.

Alguns modelos de balanço hídrico apresentam, em suas rotinas, a entrada de água devido à irrigação. No modelo balhidro (LANNA e ALMEIDA, 1991), a irrigação entrará no modelo como acréscimo de umidade no balanço hídrico diário da camada de solo explorado pelas raízes das culturas. O acréscimo será comandado por dois limites de umidade, dados para cada dia. O limite máximo de umidade H_{max} estabelece o valor máximo que a umidade da zona superior do solo deve atingir após a irrigação. O limite inferior de umidade, H_{min} , estabelece o valor da umidade na zona superior que determinará a realização da irrigação. O valor da irrigação também é limitada pela capacidade máxima de irrigação, que depende do equipamento utilizado. O modelo Cropwat (FAO, 1991) apresenta uma série de opções para a definição da irrigação, baseado no intervalo de tempo ou na quantidade da irrigação. OLIVEIRA (1992) descreve a metodologia para o balanço hídrico de Thornthwaite e Mather, incluindo a irrigação como entrada de água, sempre que a umidade do solo atinge o nível crítico de umidade.

A forma de cálculo pode ser com a utilização de valores de precipitação e evapotranspiração médios de longo período, ou com a utilização de dados sequenciais ou seriados, utilizando-se toda a série histórica de dados meteorológicos disponíveis. A principal vantagem do balanço hídrico seriado é de possibilitar o estudo de frequências para a determinação da probabilidade de ocorrência dos déficits e excessos hídricos.

A base de cálculo utilizada em um modelo agro-hidrológico é função da quantidade e qualidade dos dados históricos disponíveis, do grau de variação temporal das variáveis utilizadas no modelo, e também do objetivo do trabalho. A FAO (1991) recomenda que em

irrigação, para propósito de planejamento, a base temporal pode ser mensal, para projetos, decenal e para manejo, diária, sendo para pesquisa, horária.

Segundo BRAGA (1982), a definição do número de dias que seja ótimo para compor o período, é função do objetivo do estudo. Porém a experiência tem demonstrado que, para estudos na área agrônômica, esse número varia entre três e dez dias. BERNARDO (1989) afirma que o ideal é que o balanço hídrico, para determinar a necessidade de irrigação de culturas, seja feito com um intervalo de tempo aproximadamente igual ao turno de rega, que geralmente varia entre 3 a 10 dias.

Em um trabalho realizado na Inglaterra, numa região com precipitação média anual de 663 mm e evapotranspiração média anual de 523 mm, RUSHTON e WARD (1979) encontraram uma diferença de 10 % na estimativa da recarga com balanço semanal e uma diferença superior a 25 % com balanço mensal, se comparado ao diário. Segundo os autores, se a estimativa da percolação não for feita com base diária, uma significativa subestimativa poderá ser encontrada.

Em trabalho realizado em Córdoba, Colômbia, para estimativa das necessidades de irrigação por um modelo de balanço hídrico, os pesquisadores do HIMAT (1985) encontraram aumento de 12 % na necessidade de irrigação calculada pelo balanço decenal em lugar do mensal, e o aumento de 21 % com balanço diário em lugar do decenal, registrando, portanto, uma subestimativa dos déficits hídricos tanto no modelo mensal como no decenal, se comparado com o modelo diário (ALMEIDA, 1993).

A grande maioria dos modelos agro-hidrológicos, citados na literatura, utilizam como base de cálculo, o intervalo diário. Esse intervalo também é utilizado para as variáveis de entrada precipitação e evapotranspiração potencial. Acreditando que a variação temporal da evapotranspiração potencial é pequena, e, sabendo da dificuldade de encontrar dados meteorológicos com base diária para sua estimativa, alguns autores fazem uso de dados decenais ou mensais dessa variável. Isso também ocorre com as variáveis relativas às culturas como profundidade radicular, coeficiente de cultura (K_c) e área foliar, já que elas variam de acordo com o estágio de desenvolvimento da cultura.

No modelo SPAW (SAXTON et al., 1974), a base temporal utilizada é a diária, sendo que na modelação da redistribuição da água no perfil do solo, o cálculo é efetuado a cada 4 horas. Dados da cultura como profundidade radicular, área foliar, coeficiente da cultura, são fornecidos ao modelo por meio de dados com bases temporais diversas (semanal, mensal) e depois transformados em dados diários por meio de interpolação linear.

No modelo SHE (ABBOTT et al., 1982), os dados de entrada da precipitação e das variáveis meteorológicas ocorrem em bases horárias. O intervalo de cálculo utilizado na solução numérica da equação de Richards é de uma hora, no máximo.

O modelo CROPWAT (FAO, 1991) utiliza dados de entrada de precipitação e evapotranspiração com base mensal e dados da cultura de acordo com o estágio de desenvolvimento. O cálculo do balanço é feito com base temporal diária, sendo que os valores mensais são transformados em decendiais, utilizando-se interpolação linear. Dentro de cada decêndio, a precipitação é repartida em duas chuvas, sendo considerado que a precipitação ocorre no terceiro e sétimo dia de cada decêndio. A evapotranspiração é distribuída igualmente dentro de cada decêndio. Essa redistribuição da precipitação ao longo do mês não condiz com a realidade do fenômeno, levando a uma superestimativa da precipitação efetiva.

ALMEIDA (1993) afirma que os balanços com base temporal mensal subestimam os déficits e os excessos hídricos, se comparados com os balanços diários. A intensidade da subestimativa depende da variação mensal das condições hídricas do solo, que é determinada pela distribuição da precipitação dentro do mês. Quanto mais intenso o regime de chuvas de uma região, maior será a subestimativa do balanço mensal.

Na comparação entre o modelo mensal e diário, LOUZADA et al. (1992) verificaram que, para as condições de clima e solo do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, o modelo mensal subestima a necessidade de irrigação em 50 % nos meses de verão.

Existem diversos modelos de balanço hídrico, variando desde modelos mais simples até modelos bastante complexos. A escolha do modelo depende basicamente dos objetivos do trabalho e da qualidade e quantidade de dados disponíveis. O modelo de balanço hídrico desenvolvido por THORNTHWAITE e MATHER (1955) foi inicialmente muito empregado para dados mensais. HERNANDEZ et al. (1995) desenvolveram o software HIDRISA que permite o cálculo do balanço hídrico segundo a metodologia proposta por THORNTHWAITE & MATHER (1955) e também o cálculo da evapotranspiração de referência por cinco modelos empíricos. As informações desse tipo de modelo são úteis para classificações climáticas e para informações preliminares da necessidade de irrigação.

ALTHOFF (1983) calculou o balanço hídrico seriado com dados mensais, para 14 estações meteorológicas de Santa Catarina, determinando as frequências de ocorrências de excesso e déficit hídrico. Nesse trabalho considerou a capacidade de armazenamento dos solos de 100 mm e o coeficiente de cultura igual à unidade.

Com o avanço da informática, o modelo de Thornthwaite e Mather foi adaptado e utilizado com dados diários e de forma seriada, permitindo a análise estatística. Grande vantagem desse modelo é o fato de permitir adaptações e alterações nas suas rotinas de cálculo. BELTRAME et al. (1975) e DORFMAN (1977) modificaram o modelo original de Thornthwaite e Mather, adaptando a teoria de Veihmeyer e Hendrickson para modelar a perda real de água para a atmosfera.

CARDOSO (1995) utilizou o modelo de Thornthwaite e Mather, em que aplicou a metodologia proposta pelo SCS para estimar a precipitação efetiva, sendo esta considerada como entrada de água no modelo. DORFMAN (1985), trabalhou com modelos de balanço hídrico estocástico e utilizou uma função de perda, para avaliar os riscos e os benefícios líquidos presentes de projetos de irrigação.

MOTA et al. (1992) utilizaram o balanço hídrico diário incluindo um índice de seca para soja e determinaram os riscos de secas para o rendimento da soja no Rio Grande do Sul. TOMASELLI e VILLA NOVA (1994) utilizaram o modelo de balanço hídrico modificado por BRAGA (1982) para determinar o efeito quantitativo das deficiências hídricas sobre a produção da cultura de milho em Londrina, PR. Nesse trabalho consideraram o coeficiente de cultura K_c igual à unidade. A consideração não foge muito à realidade no período de máxima demanda, porém pode superestimar a necessidade hídrica durante todo o ciclo da cultura.

MOTA et al. (1993) utilizaram o balanço hídrico diário para estimar a necessidade de irrigação durante o ciclo e no período crítico do feijoeiro no estado do Rio Grande do Sul. Consideram que, desde que a técnica do balanço hídrico diário assuma que a necessidade de irrigação calculada é aplicada, a evapotranspiração máxima (ET_m) é igual a ($ET_o \cdot K_c$) durante todo o período de irrigação.

Segundo CARAMORI et al. (1991), vários autores realizaram trabalhos com balanço hídrico a partir de dados mensais, fixando a capacidade de armazenamento de água em 125 mm. Os resultados mostram que a disponibilidade hídrica para todo o estado do Paraná é em geral satisfatório, ocorrendo até mesmo excedente hídrico em alguns casos. Entretanto, embora no balanço anual os totais de precipitação sejam suficientes para suprir as perdas por evapotranspiração, a distribuição de chuvas é bastante irregular ao longo do ano, sendo comum a ocorrência de curtos períodos secos, que podem ocasionar severos danos à produção agrícola. Além disso, esses trabalhos têm outras simplificações, tais como utilizar um valor fixo de capacidade de armazenamento do solo.

OLIVEIRA (1990) realizou um balanço hídrico diário para diferentes localidades do estado do Paraná, onde manteve o limite inferior de manejo de umidade do solo dependente da evapotranspiração máxima, variando a profundidade da camada explorada pelas raízes durante o ciclo. A suposição de que a chuva efetiva depende apenas do total precipitado, no dia, não condiz com a realidade do fenômeno.

MAIDMENT e HUTCHINSON (1983) desenvolveram um modelo de simulação da demanda de água para grandes áreas, onde a infiltração e o movimento de água no solo não foram tratados com detalhes. O modelo foi aplicado a uma grande região da Nova Zelândia e mostrou-se razoável quando a água é limitada e a demanda é alta, mas seu desempenho reduz-se quando ocorrem chuvas significativas e, portanto, a demanda de água de irrigação é menor.

FARIA et al. (1993) descrevem o modelo de balanço hídrico empírico Versatile Soil Moisture Budget, descrito inicialmente por BAIER e ROBERTSON (1966) e posteriormente modificado por DYER e MACK (1984), apontando com vantagens desse modelo o fato de apresentar grande número de variáveis de solo, da planta e de componentes hidrológicos que podem ser facilmente obtidos em rotinas ou coletas de campo. Esses autores verificaram que esse modelo apresenta bom desempenho na predição da umidade do solo para culturas anuais em diferentes locais do Paraná.

BRISSON et al. (1992) desenvolveram um modelo de balanço hídrico em que a evaporação da água do solo e a transpiração das plantas são determinadas separadamente, requerendo para tanto informações adicionais do solo e da planta. Esses autores verificaram que, embora o modelo descreva realisticamente o secamento da água no solo e a evapotranspiração, o processo de umedecimento do solo não é corretamente simulado, especialmente quando quantidades maiores são aplicadas.

Segundo FRANKE (1996), os modelos que não consideram o processo com intervalos diários nem a estimativa da chuva efetiva, nem a estimativa da variação da camada explorada pelas raízes, dão apenas uma idéia da magnitude de variação do fenômeno simulado. Daí a importância de modelos de balanço hídrico que simulam a realidade do fenômeno.

3.4. Infiltração

Infiltração é o processo pelo qual a água atravessa a superfície do solo. Esse processo é de grande importância na hidrologia, pois muitas vezes a velocidade de infiltração determina o escoamento superficial durante as precipitações. Quando a velocidade de infiltração é um fator limitante, o balanço de água na zona radicular pode ser drasticamente afetado. O conhecimento do processo de infiltração e suas relações com as propriedades do solo é de fundamental importância para o eficiente manejo do solo e da água (RAMOS, 1986).

A infiltração depende de muitos fatores, dentre os quais se destacam a textura e a estrutura dos solos, a cobertura vegetal, a umidade inicial, a intensidade da chuva e o selamento e encrostamento superficial. SKAGGS (1982) apresenta uma descrição detalhada do efeito dos diversos fatores sobre a infiltração.

ISTOK e BOERSMA (1986) analisaram dados horários de escoamento superficial proveniente de chuvas de baixa intensidade (menores que 15 mm/h) da região Oeste de Oregon, E.U.A. Verificaram que as precipitações antecedentes têm mais influência na ocorrência do escoamento superficial do que a quantidade ou a intensidade das precipitações.

FLANAGAN et al. (1988) verificam que o escoamento superficial é fortemente influenciado pela distribuição temporal da intensidade da chuva e pela chuva antecedente. Estudando o efeito de chuva com intensidade variável no escoamento superficial e na erosão, verificaram que o pico de escoamento superficial foi de 4 a 20 vezes maior para chuvas em que a intensidade máxima ocorre próxima ao fim da duração da chuva, do que o pico de escoamento de chuvas em que a intensidade é constante ou a intensidade máxima ocorre no início da duração da chuva. Esses autores concluíram que a utilização de intensidades uniformes de chuva, considerada na maioria dos estudos de infiltração e erosão, não produzem valores de escoamento superficial e erosão compatíveis com aqueles obtidos com padrões naturais de chuva.

A cobertura do solo é o fator isolado que mais exerce influência sobre a erosão, porque resíduos culturais ou plantas vivas impedem ou diminuem o impacto direto das gotas da chuva sobre o solo e também aumentam a rugosidade da superfície, diminuindo a velocidade e o volume da enxurrada. Estudando as perdas de solo e água na cultura do milho em solo podzólico vermelho-amarelo distrófico, franco-arenoso, com declividade média de 7,5 % com chuvas simuladas de intensidade constante de 64 mm/h e duração de 60 minutos, LEVIEN et

al. (1990) verificaram que a cultura do milho, por si só, reduziu as perdas de solo e água em 57,5 e 14 %, respectivamente, em relação ao solo descoberto, com base no preparo convencional. Também verificaram que as perdas de água por enxurrada, de modo geral, tendeu a aumentar a partir do segundo teste devido à formação da crosta e diminuição dos efeitos benéficos da rugosidade superficial e porosidade total da camada preparada. BERTOL e MIQUELLUTI (1993) verificaram que em condições de chuvas naturais em solo cambissolo húmico distrófico argiloso, com 8.5 % de declividade, o milho reduziu em 85 % as perdas de solo e 29 % as perdas de água em relação ao solo descoberto.

Outro fator que afeta a velocidade de infiltração de água no solo é o selamento e a encrostamento superficial causado pelo impacto das gotas de chuva sobre o solo. JENNINGS et al. (1988) realizaram estudos, medindo o efeito do selamento superficial sobre a infiltração. LE BISSONNAIS e SINGER (1992, 1993) estudaram a formação do selamento e encrostamento superficial e o seu efeito no escoamento superficial e erosão do solo.

Existem numerosos modelos que podem descrever a infiltração de água no solo. Dos modelos fundamentados fisicamente na suposição de um solo ideal, o que vem despertando mais interesse, é o modelo de Green-Ampt, proposto em 1911. A equação de Green-Ampt é uma representação simplificada do processo de infiltração. O modelo assume um perfil homogêneo do solo, conteúdo inicial de umidade do solo uniforme. O movimento de água no solo é assumido como sendo na forma de avanço da frente de umedecimento, em que o efeito da difusão da umidade do solo é negligenciado.

A infiltração de água no solo é função da intensidade de precipitação. Quando é menor que a condutividade hidráulica saturada K_s , toda água que precipita é infiltrada com taxa igual à intensidade de precipitação. Quando a intensidade de precipitação for maior que a condutividade hidráulica saturada, a infiltração irá variar com o tempo. Esta segunda condição é descrita pelo modelo de Green-Ampt em que a velocidade de infiltração é calculada conforme:

$$f = K_s + \frac{K_s M S_f}{F}, \quad [3.2]$$

em que: f = velocidade de infiltração, mm/h; K_s = condutividade hidráulica, mm/h; S_f = parâmetro devido ao potencial matricial junto à frente de molhamento, mm; M = diferença entre a umidade de saturação e a umidade atual do solo, em cm^3/cm^3 ; F = lâmina total

infiltrada, mm. A equação de Green-Ampt integrada com relação ao tempo é representada da seguinte forma:

$$K_s t = F - Sf M \ln \left(1 - \frac{F}{Sf M} \right), \quad [3.3]$$

em que: t = tempo de duração da precipitação, em h.

Essa equação de Green-Ampt descreve o processo de infiltração, considerando que a superfície está empoçada desde o início do processo. MEIN e LARSON (1973) modificaram a equação de infiltração, possibilitando o cálculo da infiltração acumulada e da velocidade de infiltração, considerando que a superfície não está empoçada no início do processo. A equação conhecida como equação de Green-Ampt-Mein-Larson é apresentada da seguinte forma:

$$K_s(t - t_p + t_s) = F - Sf M \ln \left(1 + \frac{F}{M Sf} \right), \quad [3.4]$$

em que: t = é o tempo em que se deseja calcular a infiltração, h; t_p é o tempo em que ocorre o empoçamento, h; t_s é o tempo equivalente para infiltrar a lâmina F_p sob condição inicial de superfície empoçada, também chamado pseudo-tempo, sendo F_p a lâmina infiltrada até ocorrer o empoçamento, calculada pela equação:

$$F_p = \frac{Sf M}{\left(\frac{I_p}{K_s} - 1 \right)} \quad [3.5]$$

e

$$t_p = F_p / I_p, \quad [3.6]$$

em que, I_p é a intensidade de precipitação.

O termo t_s é calculado pela equação:

$$K_s t_s = F_p - Sf M \ln \left(1 - \frac{F_p}{Sf M} \right) \quad [3.7]$$

Em geral a solução da equação de Green-Ampt requer o uso do método Newton-Raphson para determinar o total infiltrado em um dado tempo. STONE et al. (1994) desenvolveram a forma da equação de Green-Ampt baseada na expansão da série de Taylor.

A equação de Green-Ampt Mein-Larson permite calcular a infiltração acumulada e a velocidade de infiltração, considerando-se a chuva com intensidade constante. Num evento chuvoso, a precipitação tem intensidade variável, podendo haver vários períodos em que a intensidade de precipitação excede a capacidade de infiltração, alternados com período de intensidade de precipitação menor que a capacidade de infiltração, ocorrendo portanto vários tempos de empoçamento. CHU (1978) desenvolveu os dois parâmetros de tempo, t_p e t_s , para modificar a equação de Green-Ampt-Mein-Larson para descrever a infiltração durante a chuva de intensidade variável. Também apresenta as equações para o cálculo da velocidade de infiltração, a infiltração acumulada e o escoamento superficial, e, ainda, os indicadores de condições de empoçamento da superfície.

MOREL-SEYTOUX e KHANJI (1974) modificaram a equação original de Green-Ampt para considerar o movimento simultâneo da água e do ar, dividindo os termos do lado direito da equação de Green-Ampt por um fator que varia de 1.1 a 1.7.

MOREL-SETOUX (1978a) desenvolveu as equações para o cálculo do tempo de empoçamento e da infiltração acumulada para chuva de intensidade variável, onde não assume a imediata saturação da superfície e inclui o efeito do fluxo do ar.

SKAGGS(1982) afirma que o efeito do movimento do ar e o efeito do ar aprisionado no processo de infiltração são importantes, quando os parâmetros da equação são estimados a partir das propriedades físicas do solo, pois quando esses parâmetros são medidos no campo, esse efeito irá se refletir no valores medidos.

A flexibilidade da equação de Green-Ampt para descrever a infiltração sob uma variedade de condições inicial de solo torna o método atrativo para aplicações de campo. Outra vantagem é o fato dos parâmetros do modelo ter um significado físico e poderem ser estimados a partir das propriedades físicas do solo. RAMOS (1986) afirma que pelo fato de se ter observado boa concordância na comparação do modelo de Green-Ampt-Mein-Larson com resultados estimados pela equação de Richards, e pelo fato de esse modelo apresentar bases físicas teóricas, facilidade de cálculo e mínima exigência de dados, ele esta despertando interesse de pesquisadores da área.

WILSON et al. (1982) compararam o modelo de infiltração de Green-Ampt-Mein-Larson sem modificações com o modelo modificado, para incluir o efeito do ar aprisionado, e ainda com outro modelo modificado, para considerar o efeito do ar aprisionado e o efeito da resistência ao movimento do ar; verificaram que todas os modelos superestimaram a infiltração devido ao selamento da superfície.

IDIKE et al. (1980) compararam a equação de Green-Ampt-Mein-Larson com a equação de Holtan e verificaram que a equação de Green-Ampt-Mein-Larson estimou melhor o tempo de início do escoamento superficial e também apresentou valores de infiltração estimados próximos dos valores medidos.

Para aplicar o modelo de Green-Ampt, deve-se medir ou estimar os parâmetros do solo (condutividade hidráulica efetiva (K_s), tensão de sucção na frente de umedecimento (S_f), a porosidade do solo e o conteúdo inicial de umidade do solo). Dada a dificuldade de medir esses parâmetros no campo, diversos estudos foram realizados para estimar os parâmetros a partir da propriedade físicas do solo. RAWLS et al. (1982) apresentam tabelas com os valores médios de porosidade, tensão de sucção e condutividade hidráulica efetiva, para as diferentes classes texturais do solo conforme a classificação textural americana. RAWLS e BRAKENSIEK (1983) e RAWLS et al. (1993) apresentam equações para o cálculo do parâmetros S_f em função do percentual de argila e areia e da porosidade do solo. Esses autores também apresentam diagramas para a obtenção dos diversos parâmetros da equação de Green-Ampt baseados na composição textural do solo. RAWLS et al. (1990) apresentam equações para incluir o efeito do encrostamento do solo e corrigir a condutividade hidráulica do solo.

BOWER (1966) mostra que o valor do parâmetro de condutividade hidráulica da equação de Green-Ampt pode ser bem menor que a condutividade hidráulica saturada, K_o , por causa do ar aprisionado. Quando somente se conhece o valor de K_o , o autor sugere considerar o valor de K_s como a metade do valor de K_o ($K_s = 0.5 K_o$).

CIRINO e GUERRA (1994) avaliaram um método que utiliza a curva característica de umidade do solo para inferir algumas propriedades físicas do solo (porosidade total, porosidade efetiva, capacidade de campo, ponto de murcha permanente e condutividade hidráulica) em solo arenoso, argilo-arenoso, e barro-argilo-arenoso, concluindo que o método apresenta alternativa confiável.

NAVARRO (1993) afirma que a condutividade hidráulica saturada e o conteúdo inicial de umidade no solo exercem maior influência sobre o processo de infiltração e o valor da tensão de sucção na frente de umedecimento é pouco sensível.

Outra forma de estimar a infiltração é utilizando o método do Soil Conservation Service (1972) ou método da Curva Número (CN), que foi desenvolvido para estimar o escoamento superficial de pequenas bacias rurais, a partir da análise de chuvas de longa duração. Nesse método o escoamento superficial é estimado pela equação:

$$R = \frac{(P - Ia)^2}{(P - Ia + S)}, \quad [3.8]$$

em que: R = escoamento superficial, mm; P = precipitação acumulada, mm; Ia = abstrações iniciais, mm; S = capacidade de armazenamento, mm. Considerando que as perdas iniciais representam no máximo 20 % da capacidade de armazenamento S, pode-se escrever:

$$R = \frac{(P - 0.2S)^2}{(P + 0.8S)} \quad [3.9]$$

Essas equações são válidas quando a precipitação total for maior que 0.2 S, caso contrário, não há escoamento superficial. Para determinar a capacidade máxima de armazenamento da camada superior do solo, os autores relacionam esse parâmetro com um fator CN dado pela seguinte expressão:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254, \quad [3.10]$$

em que CN é um número que varia de 0 a 100, dependendo do tipo e das condições de uso e ocupação do solo. Para considerar as chuvas antecedentes, o método prevê uma correção do valor de CN em função da precipitação acumulada nos cinco dias anteriores.

Nesse método a infiltração é definida pela diferença entre a chuva total precipitada e o escoamento superficial.

MOREL-SEYTOUX (1977) aponta como limitações do método do SCS a dificuldade na estimativa da infiltração e das abstrações iniciais da chuva, devido ao fato de as curvas representativas (CN) serem aproximações grosseiras. Também aponta uma incoerência do método que assume que a taxa de infiltração é sempre dependente da intensidade de precipitação e que uma vez excedida a capacidade de infiltração, a situação é irreversível.

Como o método da curva número calcula a infiltração em função da precipitação acumulada, a utilização desse método no balanço hídrico horário ou diário não resulta em diferença na infiltração acumulada no final do dia.

MOREL-SEYTOUX e VERDIN (1980) estabeleceram relações entre os parâmetros CN e os parâmetros hidrodinâmicos do solo. As equações de regressão entre o parâmetro Ks e CN são:

$$K_s = \frac{(100 - CN)}{315.43} 25.4 \quad \text{para } CN > 75 \quad [3.11]$$

$$K_s = (1.236 - 0.0154CN) 25.4 \quad \text{para } 36 < CN \leq 75 \quad [3.12]$$

$$K_s = (1.835 - 0.0324CN) 25.4 \quad \text{para } CN \leq 36 \quad [3.13]$$

e entre o parâmetro CN e um parâmetro sp

$$sp = \frac{(100 - CN)}{42.252} \quad \text{para } CN > 65 \quad [3.14]$$

$$sp = 1.19 - 0.00575 CN \quad \text{para } CN \leq 65 \quad [3.15]$$

sendo sp definido pela expressão:

$$sp = (2 K_s S_f)^{0.5} \quad [3.16]$$

PORTO (1995) apresenta tabelas de correspondência entre os valores de CN e os parâmetros da equação de Green-Ampt e da equação de Horton.

3.5. Evapotranspiração

A evapotranspiração constitui a transferência de água, na forma de vapor, do sistema solo-planta para a atmosfera. Inclui a evaporação da água contida no solo, do orvalho, da precipitação interceptada e retida, bem como a transpiração das plantas. É um processo dependente da energia disponível para a mudança do estado físico da água, sendo portanto a radiação solar o fator isolado mais importante. O vento, pela turbulência, e a umidade relativa do ar, com o potencial do vapor de água, também afetam o processo.

A evapotranspiração de referência (ET_o) é definida como sendo a quantidade de água evapotranspirada por uma cultura de porte baixo, verde, cobrindo totalmente o solo, de altura uniforme e sem deficiência hídrica.

Segundo SEDIYAMA (1996), os métodos correntemente utilizados para a estimativa da evapotranspiração das culturas envolvem duas etapas. A primeira etapa seria a estimativa da evapotranspiração (ET_o) para uma cultura de referência adequadamente irrigada, com dossel vegetativo de característica padrão, denominada de cultura hipotética de referência. Então a estimativa da evapotranspiração da cultura é obtida pela multiplicação da ET_o por um coeficiente de cultura (K_c).

O coeficiente K_c varia com o tipo de cultura e com o estágio de desenvolvimento, além de modificar de acordo com o método utilizado na estimativa da evapotranspiração de

referência. Vários trabalhos foram desenvolvidos para a determinação do coeficiente da cultura, para os diversos estádios de desenvolvimento da cultura do milho (MATZENAUER et al. 1982), da soja (BERLATO et al., 1986, FONTANA et al., 1988), do feijão (BERGAMASCHI et al. 1989; MATZENAUER et al., 1991; KLAR e VALADÃO, 1996; MEDEIROS e ARRUDA, 1996).

DOOREMBOS e KASSAN (1979) apresentam valores do coeficiente de cultura para um grande variedade de culturas. Segundo MOTA et al. (1996), os coeficientes de cultura determinados para alguns locais e cultivares brasileiras representativos de algumas culturas, têm apresentado pequenas diferenças com os respectivos coeficientes recomendados por DOOREMBOS e KASSAN (1979). Assim, as pequenas discrepâncias encontradas podem ser atribuídas às peculiaridades locais de experimentação.

Existem vários métodos para estimativa da evapotranspiração, sendo que a escolha do método a ser utilizado depende da precisão necessária, da adequação do método às condições locais e da disponibilidade de dados meteorológicos. Segundo SAAD e SCALOPPI (1988), na maioria das vezes, a indisponibilidade de parâmetros específicos limita o emprego dos métodos mais precisos em detrimento dos mais simples, e não proporcionam sempre resultados satisfatórios.

Estudos comparativos entre os métodos de estimativa da evapotranspiração mostram que o método de Penman-Monteith se mostrou mais eficiente na estimativa da ETo em diferentes condições (ALLEN, 1986; SAAD e SCALOPPI, 1988). Varias formulações derivadas da equação original de Penman têm sido testadas e avaliadas. DOORENBOS e PRUITT (1977) apresentam a equação de Penman modificada na função devido ao vento e em um fator de ajustamento c , que é baseado nas condições locais de clima, ignorando-se o fluxo de calor no solo para períodos superiores a 24 horas. Essa equação é chamada de Penman-FAO, inclui o valor de correção c , e requer medições de dados meteorológicos adicionais e fatores relativos à equação original de Penman.

ALLEN (1986) comparou 10 formas do método de Penman com medições feitas em lisímetros em diferentes condições climáticas e verificou que o modelo de Penman-Monteith forneceu estimativas diárias mais precisas e consistentes de evapotranspiração de referência, tanto para a grama como para a alfafa, considerada como cultura de referência. Conclui ainda que o emprego do método de Penman-Monteith, com estimativas de parâmetros de superfície, baseado na altura e tipo de vegetação, pode dispensar a necessidade de calibração da função do vento do termo aerodinâmico.

Persiste ainda, segundo pesquisas realizadas em varias regiões do globo, uma dúvida quanto ao emprego dessa equação, uma vez que tem sido observado com muita frequência uma superestimativa da ETo, tendo a grama como referência sob uma ampla gama de condições climáticas. Procura-se, nos dias de hoje, definir uma cultura de referência com base numa cultura hipotética, a qual traz enorme vantagens com relação às culturas rasteiras em crescimento, tradicionalmente utilizadas em pesquisas, não só pela diversidade do manejo dessas culturas, como também pela necessidade de se caracterizar as condições de clima associada à fenologia da cultura. Em última instância, não há como considerar uma cultura rasteira como referência para todos os efeitos, desde que depende de vários fatores locais e especialmente do tipo de vegetação rasteira utilizada (SEDIYAMA, 1996).

Tendo em vista as dificuldades na estimativa da evapotranspiração por métodos do balanço de energia e métodos combinados e considerando a grande utilização da equação de Penman-FAO, apesar da tendência de superestimar os valores esperados de ETo, a FAO promoveu um encontro com pesquisadores na área de evapotranspiração. SMITH (1991) relata as recomendações extraídas do encontro.

Segundo SEDIYAMA (1996), a equação de Penman-Monteith é mais precisa, quando usada em base horária e os valores somados para se obter a estimativa diária da evapotranspiração de referência, porém, exemplos de cálculo mostram claramente que, quando se usam valores médios diários climáticos, a equação de Penman-Monteith pode proporcionar estimativas muito confiáveis de ETo.

O método combinado de Penman-Monteith para a estimativa de ETo de uma cultura hipotética, quando incorporado com a resistência da superfície de 70 s.m^{-1} e com os cálculos da resistência aerodinâmica, fixada para uma grama de 0,12 m de altura, é recomendado pela FAO, para fins de padronização dos procedimentos de cálculos de evapotranspiração de referência, para estimativa de 24 horas (SMITH, 1991).

Os dados de ETo normalmente são utilizados nos balanços hídricos como valores médios de longo período ou valores reais. MOTA et al. (1992) utilizaram o modelo de balanço hídrico diário, em que consideraram o valor da normal climática mensal de evapotranspiração de referência, para determinar o risco de secas para a cultura da soja no Rio Grande do Sul. Segundo esses autores, o uso do valor normal mensal de evapotranspiração no cálculo do balanço hídrico é justificável, dada a pequena variabilidade desse elemento em comparação com a grande variabilidade das precipitações.

Comparando os valores de ETo de períodos de 5, 10, 15 dias e período mensal da região de Piracicaba, SAAD e SCALOPPI (1988) verificaram a tendência do aumento da estimativa da ETo com a redução do número de dias.

3.6. Modelagem da Precipitação

A modelagem estocástica da precipitação é útil para o estudo dos fenômenos hidrológicos como o escoamento superficial, infiltração e erosão do solo. Há uma extensa literatura sobre modelos estocásticos de precipitação. STERN e COE (1984) descreveram um modelo para a precipitação diária, em que dias secos e chuvosos ocorrem de acordo com a cadeia de Markov, com probabilidade de transição dependente sazonalmente, e em que a quantidade de chuva do dia chuvoso tem a distribuição gama com o parâmetro também dependente sazonalmente. Em outro enfoque de modelagem de precipitação, descrito por EAGLESON (1978) e por KOUTSOYIANNIS e XANTHOPOULOS (1990), o processo de ocorrência de chuva (ocorrência do intervalo sem chuva e ocorrência do intervalo com chuva) e a quantidade de chuva são descritos separadamente e posteriormente ambos os processos são sobrepostos para formar o modelo completo de chuva. A cadeia de Markov também foi utilizada por PATTISON (1965) para sintetizar os dados de chuva horária. HUTCHINSON (1990) descreve um modelo baseado no processo Markov com três estados para gerar dados horários de chuva.

Notável desenvolvimento a respeito da modelagem de precipitação são os modelos de processos pontuais de precipitação descritos por RODRIGUES ITURBE et al. (1987). Esses modelos consideram que as chuvas são formadas por células, unidades básicas de precipitação, cujo distribuição no tempo segue um processo estocástico definido. Para essa representação existe uma série de processos já estudados pela teoria dos processos pontuais (COX e ISHAM, 1980, 1988). Considera-se que as células se distribuem no tempo em agrupamentos, chamados *clusters*, e que cada célula é considerada como um pulso com duração aleatória e intensidade aleatória e constante durante a duração da célula.

Dois processos pontuais de agrupamentos de células descritos por RODRIGUES-ITURBE et al. (1987) são o processo de Bartlett-Lewis e o processo de Neyman-Scott, dando origem ao modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis e ao modelo de pulsos

retangulares de Neyman-Scott. A diferença entre ambos é relativamente sutil, e é muito improvável que a análise empírica dos dados possa ser utilizada para a escolha entre ambos os modelos.

Ambos os processos são baseados em um processo Poisson inicial de origem da chuva. A cada origem é associada um número de células, que têm distribuição geométrica no modelo Bartlett-Lewis enquanto que no modelo de Neyman-Scott outra forma conveniente para a distribuição pode ser também assumida, além da distribuição geométrica.

Os modelos diferem, contudo, na locação da origem das células relativa à origem da chuva. No modelo de Bartlett-Lewis cada origem de chuva é seguido de outro processo Poisson de células origens, que é encerrado após um tempo exponencialmente distribuído. Por isso, nesse modelo as células origens são independentemente e uniformemente distribuídas no intervalo de origem da chuva até o ponto onde termina o processo de geração de novas células. No modelo de Neyman-Scott, cada origem é independentemente distanciada da origem da chuva por distâncias que são exponencialmente distribuídas. Por isso, nesse modelo há grande probabilidade de que as células se agrupem próximas ao início da chuva.

Segundo ENTEKHABI et al. (1989), geralmente um modelo baseado em uma forma especial do processo Bartlett-Lewis é particularmente mais acessível à análise matemática e, por isso, vem sendo a forma de processos agrupados de maior uso direto em aplicações. O modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis com cinco parâmetros (λ , β , γ , η , μ_x) pode ser assim descrito:

- (1) Supõe-se que a origem da chuva ocorre no processo Poisson com taxa λ ;
- (2) cada origem é seguida por um processo Poisson com taxa β de células;
- (3) após o tempo exponencialmente distribuído com taxa γ , o processo de geração de novas células termina;
- (4) as durações das células são variáveis aleatórias independente e exponencialmente distribuídas com parâmetro η ;
- (5) cada profundidade de célula é uma constante aleatória exponencialmente distribuída com média μ_x .

Os modelos de pulsos retangulares de Neyman-Scott e Bartlett-Lewis foram aplicados aos dados de precipitação de Denver, por RODRIGUEZ ITURBE et al. (1987), que observaram que esses modelos são capazes de preservar as grandezas estatísticas da precipitação, incluindo valores extremos, em períodos de 1 hora até 24 horas, porém foram

incapazes de preservar a proporção de períodos secos em níveis de agregação superior a 1 hora.

COWPERTWAIT (1991) encontrou algumas propriedades adicionais do modelo de pulsos retangulares de Neyman-Scott e demonstrou seu uso nos dados de precipitação de Blackpool, na Inglaterra.

RODRIGUEZ ITURBE et al. (1988) modificaram o modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis, permitindo que o parâmetro da distribuição exponencial da duração da célula varie de chuva para chuva, de acordo com a distribuição gama. Com a modificação, o modelo foi também capaz de reproduzir a proporção de períodos secos em vários intervalos de tempo.

Da mesma forma, ENTEKHABI et al. (1989) modificaram o modelo de pulsos retangulares de Neyman-Scott, e observaram que a proporção de períodos secos em vários níveis de agregação produzido pelo modelo modificado se comparou favoravelmente com os registros históricos.

O modelo modificado de Bartlett-Lewis pressupõe que o valor de η para diferentes chuvas são variáveis aleatórias independentes, tendo uma distribuição gama com índice α e parâmetro de escala ν , isto é:

$$E(\eta) = (\alpha/\nu)$$

$$\text{Var}(\eta) = (\alpha/\nu^2)$$

e o valor esperado da duração da célula é:

$$E(1/\eta) = \nu/(\alpha-1)$$

O modelo modificado tem seis parâmetros ($\lambda, \alpha, \nu, k, \phi, \mu_x$) sendo chamado de modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis modificado. ISLAM et al. (1990) estudaram a dependência dos parâmetros do modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis modificado com a variação sazonal e espacial da precipitação na bacia do rio Arno, na Itália.

Um procedimento natural para o ajuste de um modelo com p parâmetros consiste em equacionar p diferentes momentos estatísticos, tomados da série de dados observados, com suas expressões derivadas para o modelo e resolver simultaneamente o conjunto de equações. Neste caso o modelo irá ajustar exatamente p momentos amostrais, porém a ajuste dos demais valores não é garantido. Um procedimento mais flexível consiste em ajustar um conjunto maior de momentos estatísticos.

RODRIGUEZ ITURBE et al. (1988) estimaram os parâmetros do modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis modificado, resolvendo simultaneamente seis equações não lineares com seis incógnitas, utilizando dois conjuntos de dados denominados P_1 e P_2 . O

conjunto P_1 consistiu da média, variância, autocorrelação com retardo 1, probabilidade de seco para 1 hora de intervalo, e a variância e probabilidade de seco para 24 h de intervalo, e no conjunto P_2 , a variância de 24 horas foi substituída pela autocorrelação com retardo 1 do mesmo intervalo.

Outra forma de obter o ajuste, adotada por ENTEKHABI et al. (1989) e por COWPERTWAIT et al. (1996) consiste em minimizar a soma de quadrados dos desvios entre os valores observados e os valores estimados pelo modelo. Nesse esquema, os resíduos são normalizados pelos respectivos valores históricos. Assim considerando $f_i \equiv f_i(\lambda, \alpha, \nu, k, \phi, \mu_x)$ como sendo uma função do modelo e f_o como sendo o valor amostral tomado de uma série histórica de valores, e supondo ainda m funções, a estimativa dos parâmetros pode ser feita minimizando a seguinte soma de quadrados:

$$S = \sum_{i=1}^m W_i (1 - f_i / f_o)^2, \quad [3.17]$$

em que W_i permite aplicar peso diferente a algum momento. COWPERTWAIT (1996) aplicou peso 100 ao valor da média e peso um aos demais momentos de modo a garantir que o modelo gere dados de chuva com a mesma média histórica.

KHALIQ e CUNNANE (1996) utilizaram cinco conjuntos de dados estatísticos diferentes para cada mês de dados horários para estimar os parâmetros do modelo, sendo que quatro conjuntos consistiram de seis diferentes momentos amostrais em que os parâmetros do modelo foram estimados resolvendo simultaneamente seis equações e seis incógnitas. O outro conjunto de dados consistiu de 16 diferentes momentos estatísticos (média, variância, autocorrelação com retardo 1 e probabilidade de ser seco para os intervalos de 1, 6, 12 e 24 horas), e os parâmetros do modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis modificado foram estimados minimizando a soma de quadrados dos desvios. Nesse trabalho, os autores observaram que os parâmetros estimados com este quinto conjunto de dados foi o que produziu uma seqüência de dados de chuva que mais se assemelha com os valores históricos.

Esses autores também verificaram que o parâmetro μ_x (valor esperado da intensidade de cada célula) é o parâmetro menos variável, e o parâmetro ν (parâmetro de escala da distribuição gama que controla a estrutura de cada chuva) é o parâmetro que mais varia. O parâmetro de forma da distribuição gama (α) também mostrou ocasionalmente grande variação de valores para a mesma série de dados. Por isso, os parâmetros ν e α devem ser observados com mais atenção, pois vários valores do parâmetro podem dar origem a valores similares daquelas estatísticas que não são utilizadas na estimação dos parâmetros.

Foi observado por RODRIGUEZ-ITURBE et al. (1988), ENTEKHABI et al. (1989), KHALIQ e CUNNANE (1996) que os modelos de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis e de Neyman-Scott modificados apresentam a tendência de subestimar os valores extremos de precipitação, particularmente no nível de agregação de uma hora. COWPERTWAIT (1994) generalizou o modelo de Neyman-Scott permitindo que múltiplos tipos de células possam ocorrer na mesma chuva. Aplicando o modelo para o caso de dois tipos de células, observou que os valores simulados de chuva se compararam favoravelmente aos dados horários observados.

No ajuste dos parâmetros, nem sempre os dados horários são disponíveis; no entanto, é possível fazer inferência aos valores horários, usando a série de dados diários como foi feito por KAVVAS e DEULLER (1981), porém os parâmetros obtidos por esse método tendem a ser diferentes quando comparados com parâmetros obtidos do ajuste do modelo usando a série horária. COWPERTWAIT e COX (1992) estudaram a regressão de valores horários com valores diários de variância.

3.7. Desagregação da Precipitação

As séries horárias de precipitação podem ser históricas, obtidas dos registros dos pluviógrafos ou então, determinadas por meios dos processos de desagregação das precipitações diárias, coletadas nos pluviômetros. Vários modelos de desagregação de precipitação já foram propostos. POMPEO (1983) propôs um modelo e o aplicou na bacia do rio Jacaré-Guaçu, SP, convertendo valores diários em horários. Sua maior dificuldade foi a caracterização do tipo de chuva que, em dado momento, ocorre na bacia. No trabalho, o autor propõe um modelo markoviano para a geração de precipitação diária e um modelo de desagregação, convertendo esses valores diários em horários.

A desagregação dos dados de chuva foi definida por GLASBEY et al. (1995) como sendo a geração de dados horários de chuva consistentes com os totais diários. HERSHENHORN e WOOLHISER (1987) apresentam um modelo de desagregação de chuva diária, condicionada à precipitação total do dia e também do dia anterior e posterior. ECONOPOULY et al. (1990) modificaram e aplicaram o modelo proposto por Hershenthorn e Woolhiser, para dois locais dos EUA. Verificaram que o número de chuvas, a quantidade de chuva e a duração da chuva simulada se compararam favoravelmente com as seqüências

observadas. Também verificaram que os parâmetros do modelo ajustado num determinado posto forneceu ajuste satisfatório para postos situadas até 470 Km de distância numa mesma região climática do Centro-Oeste dos Estados Unidos. KOUTSOYIANNIS e XANTHOPOULOS (1991) propuseram um modelo matemático baseado na estrutura de Markov para simular dados horários de chuva a partir dos totais mensais.

FARIA e MADRAMOOTOO (1996) simularam a chuva horária em diferentes locais do Paraná, baseado no hietograma sintético determinado para o Leste do Estados Unidos. Assim consideraram a duração de 6 horas com as intensidades horárias de 7.7, 18.0, 43.8, 14.5, 8.4 e 7.6 % do total de precipitação diária correspondendo as durações da primeira a sexta hora, respectivamente. Consideraram ainda que o início de cada evento ocorre aleatoriamente a qualquer hora do dia, e a duração de seis horas com o mesmo hietograma para todas as chuvas, independente da época do ano, o que não é condizente com a realidade do fenômeno.

LEMBKE e SKAGGS (1986) compararam diferentes padrões de chuva no modelo DRAIMOD. Usaram o padrão de distribuição tipo II do SCS, considerando a duração de 1, 3, 4, 6 e 12 horas e encontraram diferenças no número de dias secos simulados pelo modelo, sendo essas diferenças creditadas às diferenças na infiltração, determinadas pelos diferentes padrões de chuva.

Os modelos desenvolvidos por RODRIGUEZ ITURBE et al. (1987, 1988), embora sejam eficientes para a geração de dados horários de chuva, não podem ser empregados diretamente na desagregação dos totais diários, pois não é possível determinar a distribuição da chuva condicionada com o total diário.

GLASBEY et al. (1995) desenvolveram uma metodologia para a desagregação de dados diários de chuva. Esses autores usaram o modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis modificado para a geração de uma longa série de dados horários de chuva. As seqüências de dados diários de chuva observada são comparadas com os dados dos arquivos simulados, sendo que os dados horários da seqüência de chuva simulada que mais se aproxima da seqüência observada, é utilizada na desagregação. Esses autores verificaram que com essa metodologia, 100 anos de dados simulados são suficientes para desagregar 10 anos de dados de chuva diária.

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. Dados Meteorológicos.

Os dados meteorológicos utilizados neste estudo são oriundos da estação meteorológica da Empresa de Pesquisa Agropecuária e de Extensão Rural de Santa Catarina, EPAGRI, localizada na Estação Experimental de Urussanga, Sul de Santa Catarina. A estação meteorológica localiza-se na latitude 28.31° S e longitude 49.19° W, com altitude de 48.2 m.

O clima nessa região, segundo a classificação climática de Köppen, é do tipo Cfa (Mesotérmico, úmido e com verão quente, ALTHOFF et al. 1996). A tabela 4.1 apresenta valores médios mensais das variáveis meteorológicas utilizadas neste trabalho.

Os dados utilizados neste estudo foram: temperatura média do ar (°C); temperatura máxima (°C); temperatura mínima (°C); umidade relativa (%); velocidade do vento (m.s⁻¹); insolação (horas), precipitação total diária e a precipitação horária (mm). Foi utilizada a série de precipitação pluviométrica total diária do período de 1949 a 1996, e nas demais variáveis meteorológicas foram utilizadas as séries de dados registradas no período de outubro de 1980 a dezembro de 1996. A determinação das médias ou totais diários das variáveis meteorológicas foi realizada conforme recomendações do INMET (1986), sendo calculado da seguinte forma:

Temperatura média do ar. Foi calculada pelo método denominado média compensada, em que se utiliza a seguinte expressão:

$$T = \frac{(T_9 + 2T_{21} + Tmax + Tmin)}{5}, \quad [4.1]$$

onde :T = temperatura média do ar (°C);

T₉ e T₂₁ = temperatura do ar às 9 e 21 horas, respectivamente(°C);

Tmax = temperatura máxima do ar (°C);

Tmin = temperatura mínima do ar (°C).

Umidade relativa média do ar. Foi obtida das observações no psicrômetro comum e calculada conforme:

$$UR = \frac{(UR_9 + UR_{15} + 2UR_{21})}{4}, \quad [4.2]$$

onde: UR = umidade relativa do ar média diária (%);

UR_9 , UR_{15} e UR_{21} = umidade relativa do ar às 9, 15 e 21 horas, respectivamente.

A insolação foi medida com o heliógrafo Campbell-Stokes, sendo que a soma dos registros horários com precisão em décimos corresponde à insolação do dia considerado (horas).

A velocidade do vento foi medida com o cata-vento Wild a 10 metros de altura do solo, sendo o valor médio calculado pela média aritmética das observações às 9, 15 e 21 horas.

Dados do Pluviógrafo. Os dados de precipitação foram registrados pelo pluviógrafo tipo Hellmann, em gráficos diários com escala vertical graduada em milímetros de precipitação e com subdivisão em décimos, e escala horizontal subdividida em horas e cada hora com subdivisão de 10 minutos.

Dado do Pluviômetro. Obtido das leituras do pluviômetro modelo Ville de Paris, sendo o total de precipitação diária registrado conforme:

$$P_{(n)} = P15_{(n-1)} + P21_{(n-1)} + P9_{(n)}, \quad [4.3]$$

onde: P = precipitação total do dia n (mm);

P_{15} é a precipitação acumulada das 9 às 15 horas do dia anterior (mm);

P_{21} é a precipitação acumulada das 15 às 21 horas do dia anterior (mm);

P_9 é a precipitação acumulada das 21 horas do dia anterior até às 9 horas do dia n.

Tabela 4.1. Valores médios mensais das variáveis meteorológicas registradas na estação meteorológica de Urussanga, SC.

Variável	Mês do ano											
	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Maió	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
Tmed (°C)	24.0	24.0	22.7	20.4	17.0	14.5	14.1	14.4	16.5	18.3	20.9	22.6
Tmax (°C)	29.9	30.0	28.9	26.8	24.0	22.0	21.6	22.0	23.6	24.4	27.1	28.9
Tmin (°C)	19.1	19.2	18.0	15.6	12.0	9.2	8.9	9.0	10.9	13.2	15.4	17.2
P (mm)	200.1	201.8	174.8	99.1	94.2	81.8	95.5	112.8	129.5	130.4	119.2	154.3
Ur (%)	83.2	84.1	85.4	86.1	87.1	87.5	86.8	85.2	82.2	82.5	80.5	79.1
vento(m.s ⁻¹)	2.1	2.3	2.5	2.4	2.3	2.3	2.4	2.5	2.7	2.8	3.0	2.8
ins (h)	5.4	5.6	5.6	5.2	5.0	4.8	4.6	4.9	4.6	4.6	5.7	5.6

Para a comparação do balanço hídrico horário com o diário, necessita-se que os dados totais diários dos dados do pluviógrafo sejam iguais aos do pluviômetro. Para tanto os registros diários dos dados pluviométricos foram defasados em um dia.

4.2. Desagregação da Precipitação

Na desagregação dos dados de chuva diária em dados horários utilizou-se a metodologia desenvolvida por GLASBEY et al. (1995), que consiste em simular longas séries de dados horários e posteriormente comparar os dados diários de chuva observados com os totais diários simulados. Os dados horários da seqüência de chuva simulada que mais se aproximam com a seqüência da chuva observada são utilizados na desagregação.

O modelo estocástico adotado para a simulação das séries de chuva horária foi o modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis modificado com seis parâmetros (λ , α , ν , k , ϕ , μ_x). No ajuste dos parâmetros do modelo há necessidade de uma série de dados horários de precipitação, assim foi realizada a cotação horária dos pluviogramas. Como o objetivo deste trabalho é desagregar os dados diários observados no pluviômetro em dados horários para a utilização no balanço hídrico, os dados da cotação horária dos pluviogramas foram corrigidos proporcionalmente, de modo que o valor da precipitação acumulada no pluviógrafo tivesse o mesmo valor da precipitação medida no pluviômetro. A resolução dos dados horários é da ordem de 0.1 mm, e, sempre que a precipitação observada num intervalo de tempo é menor que este valor, o intervalo é definido como seco. Para considerar a variação sazonal dos valores de precipitação, os parâmetros do modelo são estimados separadamente para cada mês.

O ajuste dos parâmetros foi feito minimizando a expressão:

$$S = \sum_{i=1}^m (1 - f_i / f_o)^2, \quad [4.4]$$

em que: f_i = função analítica definida pelo modelo;

f_o = valor correspondente estimado dos dados observados;

m = número de funções consideradas.

Na minimização da função 4.4 foi empregado o método quase-Newton por meio da função Solver do EXCEL.

Foram utilizadas 13 funções representando a média de 1 h, a variância, o coeficiente de autocorrelação com retardo 1 e a proporção de períodos secos para os intervalos de 1, 6, 12 e 24 horas. Neste estudo, somente foi considerado o valor da média de 1 hora, contudo foi imposta a restrição de que a média estimada seja igual à média observada, garantindo assim que as séries geradas tenham a mesma média da série observada.

A média dos valores observados foi estimada pela função:

$$\mu_k(h) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{n_k^{(h)}} Y_{i,j,k}^{(h)} / \{n_k^{(h)} n\} \quad [4.5]$$

sendo: $\mu_k(h)$ = média observada para o intervalo de tempo de h horas (mm);

k = índice mensal do calendário (k=1 para janeiro, 2 para fevereiro, etc...);

$Y_{i,j,k}^{(h)}$ = valor de precipitação total do j-esimo intervalo do ano i para o mês k

$n_k^{(h)}$ = número total de intervalos de tempo de h horas no mês k;

n = número de anos de dados.

A variância do valor de precipitação foi estimada pela função:

$$\gamma_k(h) = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{n_k^{(h)}} \{Y_{i,j,k}^{(h)} - \mu_k(h)\}^2}{n_k^{(h)} n}, \quad [4.6]$$

onde: $\gamma(h)$ = variância observada para o intervalo de tempo h horas (mm²).

A autocovariância com retardo 1 foi estimada pela função:

$$\gamma_k(h,1) = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{n_k^{(h)}-1} \{Y_{i,j,k}^{(h)} - \mu_k(h)\} \{Y_{i,j+1,k}^{(h)} - \mu_k(h)\}}{(n_k^{(h)} - 1)n}, \quad [4.7]$$

onde $\gamma_k(h,1)$ = autocovariância com retardo 1 (mm²).

O coeficiente de autocorrelação com retardo 1 é dado pela relação entre a autocovariância com retardo 1 e a variância, isto é:

$$\rho(h,1) = \frac{\gamma_k(h,1)}{\gamma_k(h)}, \quad [4.8]$$

onde: $\rho(h,1)$ = coeficiente de autocorrelação com retardo 1.

A proporção de intervalos secos foi estimada pela razão entre o número de intervalos secos de h horas e o número total de intervalos de h horas no mês k, isto é:

$$\phi_d(h) = n_d(h) / n_k^{(h)}, \quad [4.9]$$

onde ϕ_d é a proporção de intervalos de h horas de duração sem chuva e n_d é o número observado desses intervalos.

A expressão analítica do modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis, que define a média dos valores de precipitação no intervalo de comprimento h horas é dada por:

$$E(Y_i^h) = \frac{\lambda h \nu \mu_x \mu_c}{\alpha - 1}, \quad [4.10]$$

onde: $E(Y^h)$ = média da precipitação no intervalo de h horas (mm);

$\lambda, \nu, \mu_x, \alpha, \phi, K$ são os parâmetros do modelo;

$$\mu_c = 1 + K/\phi; \quad [4.11]$$

h = intervalo de tempo (h).

A variância da precipitação é definida pela seguinte expressão:

$$\begin{aligned} \text{var}[Y_i^h] = & 2A_1[(\alpha - 3) h \nu^{2-\alpha} - \nu^{3-\alpha} + (\nu + h)^{3-\alpha}] \\ & - 2A_2[(\alpha - 3) \phi h \nu^{2-\alpha} - \nu^{3-\alpha} + (\nu + \phi h)^{3-\alpha}], \end{aligned} \quad [4.12]$$

onde: $\text{Var}[Y^h]$ = variância dos valores de precipitação no intervalo de h horas (mm²);

$$A_1 = \frac{\lambda \mu_c \kappa \mu_x^2 \nu^\alpha}{(\alpha - 1)(\alpha - 2)(\alpha - 3)} \left[E(X^2) + \frac{\kappa \phi \mu_x^2}{\phi^2 - 1} \right] \quad [4.13]$$

$$A_2 = \frac{\lambda \mu_c \kappa \mu_x^2 \nu^\alpha}{\phi^2 (\phi^2 - 1) (\alpha - 1) (\alpha - 1) (\alpha - 3)} \quad [4.14]$$

A profundidade da célula X é assumida como exponencialmente distribuída, por isso, $E(X^2) = 2\mu_x^2$.

A autocovariância com retardo τ é definido pela expressão:

$$\begin{aligned} \text{cov}[Y_i^h, Y_{i+\tau}^h] = & A_1 \left\{ [\nu + (\tau + 1)h]^{3-\alpha} - 2(\nu + \tau h)^{3-\alpha} + [\nu + (\tau - 1)h]^{3-\alpha} \right\} \\ & - A_2 \left\{ [\nu + (\tau + 1)\phi h]^{3-\alpha} - 2(\nu + \tau\phi h)^{3-\alpha} + [\nu + (\tau - 1)\phi h]^{3-\alpha} \right\}, \end{aligned} \quad [4.15]$$

onde: $\text{cov}[Y_i, Y_{i+\tau}]$ é a autocovariância com retardo τ (mm^2).

A probabilidade do período de comprimento de h horas ser seco é dado por:

$$\Pr(Y_i^h = 0) = \exp \left\{ -\lambda h - \lambda \mu_\tau + \frac{\lambda \phi}{(\phi + \kappa)} B_1 + \frac{\lambda \kappa}{(\phi + \kappa)} B_2 \right\}, \quad [4.16]$$

onde: Pr = probabilidade do intervalo h horas ser seco;

$$\mu_\tau \approx \frac{\nu}{\phi(\alpha - 1)} \left[1 + \phi(\kappa + \phi) - \frac{1}{4} \phi(\kappa + \phi)(\kappa + 4\phi) + \frac{1}{72} \phi(\phi + \kappa)(4\kappa^2 + 27\kappa\phi + 72\phi^2) \right] \quad [4.17]$$

$$B_1 = \frac{\nu}{\phi(\alpha - 1)} \left(1 - \kappa - \phi + \frac{3}{2} \kappa\phi + \phi^2 + \frac{1}{2} \kappa^2 \right) \quad [4.18]$$

$$B_2 = \frac{\nu^\alpha}{\phi(\alpha - 1)} [\nu + (\kappa + \phi)h]^{1-\alpha} \left(1 - \kappa - \phi + \frac{3}{2} \kappa\phi + \phi^2 + \frac{1}{2} \kappa^2 \right) \quad [4.19]$$

Para desagregar os dados de chuva diária foram simulados, para cada mês, séries de 500 anos de chuva horária. A chuva é simulada como o acúmulo de células chuvosas associadas com a chuva, da seguinte forma:

- (1) Os tempos de início das chuvas ocorrem de acordo com o processo Poisson com taxa $\lambda \text{ h}^{-1}$, isto é, os tempos entre o início de chuvas consecutivas são variáveis aleatórias independentes e exponencialmente distribuídas com parâmetro $1/\lambda$.
- (2) Cada chuva tem um número η , associada com ela, que especifica a intensidade da chuva. Esses números são variáveis aleatórias independentes, com distribuição gama de média α/ν , e variância α/ν^2 .
- (3) Cada chuva consiste de uma ou mais células. A primeira célula inicia no tempo de origem da chuva e as células subseqüentes têm tempo de início segundo processo Poisson com taxa β ($\beta = \kappa\eta$) h^{-1} , após o tempo exponencialmente distribuído com média $1/\Upsilon$ ($\Upsilon = \phi\eta$) h mais nenhuma célula tem início.
- (4) Cada célula é um pulso retangular de chuva, com intensidade exponencialmente distribuída com média $\mu_x \text{ mm h}^{-1}$, e duração exponencialmente distribuída, com média $1/\eta \text{ h}$.
- (5) A precipitação total é dada pela soma de todas células e todas chuvas.

A figura 4.1 está representado esquematicamente o modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis, conforme acima exposto.

Tendo simulado as séries de precipitações horárias, a desagregação dos dados diários propriamente dita foi feita procurando-se, para cada dia chuvoso, a seqüência de totais diários simulados que mais se aproxima dos totais observados. Esta comparação foi feita selecionando a seqüência com a menor soma de quadrados da diferença diária definida pela equação:

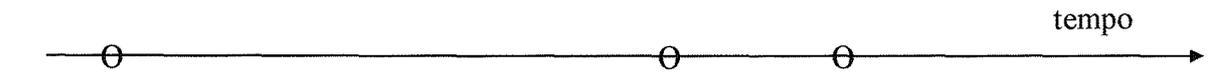
$$\text{SQDD} = \sum_{i=1}^3 (1 - P_{O_i} / P_{S_i})^2, \quad [4.20]$$

em que: SQDD = Soma de quadrados da diferença diária;

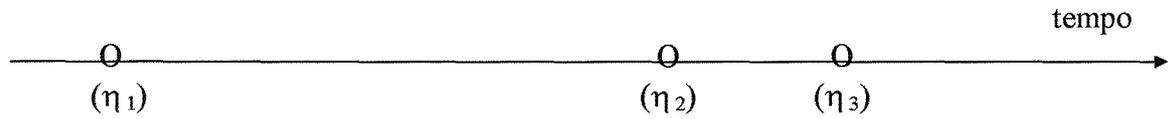
P_o = Precipitação diária observada no dia i ;

P_s = Precipitação diária simulada.

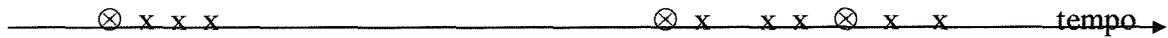
Nesta comparação foram consideradas seqüências de três dias em que o dia intermediário era chuvoso e o dia anterior e posterior da seqüência simulada tinha a mesma condição de ser seco ou chuvoso da seqüência observada. GLASBEY et al. (1995) recomendam aplicar a restrição de que a hora final da chuva do primeiro dia da seqüência simulada coincida com a hora final da chuva desagregada do dia anterior ao dia em que está sendo desagregado. Nos meses com menor número de dias de chuva, essa condição restringiu



1. As origens da chuva ocorrem com o processo Poisson com taxa λ



2. Cada chuva tem um número η associado a ela.



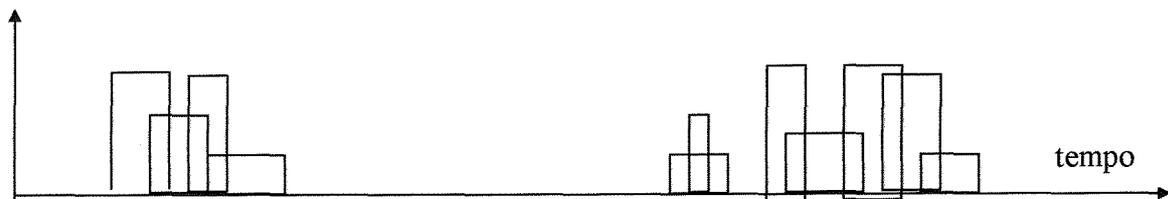
3. A primeira célula inicia na origem, as demais tem início segundo processo Poisson com taxa β



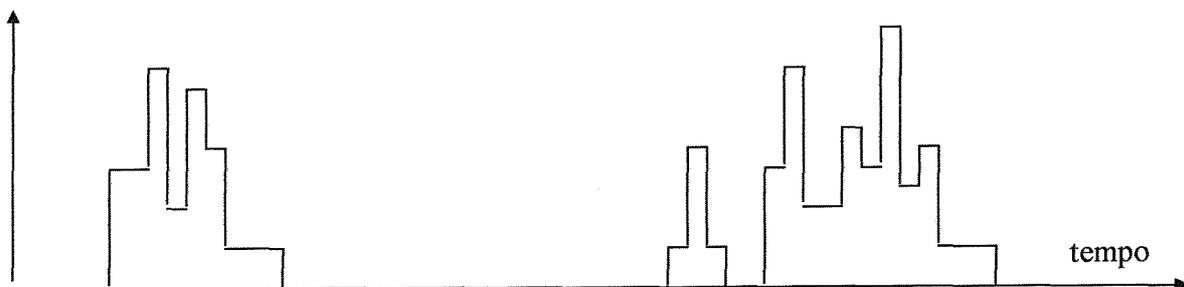
4. Após o tempo exponencialmente distribuído com média $1/\gamma$, nenhuma célula mais tem início



5. A duração de cada célula é exponencialmente distribuída com média $1/\eta$



6. Cada célula é um pulso retangular de chuva com intensidade média μ_x



7. A precipitação é dada pelo soma de todas as células e todas as chuvas.

FIGURA 4.1. Representação do modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis modificado.

muito o número de comparações, por isso foram consideradas as seqüências com diferença de até uma hora entre a hora final da chuva desagregada e a hora final da chuva simulada, enquanto o valor de SQDD fosse maior que 0.05. Na tabela 4.2 está exemplificada a comparação dos dados de chuva diária.

TABELA 4.2. Exemplo da seqüência utilizada na comparação dos dados para a desagregação.

Precipitação diária (mm) no período de 20/01 a 29/01/78										
Seqüência	20/01	21/01	22/01	23/01	24/01	25/01	26/01	27/01	28/01	29/01
Observada	0.0	14.3	16.7	66.5	0.0	14.3	0.2	18.2	5.8	0.0
Simulada	0.0	13.8	17.6							
		15.8	19.9	58.6						
			16.6	63.1	0.0					
					0.0	13.2	0.2			
						18.1	0.2	16.1		
							0.2	17.5	4.2	
								18.7	6.3	0.0

Sempre que o total diário da seqüência simulada não coincidiu com o valor diário observado, os valores horários foram corrigidos na proporção Po_i / Ps_i . Assim, no exemplo da tabela 4.2, os valores horários da precipitação simulada do dia 21/01 foram multiplicados pelo fator 14.3/13.8.

4.3. Cálculo da Evapotranspiração de Referência

A evapotranspiração de referência foi calculada pelo método de Penman-Monteith, seguindo as recomendações de SMITH(1991), com a seguinte notação:

$$ET_o = \frac{\delta}{\delta + \gamma^*} (R_n - G) \frac{1}{\lambda_e} + \frac{\gamma}{\delta + \gamma^*} \frac{900}{(T + 273)} U_2 (e_a - e_d), \quad [4.21]$$

em que: ET_o = evapotranspiração de referência (mm.d⁻¹);

R_n = saldo de radiação a superfície (MJ.m⁻².d⁻¹);

G = fluxo de calor sensível no solo (MJ.m⁻².d⁻¹);

T = temperatura média do ar (°C);

U_2 = velocidade do vento à 2 m de altura (m.s⁻¹);

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

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

λ_e = calor latente de evaporação (MJ.kg⁻¹);

γ^* = constante psicrométrica modificada (kPa.°C⁻¹);

γ = constante psicrométrica (kPa.°C⁻¹);

A pressão de saturação do vapor de água e_a é dada pela equação:

$$e_a = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27 T}{T + 237.3}\right), \quad [4.22]$$

em que: e_a = pressão de saturação de vapor (kPa).

A pressão atual de vapor é estimada pela equação:

$$e_d = \frac{e_{d(T_{\min})} + e_{d(T_{\max})}}{2}, \quad [4.23]$$

em que: $e_{d(T_{\min})}$ = pressão de vapor à temperatura mínima (kPa);

$e_{d(T_{\max})}$ = pressão de vapor à temperatura máxima (kPa).

O calor latente de vaporização é dado por:

$$\lambda_e = 2.501 - (2.361 \times 10^{-3}) T \quad [4.24]$$

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

$$\delta = \frac{4098 e_a}{(T + 237.3)^2} \quad [4.25]$$

A constante psicrométrica γ é calculada pela equação:

$$\gamma = 0.0016286 \frac{Pa}{\lambda_e} \quad [4.26]$$

em que Pa é a pressão atmosférica calculada pela equação:

$$Pa = 101.3 \left(\frac{(273 + T) - 0.0065 z}{273 + T} \right)^{5.256}, \quad [4.27]$$

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

z = altitude do local (m);

A constante psicrométrica modificada é calculada pela equação:

$$\gamma^* = \gamma (1 + 0.33 U_2), \quad [4.28]$$

Para converter a velocidade do vento medida em altura diferente de 2 metros foi utilizado a seguinte expressão:

$$U_2 = 4.868 (\ln(67.75 z - 5.42))^{-1} U_{zv}, \quad [4.29]$$

em que: U_{zv} = velocidade do vento medida a uma altura de z_v ($m \cdot s^{-1}$).

O saldo de radiação a superfície é dado pela equação:

$$R_n = R_{ns} + R_b \quad [4.30]$$

em que: R_{ns} = saldo do balanço de ondas curtas ($\text{MJ.m}^{-2}\text{d}^{-1}$);

R_b = saldo do balanço de ondas longas em ($\text{MJ.m}^{-2}\text{d}^{-1}$).

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

$$R_{ns} = (1-r) \left(a_1 + a_2 \frac{ins}{N} \right) Ra, \quad [4.31]$$

em que: r = albedo, considerado como 0.23;

a_1 e a_2 = coeficientes da equação de Angstrom (0.28 e 0.44, respectivamente);

ins = insolação observada (h);

N = insolação máxima teórica (h);

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

O balanço de ondas longas foi calculado pela equação :

$$R_b = - \left(0.9 \frac{ins}{N} + 0.1 \right) \left(0.34 - 0.14 \sqrt{e_d} \right) \sigma (T_{kx}^4 + T_{kn}^4) \frac{1}{2} \quad [4.32]$$

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

T_{kx} = temperatura máxima diária (°K);

T_{kn} = temperatura mínima diária em (°K).

A radiação no topo da atmosfera é estimada pela equação:

$$R_a = 37.586 d_r \left(\omega_s \sin \varphi \sin \psi + \cos \varphi \cos \psi \sin \omega_s \right) \quad [4.33]$$

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

ω_s = angulo do por do sol (rad.);

φ = latitude (rad.);

ψ = declinação solar (rad).

A distância relativa terra-sol é estimada pela equação:

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad [4.34]$$

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

O ângulo do sol é estimado pela equação:

$$\omega_s = \arccos(-\tan \varphi \tan \psi) \quad [4.35]$$

A declinação solar é estimada pela equação

$$\psi = 0.4093 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1.405\right) \quad [4.36]$$

A insolação máxima teórica é expressa pela equação:

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad [4.37]$$

Realizou-se o cálculo da evapotranspiração de referência para cada dia dos anos de 1980 a 1996. Para a realização do balanço hídrico do período de 1950 a 1996 não se dispõe dos valores diários de ETo. Considerando que ocorre uma variação anual dos valores de ETo, considerando ainda que, no balanço hídrico, se tem para cada dia o valor da precipitação, e supondo que, normalmente num dia em que ocorre chuva, a umidade relativa tende a ser superior à umidade do dia sem chuva, e também a insolação tende a ser menor que a insolação média dos dias secos, admite-se a hipótese de que a evapotranspiração média dos dias secos seja superior à dos dias chuvosos. Com base nessas hipóteses, procedeu-se ao cálculo da evapotranspiração média para cada pentada do ano independente do dia ser seco ou chuvoso. Também se calcularam os valores médios da evapotranspiração de cada pentada, condicionada ao dia seco ou chuvoso, calculando a média da evapotranspiração dos dias secos considerando somente os dias das respectivas pentadas em que não ocorreu precipitação, e para o cálculo da evapotranspiração média dos dias chuvosos foram considerados somente os dias em que ocorreu precipitação.

4.4. Modelos de Balanço Hídrico.

O modelo de balanço hídrico utilizado segue o modelo de balanço hídrico de Thornthwaite e Mather conforme a seguinte equação:

$$ARM_{(i)} = ARM_{(i-1)} - ETr_{(i)} + P_{(i)} + Ir_{(i)} - R_{(i)} - Dp_{(i)}, \quad [4.38]$$

onde: ARM = armazenamento de água no solo no período i (mm);

ETr = Evapotranspiração real (mm);

P = precipitação (mm);

Ir = irrigação (mm);

R = escoamento superficial (mm);

Dp = perdas por percolação profunda (mm).

Para representar as relações entre evapotranspiração real e o armazenamento de água no solo utilizou-se a metodologia descrita por BRAGA (1982). Segundo essa metodologia, a evapotranspiração real é igual à evapotranspiração máxima quando o armazenamento de água se encontra acima do limite crítico de umidade. Abaixo do limite crítico, a relação entre a evapotranspiração real e a máxima decresce de forma exponencial com o decréscimo do armazenamento de água no solo. O limite que define a água remanescente no solo abaixo do qual a ETr se torna menor que a ETm, foi chamado por BRAGA (1982) de armazenamento crítico, sendo dado pela expressão:

$$ARM_{cri} = (1 - p) \cdot CAD, \quad [4.39]$$

onde: ARM_{cri} = armazenamento crítico de água no solo (mm);

p = fração de água disponível;

CAD = capacidade de água disponível (mm).

Na dinâmica do cálculo do balanço hídrico, faz-se o cotejo entre a precipitação que infiltra e a evapotranspiração máxima conforme:

$$Pet_{(i)} = (P_{(i)} - R_{(i)}) - ETm_{(i)}, \quad [4.40]$$

onde Pet = saldo entre a precipitação que infiltra, e a evapotranspiração máxima (mm).

Se as diferenças apresentam valores negativos, são considerados como negativos acumulados, representando a perda potencial de água, que pode ocorrer em virtude da precipitação não atender à demanda imposta pela evapotranspiração. Os valores de negativo acumulado são obtidos pelo somatório dos valores negativos seqüenciais, quando a evapotranspiração supera a precipitação, na equação abaixo:

$$NEG_{(i)} = NEG_{(i-1)} + [P_{(i)} - R_{(i)} - ETm_{(i)}], \quad \text{quando } Pet_{(i)} < 0 \quad [4.41]$$

Quando o valor do negativo acumulado for menor que a água facilmente disponível, o valor do armazenamento de água no solo é estimado pela equação:

$$ARM_{(i)} = CAD_{(i)} - NEG_{(i)}, \quad [4.42]$$

onde: $ARM_{(i)}$ = armazenamento de água no solo (mm).

E quando o valor do negativo acumulado for maior que a água facilmente disponível, o armazenamento é definido pela equação:

$$ARM_{(i)} = CAD_{(i)} \exp \left\{ b_{(i)} \left[NEG_{(i)} + \frac{\ln(1 - P_{(i)})}{b_{(i)}} - P_{(i)} CAD_{(i)} \right] \right\}, \quad [4.43]$$

onde: b = coeficiente angular da função entre armazenamento e negativo acumulado.

No cálculo do parâmetro b foi utilizada a expressão ajustada por CARDOSO (1995), conforme:

$$b = 6.895 \cdot 10^{-5} + 7.149 \cdot 10^{-7} CAD - \frac{1.025}{CAD} \quad [4.44]$$

Quando Pet for positivo, isto é, a precipitação que infiltra supera o valor de ETm , interrompendo a seqüência de valores negativos, o valor do armazenamento é encontrado na equação:

$$ARM_{(i)} = ARM_{(i-1)} + (P_{(i)} - R_{(i)} - ETm_{(i)}) \quad [4.45]$$

E o valor do negativo acumulado é calculado em função do armazenamento. Se o valor do armazenamento for maior ou igual ao armazenamento crítico, utiliza-se a equação:

$$NEG_{(i)} = CAD_{(i)} - ARM_{(i)}. \quad [4.46]$$

E se o armazenamento for menor que o armazenamento crítico utiliza-se a seguinte equação:

$$NEG_{(i)} = \frac{\left[\ln\left(\frac{ARM_{(i)}}{CAD_{(i)}}\right) - \ln(1 - p_{(i)}) + b_{(i)} p_{(i)} CAD_{(i)} \right]}{b_{(i)}} \quad [4.47]$$

Considerando que o armazenamento máximo é limitado pela CAD, e que a diferença, quando esse valor é superado, é perdida por percolação profunda, esta perda é estimada como a seguir

$$Dp_{(i)} = [ARM_{(i-1)} + (P_{(i)} - R_{(i)} - ETm_{(i)})] - CAD_{(i)} \quad [4.48]$$

Quando o armazenamento de água no solo é igual a capacidade de água disponível no solo, o valor do negativo acumulado é nulo, isto é:

$$NEG_{(i)} = 0, \quad \text{para } ARM_{(i)} = CAD_{(i)}. \quad [4.49]$$

Uma vez calculado o valor de armazenamento de água no solo para o período considerado, determina-se a alteração no armazenamento em relação ao período anterior com a seguinte expressão:

$$ALT_{(i)} = ARM_{(i)} - ARM_{(i-1)}, \quad [4.50]$$

onde ALT é a alteração de água no solo (mm).

Com o valor da alteração da umidade do solo, pode-se calcular a evapotranspiração real, que depende da condição hídrica do solo. Quando o valor da alteração de armazenamento

de água no solo for nulo ou positivo, a evapotranspiração real é igual à evapotranspiração máxima, isto é:

$$ETr_{(i)} = ETm_{(i)} \quad \text{para } ALT_{(i)} \geq 0. \quad [4.51]$$

E quando o valor da alteração de água no solo for negativo, a evapotranspiração real é calculada pelo soma do módulo da alteração com o saldo entre a precipitação que infiltra e a evapotranspiração máxima, isto é:

$$ETr_{(i)} = |ALT| + (P_{(i)} - R_{(i)} - ETm_{(i)}) \quad \text{para } ALT < 0. \quad [4.52]$$

O déficit hídrico no período é determinado pela diferença entre evapotranspiração máxima e a evapotranspiração real, sendo calculado pela expressão:

$$DEF_{(i)} = ETm_{(i)} - ETr_{(i)}. \quad [4.53]$$

A evapotranspiração máxima é dada pela equação:

$$ETm_{(i)} = ETo_{(i)} * Kc_{(i)}. \quad [4.54]$$

onde : ETm = evapotranspiração máxima (mm);

ETo = evapotranspiração de referência (mm);

Kc = coeficiente de cultura.

Foi utilizado o valor de evapotranspiração de referência médio de cada pentada, considerando se o dia era seco ou chuvoso, conforme descrito no item 4.3. No modelo de balanço hídrico horário, considerou-se que a evapotranspiração máxima tenha uma distribuição senoidal durante as horas do dia com insolação, sendo considerada a insolação máxima dada pela equação 4.37.

Na comparação dos modelos de balanço hídrico, considerou-se o coeficiente Kc igual à unidade durante todo o período, o que corresponde ao valor próximo à demanda de pico para a maioria das culturas.

Como o objetivo do trabalho é determinar a precipitação efetiva, visando ao dimensionamento de sistemas de irrigação, considerou-se a irrigação como entrada de água de

modo a elevar a umidade até o nível correspondente à capacidade de campo sempre que o armazenamento de água atingia o limite crítico. Visando ainda a proceder ao balanço hídrico de forma mais próxima às condições de manejo do sistema de irrigação, considerou-se que no modelo de balanço hídrico horário, a irrigação era realizada sempre que a umidade do solo na primeira hora do dia (que corresponde as 9:00 h), estivesse abaixo do nível crítico, sendo a lâmina de irrigação definida pelo negativo acumulado somado à evapotranspiração máxima do dia, aplicada nas 8 horas seguintes. Dessa forma durante o dia em que era realizada a irrigação a umidade do solo se mantinha no nível correspondente à capacidade de campo.

No modelo de balanço hídrico diário, o escoamento superficial R foi estimado pelo método da curva número, sendo dado pela equação:

$$R_{(i)} = \frac{(P_{(i)} - 0.2S)^2}{(P_{(i)} + 0.8S)}, \quad [4.55]$$

onde: R = escoamento superficial (mm);

P = precipitação total (mm);

S = capacidade máxima de armazenamento (mm);

sendo a capacidade máxima armazenamento de água no solo descrita pela equação

$$S = \frac{25400}{CN} - 254, \quad [4.56]$$

onde: CN = coeficiente de escoamento (adimensional).

A equação 4.55 só é válida quando a chuva total acumulada no intervalo de tempo i for superior a 0.2 S. Caso contrário, não há escoamento superficial.

O coeficiente CN é um parâmetro que procura descrever a potencialidade de geração de escoamento superficial do sistema solo-planta. O CN encontra-se tabelado em função do tipo de solo, uso de solo, da cobertura vegetal, da prática agrícola e do grau de umidade antecedente. O valor de CN inicialmente atribuído, corresponde a condição de umidade média, foi corrigido em função das condições de umidade antecedentes, determinadas pela aporte de água de chuva ou irrigação nos cinco dias anteriores, de acordo com as equações determinadas por ALMEIDA (1993) conforme:

Para passar da condição II para a condição I:

$$CN_I = 0.33 * CN_{II}^{1.12}; \quad \text{para } CN_{II} < 30; \quad [4.57]$$

$$CN_I = \exp(0.023 * CN_{II} + 2.3052); \quad \text{para } CN_{II} > 50; \quad [4.58]$$

$$CN_I = \exp(0.0364 * CN_{II} + 1.621); \quad \text{para } 30 \leq CN_{II} \leq 50. \quad [4.59]$$

Para passar da condição II para a condição III

$$CN_{III} = (43.9 * \ln(CN_{II}) - 101.63); \quad \text{para } CN_{II} \geq 40; \quad [4.60]$$

$$CN_{III} = 4.11 (CN_{II})^{0.73}; \quad \text{para } CN_{II} < 40. \quad [4.61]$$

Sempre que a quantidade de chuva e ou irrigação nos 5 dias anteriores ao dia analisado foi menor que 15 mm o solo é considerado seco (condição I), se estes valores ficarem entre 15 e 40 mm a condição de solo é de umidade média (condição II) e caso o valor de precipitação e ou irrigação for superior a 40 mm o solo se encontra úmido (condição III).

CARDOSO (1995) e FRANKE (1996) consideraram que, das abstrações iniciais (Ia), 25 % eram perdas por evaporação e o restante foi considerado como infiltração. Este trabalho considera que a evaporação das abstrações iniciais está incluída no cálculo da evapotranspiração e assim a infiltração fica definida pela diferença entre a chuva total precipitada e o escoamento superficial, isto é:

$$F_{(i)} = P_{(i)} - R_{(i)}, \quad [4.62]$$

onde F é a lâmina infiltrada no dia i.

No modelo de balanço hídrico horário, a infiltração foi calculada pelo modelo Green e Ampt modificado por Mein e Larson com as alterações propostas por CHU (1978), para considerar a chuva de intensidade variável. Em cada intervalo horário em que a intensidade de precipitação é igual ou superior à condutividade do solo ($I_p \geq K_s$) é testada a ocorrência de empoçamento durante esse intervalo. Quando ocorre o empoçamento nesse intervalo, deve-se calcular o tempo de empoçamento (t_p), a precipitação acumulada até o empoçamento ($P_{(t_p)}$), o pseudo-tempo (t_s) e posteriormente a infiltração acumulada em todo intervalo ($F_{(t_m)}$). O cálculo da infiltração pode ser resumido pelas expressões abaixo:

Se $I_p < K_s$ então

$$F_{(t_n)} = P_{(t_n)} - R_{(t_n-1)} \quad [4.63]$$

$$R_{(t_n)} = R_{(t_n-1)}, \quad [4.64]$$

em que $F_{(t_n)}$ = infiltração acumulada até o tempo t_n (mm);

$P_{(t_n)}$ = precipitação acumulada até o tempo t_n (mm);

$R_{(t_n)}$ = escoamento superficial acumulado até o tempo t_n , (mm);

t_n = tempo considerado após o início da chuva (h);

Se $I_p \geq K_s$ é testada a condição de empoçamento da superfície, e caso não há empoçamento no intervalo de tempo t_{n-1} até t_n , então

$$R_{(t_n)} = R_{(t_n-1)} \quad [4.65]$$

$$F_{(t_n)} = P_{(t_n)} - R_{(t_n-1)}. \quad [4.66]$$

Se ocorre o empoçamento da superfície no intervalo t_{n-1} até t_n , então

$$t_p = \frac{\left[\frac{K_s S_f M}{(I_p - K_s)} - P_{(t_{n-1})} + R_{(t_{n-1})} \right]}{I_p} + t_n - 1 \quad [4.67]$$

$$P_{(t_p)} = P_{(t_{n-1})} + (t_p - t_{n-1}) I_p \quad [4.68]$$

$$t_s = \frac{P_{(t_p)} - R_{(t_{n-1})} - S_f M \ln \left\{ 1 + \frac{P_{(t_p)} - R_{(t_{n-1})}}{S_f M} \right\}}{K_s} \quad [4.69]$$

A infiltração acumulada até o tempo t_n é determinada pelo método Newton-Raphson a seguinte equação:

$$K_s(t_n - t_p + t_s) = F_{(t_n)} - S_f M \ln \left[1 + \frac{F_{(t_n)}}{S_f M} \right]. \quad [4.70]$$

O escoamento superficial é dado por

$$R_{(tn)} = P_{(tn)} - F_{(tn0)} \quad [4.71]$$

em que: t_p = tempo em que ocorre o empoçamento (h);

$P_{(tp)}$ = precipitação acumulada até o tempo de empoçamento da superfície (mm);

t_s = pseudo-tempo (h).

Quando não há empoçamento no tempo t_{n-1} , o indicador de empoçamento da superfície é dado pela expressão:

$$C_u = P_{(t_n)} - R_{(t_{n-1})} - K_s \cdot S_f M / (I_p - K_s) \quad [4.72]$$

Quando a superfície está empoçada no tempo t_{n-1} , é utilizada a expressão:

$$C_p = P_{(t_n)} - F_{(t_n)} - R_{(t_{n-1})} \quad [4.73]$$

Se os indicadores C_u e C_p são maiores que zero, a superfície está empoçada no tempo t_n .

O modelo de balanço hídrico horário proposto segue o modelo do balanço hídrico de Thornthwaite e Mather modificado por BRAGA (1982) e utilizado em intervalo diário, com as adaptações para a utilização em intervalos horários. As principais adaptações são a inclusão do cálculo da infiltração de água no solo pelo método de Green-Ampt-Mein-Larson para chuvas de intensidade horárias variáveis e a desagregação do valor de evapotranspiração nos intervalos horários com insolação. Para a utilização do modelo, necessita-se de poucas informações adicionais às normalmente usadas no balanço hídrico diário. Além da informação da chuva horária, o modelo requer os valores dos parâmetros da equação de Green-Ampt, que podem ser facilmente estimados em função de características físicas dos solos. As demais informações das características da cultura (K_c e profundidade do sistema radicular) são consideradas constantes durante o dia, pois assume-se que, pela pequena variação nos valores diários, as variações horárias podem se desprezadas.

Nestes modelos de balanço hídrico, o acréscimo diário no armazenamento de água, determinado pelo aumento da profundidade da camada de solo explorada pelas raízes, é calculado pelo soma do armazenamento de água dessa camada com o armazenamento do dia

anterior. Nesse cálculo considera-se que a umidade do solo da camada de solo abaixo da camada explorada pelas raízes das culturas é a mesma da camada superior.

Na composição do modelo de balanço hídrico horário, teve-se como objetivo principal estimar de forma mais realística a infiltração de água no solo, mantendo as demais simplificações no modelo para a utilização generalizada na estimativa das necessidades de irrigação para efeito de planejamento e dimensionamento. No caso de manejo e acompanhamento de culturas irrigadas, para situações específicas, pode-se melhorar substancialmente o modelo com a simulação da infiltração e redistribuição de água no perfil do solo, inclusão da interceptação, porém haverá necessidade de várias informações adicionais que dificultam a aplicação mais generalizada.

4.5. Comparação dos modelos de precipitação efetiva.

Na comparação entre os modelos de balanço hídrico diário e horário, consideraram-se dois valores de CAD, de 50 e 100 mm respectivamente, e quatro solos diferentes. Para a correspondência dos parâmetros da equação de Green-Ampt utilizada no balanço hídrico horário com o valor de CN utilizado no balanço hídrico diário, foram utilizadas as equações estabelecidas por MOREL-SEYTOUX e VERDIN (1980), que permitem estimar os parâmetros da equação de Green-Ampt em função do valor de CN, obtendo-se os valores da tabela 4.3.

Foram comparados a precipitação efetiva para os períodos mensais determinada pelos modelos de balanço hídrico diário e horário, e também a precipitação efetiva determinada pelo método do SCS (1967), conforme as equações:

$$P_{ef} = (0.70917 P^{0.802416} - 0.11556) 10^{(0.02426 ET)} f^{25.4}, \quad [4.74]$$

onde: P_{ef} = precipitação efetiva mensal (mm);

P = precipitação total do mês (mm);

ET = evapotranspiração média mensal (mm);

$$f = (0.531747 + 0.295164 D - 0.057697 D^2 + 0.003804 D^3) \quad [4.75]$$

$$D = CAD/25.4, \quad [4.76]$$

sendo imposta a restrição de que a precipitação efetiva não pode exceder a evapotranspiração média mensal, isto é:

$$P_{ef} \leq ET.$$

Tabela 4.3. Parâmetros do solo considerados na comparação dos modelos de balanço hídrico.

Parâmetro	Solo			
	A	B	C	D
CN	60	70	80	90
Ks (mm/h)	7.9	4.0	1.6	0.8
Sf (mm)	120	165	180	90

4.6. Aplicação do Modelo.

Foi determinada a necessidade de irrigação suplementar e a precipitação efetiva para as culturas do milho e do feijão pelo modelo de balanço hídrico horário, para as diferentes épocas de plantio recomendadas para a região em estudo.

De acordo com THOMÉ et al. (1996 a, 1996 b), o período de semeadura do milho na região de Urussanga, recomendado de acordo com o zoneamento agrícola vai de 01/08 até 10/01. Para a cultura do feijão de safra, o plantio é recomendado no período entre 11/08 à 10/10 e, para a safrinha, o plantio é recomendado no período de 11/01 a 28/02.

O período vegetativo da cultura do milho compreendido entre a emergência e o florescimento masculino varia com a época de plantio e com a cultivar. De acordo com a EMBRAPA (1993), esse período pode ser representado pelas unidades térmicas, assim procedeu-se a análise dos dados observados nos experimentos de competição de cultivares de milho do período de 1980 a 1997, estabelecendo as unidades térmicas do período entre a emergência e a data de florescimento masculino observada. Com base nos dados médios de unidades térmicas calculadas, determinou-se a duração do período entre a emergência e o florescimento masculino para as diversas épocas de plantio. Segundo FANCELLI (1994), para a duração do período entre o florescimento masculino e a maturação fisiológica do milho pode ser considerado um valor fixo de 60 dias.

No cálculo das unidades térmicas utilizou-se a metodologia recomendada pela EMBRAPA (1993), que considera as temperaturas máxima e mínima que ocorrem em determinado dia, com a seguinte expressão:

$$UT = \frac{(T_{max} + T_{min})}{2} - 10, \quad [4.77]$$

onde: UT = unidade térmica do dia (°C);

T_{max} = temperatura máxima do dia (°C);

T_{min} = temperatura mínima do dia (°C);

Quando a temperatura máxima ultrapassa o valor de 30 °C, considera-se o valor de 30 °C, e quando a temperatura mínima for menor a 10 °C considera-se o valor de 10 °C.

Com base nesses cálculos de unidades térmicas e nas observações dos ensaios de competição de cultivares, foram consideradas as durações das diferentes fases fenológicas da cultura do milho para as diferentes épocas de plantio conforme a tabela 4.4. A cultura do feijão apresenta menor variação na duração do ciclo, sendo considerados os dados da tabela 4.5, baseada nas observações dos ensaios de competição de cultivares.

Tabela 4.4. Data de plantio e ciclo do milho entre plantio e florescimento masculino.

Data de plantio	Duração(dias)			
	P - E	E - F	P- F	P- MF
01/08	8	82	90	140
01/09	8	74	82	132
01/10	8	63	71	121
01/11	7	57	64	114
01/12	7	53	60	110
01/01	7	53	60	110

P = plantio; E = emergência; F = florescimento masculino; MF = maturação fisiológica

TABELA 4.5. Duração do ciclo da cultura do feijão.

Época	Duração (dias)			
	P - E	E - F	F- MF	P -MF
Feijão safra	7	45	50	102
Feijão safrinha	7	35	48	90

P = plantio; E = emergência; F = florescimento; MF = maturação fisiológica

Para considerar a variação da profundidade do sistema radicular das cultura ao longo do ciclo, considerou-se que, para o milho, a profundidade do sistema radicular na fase inicial é de 20 cm, e na fase de desenvolvimento ocorre um crescimento linear atingindo 50 cm na floração, valor que se mantém constante até a maturação fisiológica. Para o feijão, esses valores são de 20 e 40 cm respectivamente.

Com base nestes dados foram estabelecidas as fases fenológicas para o milho e feijão, com os respectivos valores de coeficiente de cultura e profundidade do sistema radicular, conforme as tabelas 4.6, 4.7 e 4.8.

O valor diário do coeficiente de cultura (Kc) foi obtido da interpolação dos valores determinados na curva de Kc para cada época de plantio de acordo com a metodologia sugerida por DOOREMBOS e KASSAN (1979). As curvas de Kc utilizadas neste trabalho estão representadas na figura 4.2 e 4.3.

TABELA 4.6. Duração das fases fenológicas, profundidade do sistema radicular (PSR) e coeficiente de cultura (Kc) para o milho.

Fase	Duração (dias)	PSR (cm)	Kc	
inicial	P - P30	30	20	0.50
desenvolvimento	P30 - F	(1)	(2)	(2)
floração	F - F30	30	50	1.10
maturação	F30 - MF	30	50	0.55

P = plantio; P30 = 30 dias após o plantio; F = início floração masculina;

F30 = 30 dias após a floração; MF = maturação fisiológica

(1) = 60/52/41/34/30/30 conforme a data de plantio

(2) interpolado entre a fase inicial e a floração.

TABELA 4.7. Duração das fases fenológicas, profundidade do sistema radicular (PSR) e coeficiente de cultura (Kc) do feijão da safra.

Fase		Duração (dias)	PSR (cm)	Kc
inicial	P - P20	20	20	0.50
desenvolvimento	P20 - F	32	(1)	(1)
floração	F - EG	20	40	1.05
maturação	EG - MF	28	40	0.50

P = plantio; P20 = 20 dias após o plantio; F = floração; EG = enchimento do grão; MF = maturação fisiológica; (1) interpolado entre a fase inicial e a floração.

TABELA 4.8. Duração das fases fenológicas, profundidade do sistema radicular (PSR) e coeficiente de cultura (Kc) do feijão da safrinha.

Fase		Duração (dias)	PSR (cm)	Kc
inicial	P - P20	20	20	0.50
desenvolvimento	P20 - F	22	(1)	(1)
floração	F - EG	22	40	1.05
maturação	EG - MF	28	40	0.50

P = plantio; P20 = 20 dias após o plantio; F = floração; EG = enchimento do grão; MF = maturação fisiológica; (1) interpolado entre a fase inicial e a floração.

Pelo levantamento de solos (SANTA CATARINA, 1973) e dos perfis dos solos da microbacia do rio Armazém, descritos por NEUBERT (1995), verificou-se que os principais solos da região pertencem às classes texturais argilo-arenoso (Podzólico Vermelho-Amarelo) e franco-argilo-arenoso (Cambissolos). A classe de solo Podzólico Vermelho-Amarelo caracteriza-se pela presença de gradiente textural ao longo do perfil, e varia nas suas demais características químicas e físicas, de acordo com o material que lhe originou. Segundo NEUBERT (1995), esses solos possuem alta suscetibilidade à erosão, determinada pelo gradiente textural, pela estrutura que é fraca no horizonte superficial, e pelo relevo, predominantemente ondulado. Já na classe dos Cambissolos, a textura é menos variável no perfil, mas as suas demais características físicas e químicas são também dependentes do material de origem. Para ambos os solos, o uso e, principalmente, o manejo afetam suas condições de rugosidade, estrutura e fertilidade.

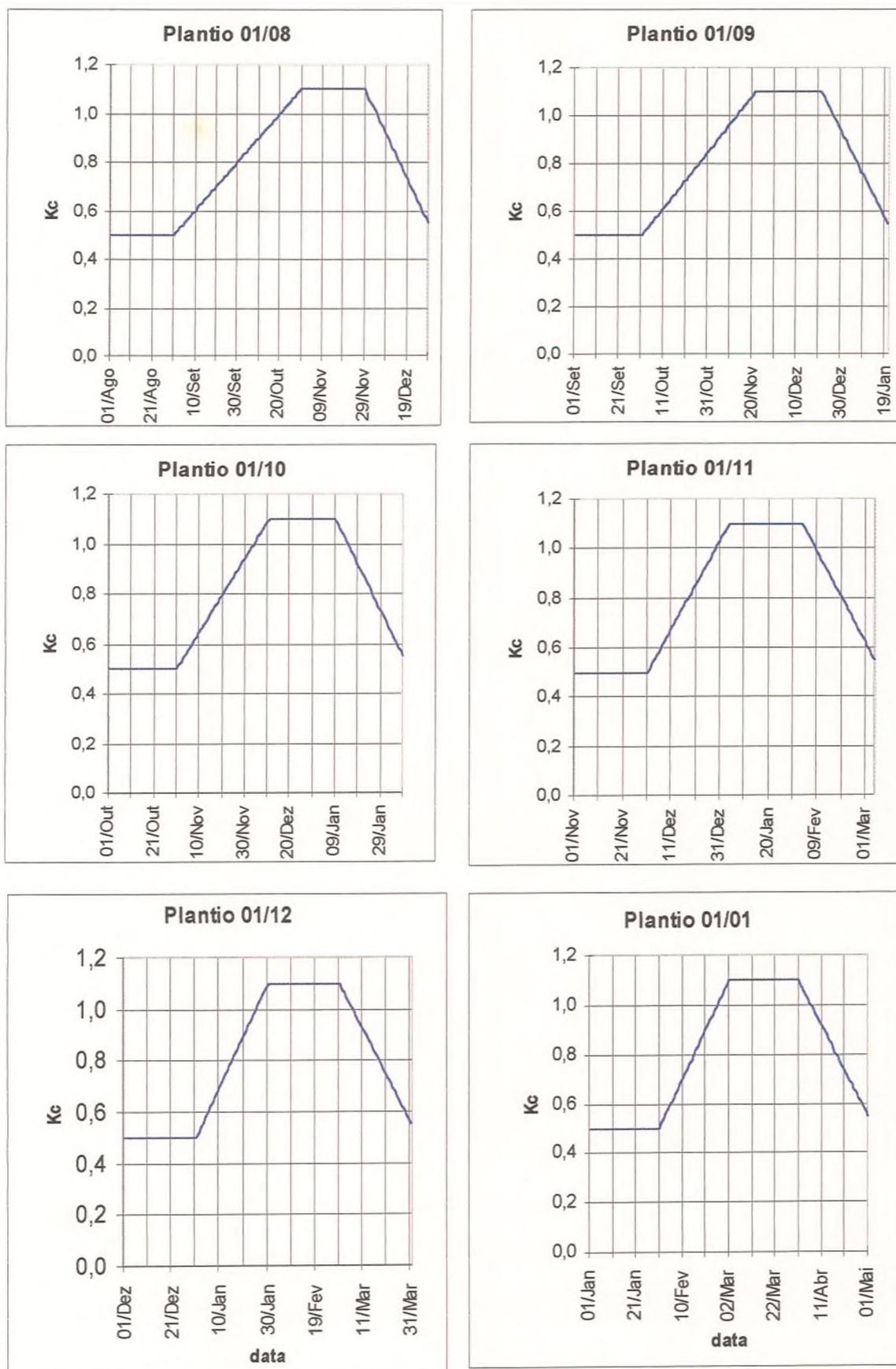


FIGURA 4.2. Curva K_c para a cultura do milho nas diferentes datas de plantio.

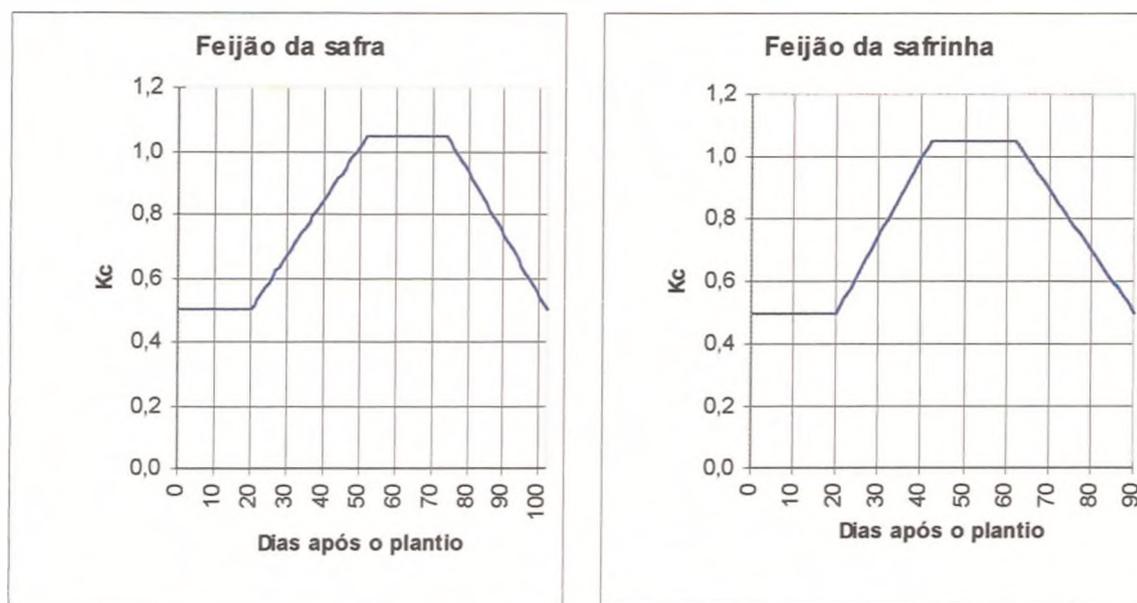


FIGURA 4.3. Curva Kc para a cultura do feijão da safra e safrinha.

Devido a essa variação nos solos da região, utilizaram-se como parâmetros da equação de Green-Ampt, os valores representativos dessas classes texturais, conforme determinados por RAWLS e BRAKENSIEK (1983), e os demais parâmetros físicos para o cálculo do balanço hídrico foram obtidos do levantamento de solos, conforme tabela 4.9.

TABELA 4.9. Parâmetros do solo utilizados no balanço hídrico.

Parâmetro	Solo	
	argilo-arenoso	franco-argilo-arenoso
Ks (mm h ⁻¹)	1.2	4.3
Sf (mm)	240	180
Cap. de campo (cm ³ cm ⁻³)	0.339	0.275
Ponto de Murcha (cm ³ cm ⁻³)	0.239	0.125
Porosidade efetiva (cm ³ cm ⁻³)	0.38	0.350
ARM (mm cm ⁻¹)	1.0	1.5

4.7. Validação de Campo

Para a validação do modelo de balanço hídrico horário, foi conduzido um experimento de campo com a cultura do milho, em que, além dos parâmetros meteorológicos, observados na estação meteorológica próximo à área do experimento, foram medidos o escoamento superficial e a umidade do solo. O experimento foi instalado em um solo Podzólico Vermelho-Amarelo com a camada superficial de classe textural argila-arenosa e declividade de 12 %.

Para medir o escoamento superficial foram utilizados infiltrômetros conforme descrito por VEIGA e WILDNER (1993), com as dimensões reduzidas para 2,0 m de largura e 5,0 m de comprimento. Foram utilizadas cinco repetições, sendo que uma foi mantida sem cobertura vegetal, e, nas outras, foi semeado o milho. Para a instalação da cultura do milho o solo foi preparado de modo convencional (aração e gradagem) e a adubação foi de acordo com as recomendações técnicas da cultura. A semeadura foi realizada no dia 07/10/96, sendo o espaçamento das plantas, após o desbaste, de 0.20 m na linha e 1.0 m entre as linhas. As linhas de plantio foram mantidas no sentido perpendicular à declividade do terreno. Para o controle das plantas daninhas, foram realizadas capinas manuais, sempre que necessário. Nas parcelas com milho, as capinas foram realizadas até a completa cobertura do solo, sempre realizadas nas quatro parcelas no mesmo dia. Na parcela descoberta, foi necessário realizar várias capinas até o final do período de coleta de dados. Em cada lado dos infiltrômetros foi utilizada uma área de bordadura de 2 m de largura, sendo aplicado o mesmo tratamento do respectivo infiltrômetro.

A umidade do solo foi determinada pelo método gravimétrico nas profundidades de 0 a 15 cm, 15 a 30 cm e 30 a 45 cm, a cada 3 ou 4 dias sem ocorrência de chuva expressiva. Para evitar a coleta excessiva de amostras dentro da parcela, o que poderia alterar a infiltração de água, as amostras de solo foram coletadas nas bordaduras e a cada quatro semanas foi coletada uma amostra dentro da parcela.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Modelagem da Precipitação.

Na tabela 5.1 encontram-se, para cada mês, os valores das médias de precipitação horária, os valores de variância, autocovariância com retardo 1 e do coeficiente de autocorrelação com retardo 1 da chuva horária observada nos intervalos de 1, 6, 12 e 24 horas, bem como os valores das probabilidades desses intervalos serem secos (1). Com esses valores estimou-se, para cada mês, os parâmetros do modelo de pulsos retangulares Bartlett-Lewis modificado, obtendo os valores apresentados na tabela 5.2.

Na tabela 5.1, são apresentados ainda os valores das estatísticas estimadas pelo modelo (2) e os valores das estatísticas da série de dados simulados (3). Para verificar a eficiência metodológica da desagregação de dados diários de chuva, efetuou-se a desagregação dos valores de chuva diária do período de 10/80 a 12/96. Os valores das estatísticas das séries de dados desagregados se encontram na quarta linha (4) de cada mês da tabela 5.1.

Pelos valores das estatísticas observadas verifica-se que há uma variação sazonal bem definida das características da precipitação. Na figura 5.1, está representada a variação dos valores da precipitação média no intervalo de uma hora e da proporção de dias secos de cada mês. Pode-se observar que os meses que compõem o primeiro e o quarto trimestre do ano, são os meses com maior precipitação média. Os meses de dezembro, janeiro e fevereiro, além de apresentar a maior média de precipitação, apresentam também a variância dos valores de precipitação nos vários níveis de agregação superiores aos demais meses. Essa observação pode ser atribuída à predominância das chuvas convectivas nesses meses.

Quanto à probabilidade do dia ser seco, fevereiro é o mês com o menor valor observado (45,5%), e maio apresenta o maior valor observado (70,3%). Os valores observados de probabilidade do intervalo de uma hora ser seco nos meses de fevereiro e maio, foram de 85,8% e de 90,3%, respectivamente: diferenças bem menores que os valores para o intervalo de 24 horas. Esses valores mostram que as chuvas de fevereiro são mais frequentes, porém de menor duração que as chuvas de maio.

Essas diferenças sazonais das características das precipitações estão diretamente ligadas à atuação das massas de ar responsáveis pela formação das chuvas na região. Segundo EMPASC (1978) e SANTA CATARINA (1986), atuam sobre o estado catarinense as

TABELA 5.1. Valores históricos observados (1) e estimados pelo modelo (2), obtidos da série gerada (3), e da série de dados desagregada (4), da média, da variância (var), autocovariância (cov), coeficiente de autocorrelação (cor) e probabilidade do intervalo ser seco (pd), da chuva horária observada em Urussanga no período de 01/10/1980 a 31/12/1996, agrupada nos intervalos de 1, 6, 12 e 24 horas.

Mês		média (mm.h ⁻¹)	var 1 (mm ²)	cov 1 (mm ²)	cor 1	var 6 (mm ²)	Cov 6 (mm ²)	cor 6	var 12 (mm ²)	cov 12 (mm ²)	cor 12	var 24 (mm ²)	cov 24 (mm ²)	cor 24 (mm ²)	pd 1	pd 6	pd 12	pd 24
Jan.	(1)	0.2803	2.791	0.802	0.287	30.25	6.76	0.223	71.7	11.73	0.163	164.8	27.5	0.167	0.867	0.746	0.638	0.488
	(2)	0.2803	2.822	0.819	0.290	29.76	6.24	0.210	72.0	14.43	0.200	172.8	27.2	0.157	0.903	0.737	0.628	0.467
	(3)	0.2799	2.881	0.801	0.278	30.42	6.02	0.198	72.8	14.32	0.197	175.3	28.8	0.164	0.910	0.748	0.641	0.484
	(4)	0.2803	2.757	0.661	0.240	28.91	5.42	0.187	69.4	12.41	0.179	164.8	27.5	0.167	0.913	0.753	0.647	0.488
Fev.	(1)	0.3202	3.792	1.476	0.389	51.18	12.23	0.239	136.4	14.07	0.103	310.8	70.2	0.226	0.858	0.719	0.600	0.455
	(2)	0.3202	4.060	1.741	0.429	52.22	11.32	0.217	127.1	25.43	0.200	305.0	61.0	0.200	0.907	0.718	0.601	0.462
	(3)	0.3160	4.010	1.590	0.398	49.24	10.28	0.209	120.7	23.23	0.192	287.8	62.6	0.218	0.914	0.724	0.605	0.469
	(4)	0.3202	3.582	1.373	0.383	44.80	18.46	0.412	128.6	35.00	0.272	310.8	70.2	0.226	0.912	0.716	0.600	0.455
Mar.	(1)	0.1838	1.488	0.512	0.344	16.98	3.16	0.186	39.6	5.17	0.131	92.4	11.3	0.122	0.899	0.798	0.693	0.576
	(2)	0.1838	1.545	0.539	0.349	17.25	3.12	0.181	40.7	6.41	0.157	94.3	10.9	0.116	0.926	0.784	0.678	0.517
	(3)	0.1838	1.554	0.533	0.343	17.07	3.11	0.182	40.5	6.71	0.166	93.5	12.8	0.137	0.931	0.791	0.685	0.525
	(4)	0.1838	1.725	0.447	0.259	15.50	3.20	0.206	38.7	5.22	0.135	92.4	11.3	0.122	0.934	0.801	0.707	0.576
Abr.	(1)	0.1560	1.160	0.433	0.373	15.19	4.25	0.280	36.6	7.96	0.218	87.4	15.8	0.181	0.910	0.825	0.735	0.623
	(2)	0.1560	1.160	0.434	0.374	14.58	3.93	0.269	37.0	8.56	0.231	91.1	16.1	0.177	0.930	0.830	0.746	0.607
	(3)	0.1550	1.142	0.416	0.364	14.21	3.64	0.256	37.7	8.17	0.229	88.2	15.7	0.179	0.934	0.836	0.753	0.613
	(4)	0.1560	1.194	0.399	0.334	13.99	3.63	0.259	35.3	9.11	0.258	87.4	15.8	0.181	0.931	0.838	0.757	0.623
Maio	(1)	0.1625	0.973	0.586	0.602	19.38	9.05	0.467	55.7	21.35	0.383	143.1	57.1	0.399	0.903	0.839	0.781	0.703
	(2)	0.1625	0.996	0.618	0.621	18.66	8.25	0.442	53.8	22.17	0.412	152.0	59.0	0.388	0.919	0.829	0.777	0.703
	(3)	0.1621	1.063	0.625	0.588	18.39	7.14	0.388	51.3	18.34	0.367	143.7	43.4	0.302	0.928	0.836	0.787	0.710
	(4)	0.1625	0.972	0.546	0.562	17.35	7.55	0.435	48.2	22.10	0.458	143.1	57.1	0.399	0.928	0.837	0.782	0.703
Jun.	(1)	0.1370	0.570	0.363	0.636	12.20	6.04	0.495	34.9	15.59	0.446	104.7	26.6	0.254	0.904	0.837	0.773	0.675
	(2)	0.1370	0.574	0.400	0.697	12.13	5.77	0.476	35.8	13.92	0.389	99.5	30.3	0.304	0.932	0.871	0.810	0.703
	(3)	0.1377	0.576	0.404	0.701	12.34	6.09	0.434	37.1	14.84	0.400	102.9	35.9	0.349	0.932	0.873	0.815	0.709
	(4)	0.1370	0.608	0.405	0.667	12.22	5.85	0.479	37.1	13.53	0.365	104.7	26.6	0.254	0.928	0.865	0.803	0.675

TABELA 5.1. Continuação.

Mês		média (mm.h ⁻¹)	var 1 (mm ²)	cov 1 (mm ²)	cor 1	var 6 (mm ²)	cov 6 (mm ²)	cor 6	var 12 (mm ²)	cov 12 (mm ²)	cor 12	var 24 (mm ²)	cov 24 (mm ²)	cor 24 (mm ²)	pd 1	pd 6	pd 12	pd 24
Jul.	(1)	0.1575	0.593	0.381	0.642	12.24	6.47	0.529	37.6	13.36	0.355	102.9	24.1	0.226	0.892	0.828	0.766	0.682
	(2)	0.1575	0.583	0.426	0.731	12.69	5.87	0.463	37.1	13.08	0.352	100.4	24.1	0.240	0.920	0.856	0.798	0.694
	(3)	0.1577	0.590	0.434	0.736	12.96	6.01	0.464	37.8	13.66	0.362	100.1	26.8	0.268	0.918	0.861	0.806	0.705
	(4)	0.1575	0.629	0.441	0.707	13.30	4.91	0.369	37.9	10.73	0.283	102.9	23.3	0.226	0.913	0.850	0.785	0.682
Ago.	(1)	0.1375	0.605	0.300	0.497	9.94	3.79	0.382	26.2	10.28	0.392	75.5	19.4	0.257	0.896	0.825	0.770	0.696
	(2)	0.1375	0.612	0.304	0.496	9.64	3.89	0.403	27.1	9.70	0.358	73.5	19.9	0.271	0.918	0.853	0.800	0.706
	(3)	0.1370	0.622	0.310	0.498	9.83	3.89	0.396	27.4	9.63	0.352	73.5	19.3	0.563	0.924	0.855	0.802	0.709
	(4)	0.1375	0.698	0.360	0.516	10.89	3.62	0.333	31.2	7.94	0.254	75.5	19.4	0.257	0.924	0.854	0.800	0.696
Set.	(1)	0.1715	0.676	0.422	0.624	13.89	6.47	0.465	39.4	13.94	0.354	94.8	30.9	0.326	0.868	0.779	0.696	0.589
	(2)	0.1715	0.686	0.440	0.641	13.18	5.76	0.437	37.9	14.33	0.378	104.4	33.2	0.318	0.890	0.787	0.707	0.578
	(3)	0.1715	0.688	0.445	0.647	13.43	6.44	0.480	39.6	17.33	0.437	112.8	44.2	0.392	0.899	0.797	0.718	0.588
	(4)	0.1715	0.715	0.463	0.647	13.10	5.35	0.409	37.7	11.60	0.308	94.8	30.9	0.326	0.896	0.795	0.717	0.589
Out.	(1)	0.1875	1.008	0.487	0.484	16.44	5.93	0.360	44.7	12.42	0.278	105.8	20.9	0.197	0.876	0.779	0.692	0.562
	(2)	0.1875	1.019	0.499	0.490	15.99	5.63	0.352	43.2	11.93	0.276	110.3	22.0	0.200	0.914	0.815	0.717	0.554
	(3)	0.1875	1.032	0.490	0.475	15.70	5.37	0.342	42.0	10.48	0.250	106.1	18.3	0.172	0.919	0.821	0.723	0.562
	(4)	0.1875	0.945	0.416	0.440	14.10	5.34	0.379	39.4	11.21	0.285	105.8	20.9	0.197	0.912	0.817	0.725	0.562
Nov.	(1)	0.1756	1.173	0.392	0.334	13.84	3.84	0.279	36.2	7.55	0.209	92.4	6.4	0.070	0.883	0.784	0.690	0.573
	(2)	0.1756	1.170	0.390	0.333	13.83	3.83	0.277	35.3	9.16	0.259	89.0	18.2	0.205	0.911	0.794	0.710	0.574
	(3)	0.1756	1.167	0.392	0.332	13.57	3.73	0.275	34.8	8.28	0.238	86.6	16.5	0.190	0.918	0.799	0.715	0.579
	(4)	0.1756	1.244	0.390	0.313	13.60	3.87	0.287	34.5	7.96	0.231	92.4	6.4	0.070	0.919	0.799	0.720	0.573
Dez.	(1)	0.2732	2.618	0.954	0.364	33.78	8.98	0.266	84.2	21.48	0.255	206.9	54.8	0.265	0.876	0.774	0.680	0.548
	(2)	0.2732	2.643	0.973	0.368	32.78	9.26	0.282	84.1	23.54	0.280	215.2	55.1	0.256	0.897	0.759	0.673	0.542
	(3)	0.2734	2.604	0.961	0.369	31.62	8.84	0.280	81.1	24.62	0.304	211.9	54.4	0.257	0.905	0.768	0.681	0.549
	(4)	0.2732	2.467	0.829	0.336	29.93	9.05	0.303	78.8	25.67	0.326	206.9	54.8	0.265	0.904	0.781	0.680	0.548

seguintes massas de ar: Tropical Atlântica, Polar Atlântica, Tropical Continental e Equatorial Continental. As massas Tropical Atlântica e Polar Atlântica predominam alternadamente em todas estações do ano. A massa Equatorial Continental é a principal responsável pelas chuvas convectivas na região sudeste e no litoral sul do país, tendo efeito destacado no verão. Nessa época a presença da massa Tropical Continental resulta em tempo bom. As massas de ar polares são importantes promotoras de chuvas frontais, ocorrendo tanto no verão, quanto no inverno. ASSIS (1993) mostra que a atuação diferenciada das massas de ar são responsáveis pelas diferenças no padrão pluviométrico verificado na região Sul e Sudeste do país.

Pela inspeção dos valores da tabela 5.2, pode-se verificar que há uma variação sazonal em vários parâmetros do modelo, refletindo a sazonalidade de algumas características da precipitação.

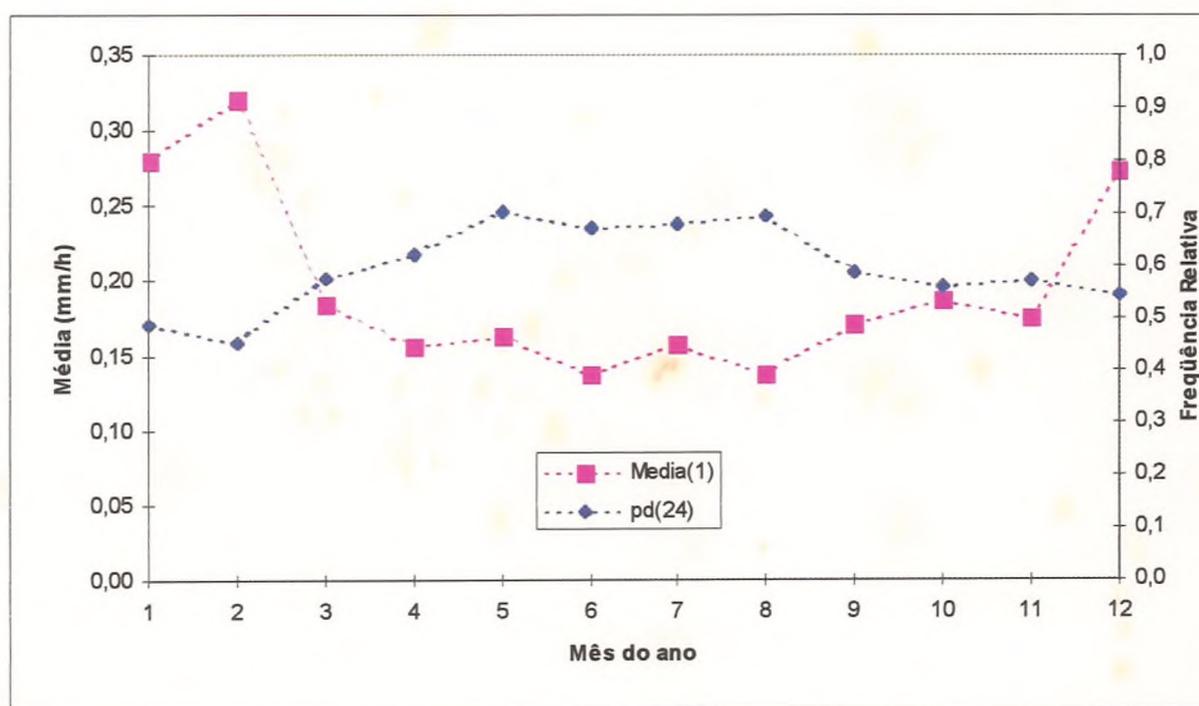


FIGURA 5.1. Valores observados de precipitação média no intervalo de 1 hora (Média(1)), e da frequência relativa de dias secos (pd(24)), em Urussanga, SC.

TABELA 5.2. Parâmetros do modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis modificado.

Mês	λ (h ⁻¹)	ν (h)	κ	μ_x (mm.h ⁻¹)	α	ϕ
Janeiro	0.02441	1.096	0.0841	11.40	5.57	0.0263
Fevereiro	0.01721	0.671	0.0430	11.29	2.87	0.0120
Março	0.02236	1.670	0.0906	7.87	5.88	0.0443
Abril	0.01721	0.474	0.1611	7.82	3.27	0.0353
Mai	0.00706	0.557	0.1639	4.10	2.01	0.0179
Junho	0.01181	0.833	0.9535	1.92	2.38	0.1059
Julho	0.01163	2.760	1.1795	1.48	4.02	0.1311
Agosto	0.01039	1.279	0.3808	3.19	4.52	0.0366
Setembro	0.01647	0.818	0.3756	2.36	2.33	0.0605
Outubro	0.02141	0.331	0.4661	4.58	2.83	0.0486
Novembro	0.01760	0.645	0.1301	7.46	4.08	0.0242
Dezembro	0.01755	0.382	0.1002	10.64	2.88	0.0161

Na figura 5.2, estão representadas a variação do parâmetro (λ) e da intensidade da célula (μ_x), e, na figura 5.3, estão representadas as variações dos valores esperados do número de células ($E[C]$) e da duração de cada célula ($E[1/\eta]$), para os diferentes meses do ano. Pela variação do parâmetro λ , verificamos que as origens das chuvas são mais frequentes nos meses de janeiro e março, e menos frequentes nos meses de agosto e maio. Pode-se dizer que na média, o intervalo entre as origens das chuvas no mês de janeiro é de 41 horas, e em maio é de 142 horas.

Na tabela 5.2, os valores do parâmetro α são maiores que dois, e, como discutido por RODRIGUEZ-ITURBE et al. (1988) e ENTEKHABI et al. (1989), isso significa que os dados analisados não apresentam o problema de memória muito grande.

Pela figura 5.3, os meses de dezembro a março são caracterizados por terem menor número de células e por maior intensidade das células. Essas características podem ser atribuídas pela maior ocorrência de chuvas convectivas nessa época do ano. As chuvas nos meses de maio a setembro são caracterizadas pelo maior número de células e pela menor intensidade e maior duração dessas células chuvosas. Essas características podem ser atribuídas à predominância das chuvas frontais.

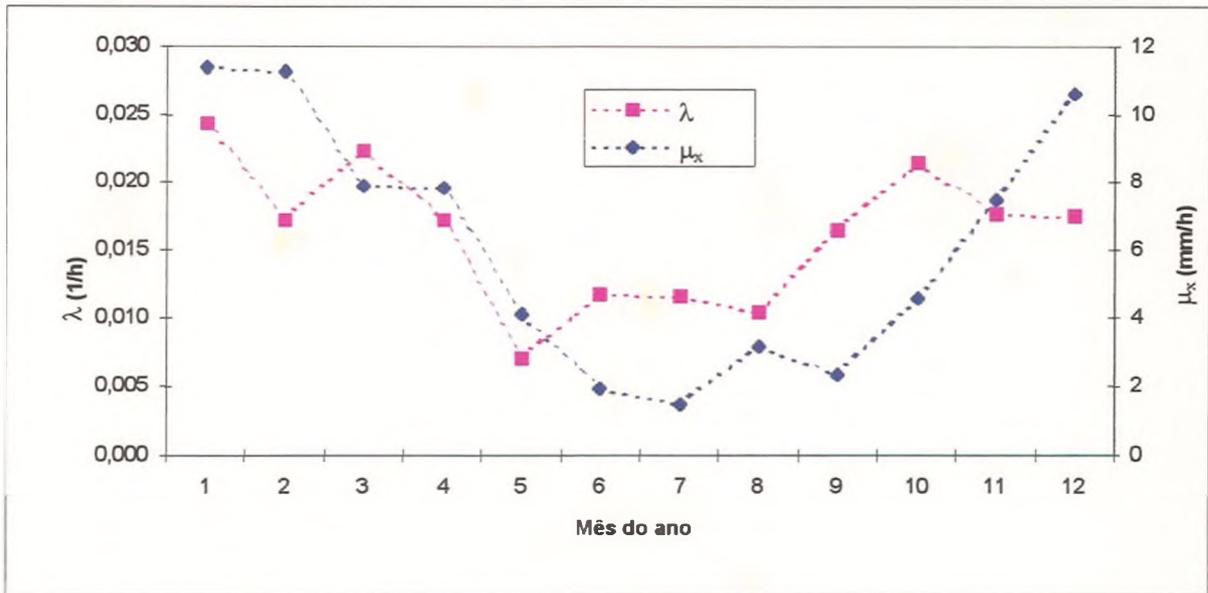


FIGURA 5.2. Variação sazonal dos parâmetros λ (h^{-1}) e μ_x ($mm.h^{-1}$) do modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis modificado.

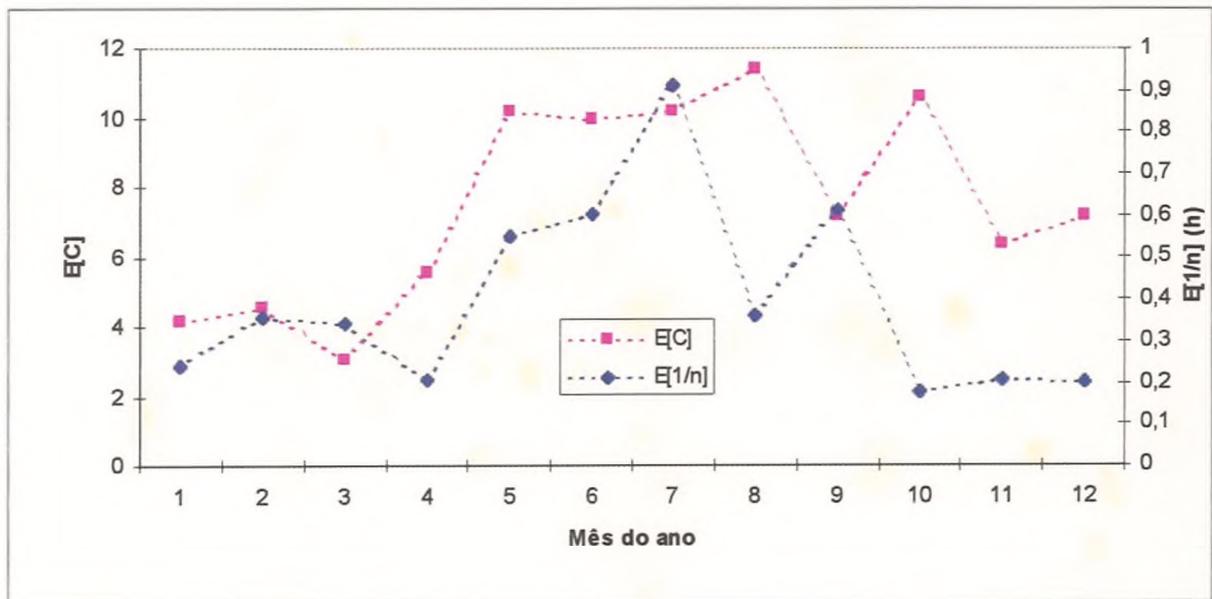


FIGURA 5.3. Variação sazonal dos valores esperados do número de células ($E[C]$) e da duração das células ($E[1/\eta]$)

Analisando os dados da tabela 5.1 e comparando os valores da primeira com os da segunda linha de cada mês, verifica-se que, de maneira geral, os momentos observados nos vários níveis de agregação são preservados de maneira satisfatória nos valores estimados pelo

modelo, refletindo a habilidade de o modelo preservar a estrutura temporal das chuvas. No entanto, pode ser observado que os valores de probabilidade do intervalo de 1 hora ser seco estimados pelo modelo em todos os meses foi ligeiramente superior aos valores observados. A maior diferença foi observada no mês de fevereiro, em que o valor observado de probabilidade do intervalo de uma hora ser seco, foi de 0.858 e o valor estimado pelo modelo foi de 0.907. Se essas diferenças forem importantes na aplicação dos dados, pode-se melhorar a estimativa, impondo uma restrição ou atribuindo maior peso a essa variável na função de minimização para a estimativa dos parâmetros do modelo. Nesse caso será obtido um novo conjunto de parâmetros do modelo, com novas estatísticas estimadas pelo modelo. Contudo, o ganho em precisão na estimativa de um momento implica menor precisão na estimativa de outros momentos utilizados na função de minimização. Neste estudo foi testado o ajuste do modelo com a restrição de que a variância e a probabilidade do intervalo de uma hora ser seco estimadas pelo modelo sejam iguais às observadas; porém chegou-se à conclusão que a perda de precisão na estimativas das demais estatísticas não compensava a sua utilização.

Os valores das estatísticas das séries simuladas apresentam pequenas diferenças em relação aos valores preditos pelo modelo, o que pode ser atribuído à aleatoriedade das variáveis envolvidas.

Comparando os valores das estatísticas observadas com as estatísticas obtidas da série desagregada nos diferentes meses, verifica-se que, após a desagregação dos dados diários em valores horários, as características estruturais das chuvas são mantidas de maneira satisfatória, e, assim, essa metodologia pode ser utilizada para a desagregação dos dados diários de precipitação em valores horários.

Nas tabelas 5.3, 5.4 e 5.5, são apresentados os valores de frequência de intervalos secos nas diferentes horas do dia e a precipitação média observada em cada intervalo, nos diferentes meses do ano. Nos meses de novembro a março, há maior frequência de chuvas no período da tarde e também, maior precipitação média nesses horários. Analisando os dados do mês de janeiro para a ilustração, observa-se que as chuvas ocorrem com maior frequência no período compreendido das 14:00 às 22:00 h e também que as maiores intensidades médias ocorrem no período das 13:00 às 20:00 h. Ainda no mês de janeiro, no intervalo da 16:00 às 17:00 h ocorre a menor frequência de períodos secos (76.3 %) e, também nesse intervalo, a média de precipitação é superior aos demais intervalos (0.852 mm). Nos meses de maio a outubro as chuvas são mais uniformemente distribuídas nas 24 horas do dia, apresentando o

coeficiente de variação das médias horárias de chuva inferior a 25 %. Também a frequência de intervalos horários sem precipitação apresenta pequenos desvios em relação à média.

A variação das características horárias da precipitação observada nos meses de novembro à março é atribuída à maior ocorrência de chuvas convectivas. Segundo AYOADE (1991), as variações diurnas de precipitação nas latitudes médias não são tão regulares, quanto nas latitudes baixas, portanto, são bastante imprevisíveis. Isso ocorre devido à diferença nos mecanismos promotores das chuvas. Os processos convectivos são fortemente diurnos e predominam nos trópicos, enquanto que, nas latitudes médias, predominam os distúrbios imprevisíveis e as frentes. Por sua natureza, os processos convectivos de formação das chuvas ocorrem nas horas mais quentes do dia, quando o aquecimento solar é mais intenso e o índice de variação térmica é elevado, caracterizado por um máximo de precipitação pluvial no final do período da manhã e no início do período da tarde. As precipitações frontais, caracterizadas pela longa duração, tendem a ter uma distribuição mais uniforme ao longo do dia.

O modelo de Bartlett-Lewis simula as chuvas de forma que cada hora do dia tenha a mesma probabilidade de ocorrência de chuva e a mesma média de chuva horária, portanto, os valores da média horária e a probabilidade de chover nos diversos intervalos horários, nas séries simuladas, têm distribuição uniforme, dada pelas suas respectivas médias.

Da observação podemos concluir que os modelos de pulsos retangulares apresentam falhas nas regiões com predominância de chuvas convectivas, e, sempre que a distribuição das chuvas nos diferentes horários do dia for importante, há a necessidade de alterar o modelo nesta regiões. ISLAM et al. (1990) estudaram a dependência dos parâmetros do modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis com a variação sazonal da precipitação, detectando diferenças causadas por chuvas convectivas e orográficas, contudo, não analisaram a variação diurna da precipitação.

Os dados horários de precipitação serão aplicados no balanço hídrico, em que a distribuição da evapotranspiração nas diferentes horas do dia também é tratada de forma simplificada, sem levar em conta o fato de estar chovendo, pois, supõe-se que erros desse tipo podem ser desprezados. Portanto, neste estudo a variação diurna da precipitação pode ser ignorada, sendo mais importante a duração da chuva, a seqüência de intervalos horários com chuva, bem como as variações nas intensidades de chuva nesses intervalos, que são razoavelmente bem simulados pelo modelo.

TABELA 5.3. Frequência relativa de intervalos secos [$\phi_d(1)$] e precipitação média [$\mu_x(1)$] nos diferentes intervalos horários para os meses de janeiro, fevereiro, março e abril da chuva observada em Urussanga, SC, no período de 1981-1996.

Intervalo (horas)	Jan.		Fev.		Mar.		Abr.	
	$\phi_d(1)$	$\mu_x(1)$	$\phi_d(1)$	$\mu_x(1)$	$\phi_d(1)$	$\mu_x(1)$	$\phi_d(1)$	$\mu_x(1)$
09 - 10	0.924	0.174	0.929	0.102	0.963	0.035	0.931	0.178
10 - 11	0.913	0.147	0.927	0.114	0.959	0.072	0.933	0.103
11 - 12	0.919	0.264	0.917	0.195	0.950	0.145	0.931	0.101
12 - 13	0.904	0.168	0.903	0.270	0.936	0.235	0.931	0.094
13 - 14	0.871	0.488	0.891	0.363	0.926	0.217	0.933	0.136
14 - 15	0.826	0.659	0.822	0.777	0.915	0.238	0.923	0.220
15 - 16	0.786	0.636	0.801	0.936	0.888	0.318	0.908	0.336
16 - 17	0.763	0.852	0.789	0.950	0.857	0.462	0.904	0.274
17 - 18	0.782	0.598	0.780	0.632	0.849	0.267	0.888	0.261
18 - 19	0.786	0.574	0.770	0.788	0.851	0.386	0.883	0.169
19 - 20	0.784	0.463	0.749	0.656	0.853	0.249	0.863	0.166
20 - 21	0.800	0.295	0.780	0.510	0.831	0.225	0.873	0.205
21 - 22	0.830	0.210	0.794	0.248	0.847	0.225	0.883	0.178
22 - 23	0.863	0.151	0.808	0.214	0.868	0.197	0.902	0.090
23 - 24	0.878	0.144	0.825	0.153	0.882	0.166	0.900	0.151
24 - 01	0.902	0.085	0.877	0.101	0.886	0.200	0.913	0.124
01 - 02	0.913	0.069	0.910	0.068	0.890	0.171	0.923	0.091
02 - 03	0.911	0.053	0.910	0.057	0.901	0.138	0.921	0.126
03 - 04	0.915	0.088	0.893	0.067	0.913	0.101	0.917	0.113
04 - 05	0.904	0.104	0.889	0.118	0.909	0.090	0.915	0.132
05 - 06	0.911	0.102	0.891	0.080	0.917	0.061	0.927	0.093
06 - 07	0.908	0.163	0.910	0.076	0.926	0.087	0.921	0.101
07 - 08	0.915	0.104	0.905	0.092	0.926	0.080	0.915	0.151
08 - 09	0.917	0.138	0.917	0.118	0.928	0.050	0.913	0.150
Média	0.867	0.280	0.858	0.320	0.899	0.184	0.910	0.156
C. V. (%)	6.5	82.9	7.0	94.4	4.2	58.4	2.2	41.3

TABELA 5.4. Frequência relativa de intervalos secos [$\phi_d(1)$] e precipitação média [$\mu_x(1)$] nos diferentes intervalos horários para os meses de maio, junho, julho e agosto da chuva observada em Urussanga, SC, no período de 1981-1996.

Intervalo (horas)	Maio		Jun.		Jul.		Ago.	
	$\phi_d(1)$	$\mu_x(1)$	$\phi_d(1)$	$\mu_x(1)$	$\phi_d(1)$	$\mu_x(1)$	$\phi_d(1)$	$\mu_x(1)$
09 - 10	0.925	0.198	0.911	0.126	0.895	0.145	0.916	0.132
10 - 11	0.925	0.132	0.911	0.105	0.895	0.143	0.899	0.144
11 - 12	0.918	0.212	0.900	0.120	0.906	0.156	0.903	0.159
12 - 13	0.918	0.199	0.902	0.155	0.904	0.174	0.910	0.118
13 - 14	0.903	0.178	0.911	0.107	0.919	0.165	0.916	0.100
14 - 15	0.886	0.174	0.924	0.124	0.912	0.142	0.905	0.102
15 - 16	0.897	0.216	0.916	0.186	0.910	0.142	0.905	0.120
16 - 17	0.903	0.220	0.900	0.170	0.902	0.188	0.888	0.146
17 - 18	0.903	0.181	0.904	0.222	0.888	0.150	0.882	0.170
18 - 19	0.901	0.205	0.898	0.163	0.871	0.236	0.880	0.160
19 - 20	0.890	0.237	0.907	0.128	0.871	0.216	0.880	0.129
20 - 21	0.897	0.166	0.898	0.122	0.875	0.179	0.873	0.121
21 - 22	0.899	0.143	0.913	0.190	0.873	0.214	0.890	0.145
22 - 23	0.892	0.141	0.904	0.102	0.877	0.177	0.897	0.175
23 - 24	0.895	0.128	0.907	0.149	0.882	0.149	0.908	0.130
24 - 01	0.890	0.125	0.907	0.124	0.880	0.189	0.920	0.101
01 - 02	0.890	0.123	0.902	0.115	0.871	0.198	0.912	0.097
02 - 03	0.910	0.140	0.916	0.108	0.871	0.126	0.892	0.152
03 - 04	0.910	0.117	0.904	0.116	0.875	0.140	0.884	0.148
04 - 05	0.905	0.091	0.911	0.125	0.884	0.146	0.901	0.117
05 - 06	0.908	0.111	0.909	0.142	0.897	0.142	0.897	0.082
06 - 07	0.903	0.135	0.911	0.141	0.902	0.177	0.899	0.128
07 - 08	0.895	0.162	0.902	0.115	0.904	0.113	0.892	0.138
08 - 09	0.903	0.166	0.891	0.096	0.897	0.093	0.905	0.128
Média	0.903	0.163	0.904	0.137	0.892	0.157	0.896	0.137
C.V. (%)	1.2	24.4	0.8	23.3	1.7	20.7	1.4	18.3

TABELA 5.5. Frequência relativa de intervalos secos [$\phi_d(1)$] e precipitação média [$\mu_x(1)$] nos diferentes intervalos horários para os meses de setembro, outubro, novembro e dezembro da chuva observada em Urussanga, SC, no período de 1980-1996.

Intervalo (horas)	Set.		Out.		Nov.		Dez.	
	$\phi_d(1)$	$\mu_x(1)$	$\phi_d(1)$	$\mu_x(1)$	$\phi_d(1)$	$\mu_x(1)$	$\phi_d(1)$	$\mu_x(1)$
09 - 10	0.866	0.188	0.909	0.181	0.923	0.078	0.921	0.196
10 - 11	0.879	0.164	0.905	0.137	0.921	0.106	0.907	0.247
11 - 12	0.888	0.155	0.907	0.142	0.927	0.116	0.915	0.238
12 - 13	0.890	0.133	0.907	0.226	0.890	0.223	0.911	0.230
13 - 14	0.897	0.121	0.901	0.169	0.875	0.306	0.901	0.343
14 - 15	0.895	0.170	0.887	0.233	0.885	0.302	0.867	0.323
15 - 16	0.902	0.144	0.889	0.199	0.871	0.415	0.836	0.595
16 - 17	0.893	0.146	0.889	0.205	0.865	0.276	0.830	0.646
17 - 18	0.861	0.221	0.887	0.221	0.852	0.209	0.830	0.590
18 - 19	0.855	0.142	0.866	0.227	0.838	0.378	0.822	0.357
19 - 20	0.852	0.169	0.879	0.152	0.848	0.264	0.830	0.391
20 - 21	0.839	0.189	0.868	0.156	0.835	0.253	0.836	0.309
21 - 22	0.852	0.121	0.872	0.184	0.844	0.194	0.869	0.215
22 - 23	0.868	0.155	0.858	0.179	0.846	0.100	0.867	0.181
23 - 24	0.875	0.132	0.866	0.136	0.871	0.128	0.871	0.202
24 - 01	0.866	0.124	0.850	0.174	0.873	0.163	0.879	0.230
01 - 02	0.875	0.137	0.860	0.152	0.881	0.101	0.875	0.229
02 - 03	0.877	0.161	0.856	0.152	0.890	0.106	0.877	0.143
03 - 04	0.875	0.162	0.860	0.157	0.894	0.091	0.893	0.142
04 - 05	0.877	0.198	0.872	0.219	0.892	0.127	0.891	0.145
05 - 06	0.870	0.247	0.864	0.222	0.892	0.088	0.895	0.149
06 - 07	0.859	0.204	0.856	0.235	0.896	0.130	0.903	0.118
07 - 08	0.859	0.181	0.866	0.278	0.913	0.100	0.923	0.139
08 - 09	0.861	0.207	0.885	0.188	0.913	0.086	0.927	0.154
Média	0.868	0.172	0.876	0.187	0.883	0.176	0.876	0.273
C.V. (%)	1.8	20.2	2.1	20.1	3.1	55.0	3.8	55.7

5.2. Evapotranspiração de Referência

Na tabela 5.6, são apresentados os resultados dos valores médios e das variâncias da evapotranspiração de referência (ET_o), sem levar em conta se o dia era chuvoso ou seco, e também os valores de evapotranspiração de referência, condicionados a ser seco o dia (ET_{os}) ou chuvoso (ET_{oc}), para cada pântada do período analisado. Na figura 5.4, estão representados os valores médios de evapotranspiração de referência ao longo do ano.

As médias de evapotranspiração do dia seco (ET_{os}) e do dia chuvoso (ET_{oc}) apresentam diferenças significativas pelo teste t, ao nível de significância de 5 %, na maioria das pântadas, com exceção das pântadas 15, 31 e 37. As diferenças relativas entre a evapotranspiração condicionada a dia seco ou chuvoso e a evapotranspiração média não condicionada, varia conforme a frequência de dias chuvosos no período. Nas pântadas que compõem o mês de janeiro, os valores de evapotranspiração média dos dias secos (ET_{os}) são superiores à média não condicionada (ET_o) em 10 a 19 %, e os valores de evapotranspiração média dos dias chuvosos (ET_{oc}) são 11 a 18 % inferiores aos valores de ET_o . No mês de junho, os valores de ET_{os} são de 3 a 10 % superior a ET_o , e os valores de ET_{oc} são de 6 a 35 % inferiores aos valores de ET_o .

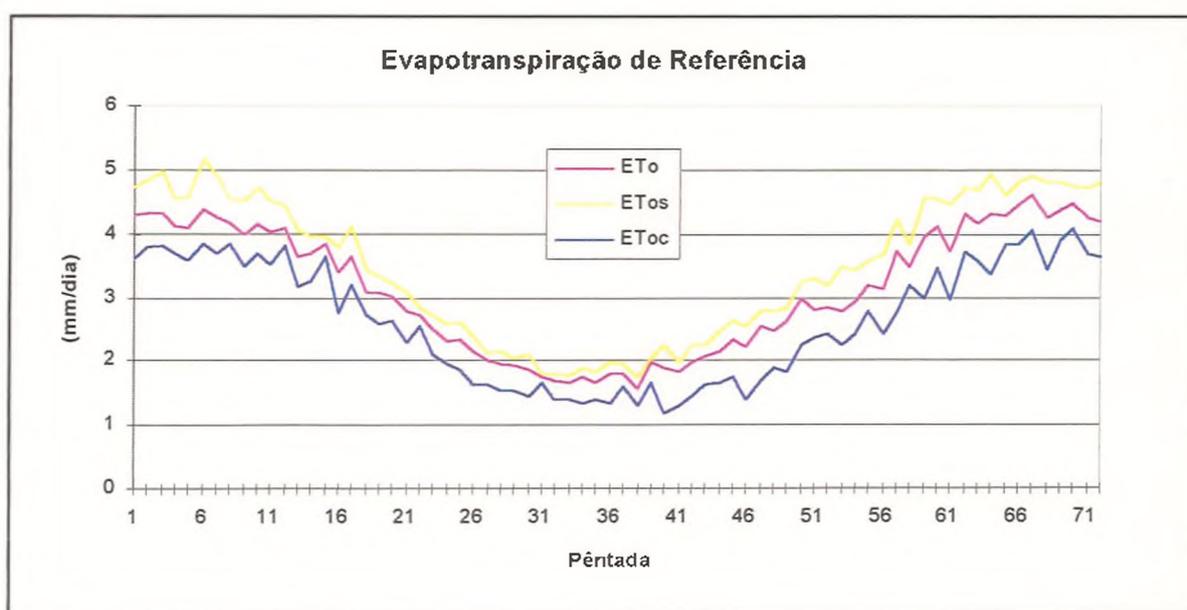


FIGURA 5.4. Valores médios de evapotranspiração de referência (ET_o), da evapotranspiração de referência dos dias secos (ET_{os}) e evapotranspiração de referência dos dias chuvosos (ET_{oc}), por pântada.

TABELA 5.6. Valores das médias e variâncias da evapotranspiração de referência (ET_o), da evapotranspiração de referência dos dias secos (ET_{os}) e evapotranspiração de referência dos dias chuvosos (ET_{oc}), por pântada, para Urussanga, SC, referente ao período de 10/1980 a 12/1996.

Pântada	ET _o		ET _{os}		ET _{oc}	
	média	variância	média	variância	média	variância
1	4.28	1.20	4.72	0.79	3.61	1.11
2	4.32	1.34	4.85	0.96	3.79	1.19
3	4.31	1.34	4.98	0.74	3.81	1.22
4	4.10	1.30	4.56	1.21	3.68	1.04
5	4.07	1.44	4.58	1.07	3.59	1.35
6	4.36	1.44	5.18	0.89	3.83	1.08
7	4.25	1.80	4.90	1.80	3.69	1.14
8	4.16	1.48	4.56	1.78	3.85	1.07
9	3.99	1.82	4.53	2.04	3.50	1.14
10	4.15	1.24	4.72	0.84	3.70	1.11
11	4.03	1.28	4.51	0.85	3.53	1.27
12	4.09	1.30	4.43	1.01	3.80	1.40
13	3.64	1.06	4.05	0.83	3.17	0.93
14	3.69	0.89	3.97	0.87	3.24	0.61
15	3.85	0.84	3.97	0.45	3.63	1.51
16	3.40	0.91	3.79	0.52	2.75	0.90
17	3.64	1.06	4.10	0.94	3.20	0.80
18	3.06	0.93	3.42	1.00	2.71	0.63
19	3.06	0.75	3.34	0.52	2.56	0.78
20	3.01	0.61	3.23	0.36	2.62	0.83
21	2.77	0.59	3.08	0.31	2.29	0.67
22	2.73	0.50	2.83	0.42	2.54	0.63
23	2.50	0.51	2.71	0.37	2.10	0.55
24	2.30	0.43	2.58	0.37	1.95	0.30
25	2.34	0.51	2.61	0.31	1.87	0.53
26	2.16	0.43	2.38	0.38	1.63	0.18
27	2.00	0.36	2.14	0.31	1.62	0.33
28	1.96	0.38	2.16	0.34	1.53	0.21
29	1.91	0.42	2.04	0.36	1.54	0.43
30	1.86	0.55	2.09	0.55	1.44	0.30
31	1.75	0.56	1.80	0.33	1.65	1.09
32	1.69	0.29	1.80	0.22	1.39	0.37
33	1.65	0.34	1.78	0.22	1.39	0.50
34	1.73	0.45	1.90	0.41	1.34	0.33
35	1.65	0.37	1.84	0.28	1.40	0.38
36	1.79	0.51	1.98	0.52	1.32	0.18
37	1.79	1.05	1.94	0.63	1.61	1.53
38	1.56	0.24	1.75	0.19	1.30	0.20
39	1.97	0.44	2.04	0.33	1.66	0.86
40	1.88	0.69	2.24	0.55	1.18	0.21

TABELA 5.6. Continuação.

Pêntada	ETo		ETos		EToc	
	média	variância	média	variância	média	variância
41	1.83	0.41	1.99	0.34	1.31	0.29
42	1.97	0.63	2.24	0.62	1.46	0.25
43	2.08	0.49	2.25	0.41	1.63	0.45
44	2.16	0.99	2.48	0.95	1.66	0.66
45	2.34	0.93	2.63	0.76	1.74	0.79
46	2.22	0.78	2.54	0.66	1.39	0.14
47	2.55	1.05	2.82	0.99	1.69	0.27
48	2.49	0.98	2.78	0.87	1.88	0.67
49	2.63	0.88	2.83	0.84	1.83	0.30
50	2.99	1.33	3.25	1.23	2.26	0.95
51	2.80	1.29	3.30	0.96	2.35	1.17
52	2.85	1.07	3.19	0.96	2.41	0.89
53	2.79	1.42	3.48	1.41	2.24	0.76
54	2.93	1.24	3.44	1.19	2.43	0.80
55	3.20	1.11	3.57	0.77	2.79	1.18
56	3.12	1.20	3.69	0.76	2.41	0.83
57	3.73	1.72	4.22	1.53	2.76	0.70
58	3.49	1.73	3.83	1.36	3.19	1.90
59	3.95	1.83	4.58	1.00	3.00	1.61
60	4.10	1.80	4.55	1.28	3.46	1.87
61	3.73	1.51	4.45	1.09	2.97	0.84
62	4.33	2.01	4.73	1.85	3.71	1.68
63	4.17	2.59	4.70	2.52	3.58	2.07
64	4.31	1.99	4.93	1.79	3.38	0.87
65	4.29	1.79	4.61	1.62	3.85	1.72
66	4.45	1.59	4.82	1.33	3.85	1.45
67	4.61	1.76	4.90	1.44	4.06	1.95
68	4.25	1.64	4.81	1.30	3.42	1.02
69	4.36	1.33	4.82	1.21	3.91	1.06
70	4.50	1.53	4.77	1.27	4.09	1.70
71	4.27	1.47	4.74	1.19	3.69	1.23
72	4.21	1.45	4.83	1.36	3.65	0.87

Também pode ser observado, na tabela 5.6, que na grande maioria dos períodos considerados há uma diminuição da variância dos valores de evapotranspiração, condicionada à precipitação em relação ao valor da variância de ETo não condicionado. Essa diminuição na variância é mais expressiva nos valores de ETo dos dias secos. Em algumas pêntadas a variância da evapotranspiração dos dias chuvosos é superior ao valor da variância da evapotranspiração não condicionado, como observado nas pêntadas 15, 31 e 37. A observação

se explica parcialmente pela maior frequência de dias considerados secos e também pelo fato de que é considerado seco o dia em que não se verifica precipitação nas 24 horas do dia, e é considerado como chuvoso o dia em que tenha sido registrada chuva num intervalo de tempo qualquer, por menor que seja. Assim, um dia em que tenha sido registrada chuva durante uma hora qualquer, e nas horas restantes, tenha havido uma maior evaporação, irá compor a média dos dias chuvosos juntamente com os dias em que se verifica a ocorrência de chuva na maior parte do dia, com reflexos na maior variância desses valores.

De maneira generalizada, há uma redução significativa nos valores médios de evapotranspiração dos dias com chuva, comparada com a evapotranspiração dos dias sem chuva, e também uma redução na variância da evapotranspiração condicionada ao dia seco ou chuvoso, com relação à evapotranspiração não condicionada. Portanto, há um ganho em precisão na estimativa da evapotranspiração com a utilização do valor médio de E_{To} condicionado à precipitação, em vez da utilização do valor médio de evapotranspiração não condicionado à precipitação, no balanço hídrico do período sem dados climáticos observados que permitam uma estimativa diária da E_{To} .

5.3. Comparação dos modelos de precipitação efetiva.

Os dados médios mensais dos diversos componentes do balanço hídrico diário e horário nos diferentes solos são apresentados nas tabelas 5.7 e 5.8. Nessas tabelas, só são apresentados os dados para o solo com capacidade de armazenamento (CAD) de 100 mm; pois os valores de escoamento superficial no solo com 50 mm de capacidade de armazenamento apresentaram diferenças desprezíveis em relação aos dados das tabelas 5.7 e 5.8, determinadas pelas diferentes frequências de irrigação, e por isso foram omitidos.

Os valores médios de evapotranspiração e precipitação mensal são diferentes dos valores encontrados por EMPASC (1978) e por SANTA CATARINA (1986) para o mesmo local. Embora esses trabalhos tenham sido realizados com séries de dados de períodos diferentes da série usada neste estudo, a diferença encontrada na evapotranspiração se deve principalmente à metodologia de cálculo. SANTA CATARINA (1986) utilizou o método de Thornthwaite no cálculo da evapotranspiração, obtendo valores menores que os apresentados na tabela 5.7, sendo as diferenças mais acentuadas no inverno. O valor total anual da

TABELA 5.7. Dados médios mensais do balanço hídrico diário de Urussanga, SC, do período de 1949-1996 (CAD = 100 mm).

Componente do Balanço hídrico	Mês												
	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez	Total
Precipitação	200.1	201.8	174.8	99.1	94.2	81.8	95.5	112.8	129.5	130.4	119.2	154.3	1593.5
Evapotranspiração	131.9	116.0	108.9	82.0	62.9	51.0	57.1	70.8	84.6	112.2	126.1	135.4	1138.9
Solo A													
Escoamento Sup.	7.6	11.8	8.2	1.8	2.5	0.3	2.0	6.0	3.5	2.6	2.6	6.0	54.9
Prec. Efetiva	114.2	101.8	99.4	67.5	54.8	52.2	54.2	65.1	73.9	89.2	87.9	104.9	965.1
Irrigação	23.1	11.4	10.5	8.4	7.2	3.7	1.9	5.2	14.5	17.4	39.9	30.1	173.3
Solo B													
Escoamento Sup.	14.6	20.2	13.2	3.5	4.8	0.9	3.9	9.1	6.9	5.0	5.1	10.1	97.3
Prec. Efetiva	114.2	101.8	99.4	67.5	54.8	52.2	54.2	65.1	73.9	89.2	87.8	104.9	965.0
Irrigação	23.1	11.4	10.5	8.4	7.2	3.7	1.9	5.2	14.5	17.4	39.9	30.1	173.3
Solo C													
Escoamento Sup.	27.6	34.8	23.3	7.4	8.9	2.6	7.8	14.3	13.3	9.8	10.4	17.7	177.9
Prec. Efetiva	114.1	102.0	99.5	67.5	54.8	52.2	54.2	64.9	74.0	89.1	87.6	104.9	964.8
Irrigação	23.2	11.4	10.5	8.4	7.2	3.7	1.9	5.2	14.6	17.4	40.0	30.2	173.7
Solo D													
Escoamento Sup.	57.2	67.1	47.3	18.8	19.5	9.0	18.3	28.2	30.0	24.0	24.5	37.4	381.3
Prec. Efetiva	113.0	101.0	99.1	67.3	53.8	52.2	53.2	62.1	71.7	88.2	85.7	101.7	949.6
Irrigação	23.3	14.2	9.1	8.4	9.1	3.7	1.9	8.6	16.2	17.6	42.9	34.3	189.3

TABELA 5.8. Dados médios mensais do balanço hídrico horário de Urussanga, SC, no período de 1949-1996 (CAD = 100 mm).

Componente do Balanço hídrico	Mês												
	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez	Total
Precipitação	200.1	201.8	174.8	99.1	94.2	81.8	95.5	112.8	129.5	130.4	119.2	154.3	1593.5
Evapotranspiração	131.9	116.0	108.9	82.0	62.9	51.0	57.1	70.8	84.6	112.2	126.1	135.4	1138.9
Solo A													
Escoamento Sup.	13.6	18.0	12.7	2.6	1.9	0.1	0.2	2.2	0.4	1.0	3.2	7.6	63.5
Prec. Efetiva	112.7	101.6	99.4	67.4	54.2	53.1	54.3	64.9	73.8	87.2	82.9	102.0	953.5
Irrigação	23.7	11.6	10.8	8.6	9.2	3.7	0.0	6.9	13.2	19.6	44.5	34.1	185.9
Solo B													
Escoamento Sup.	26.9	35.3	25.0	7.2	5.4	1.5	2.7	6.7	3.1	4.8	8.5	17.2	144.3
Prec. Efetiva	112.8	101.1	99.3	67.2	54.2	53.1	54.3	64.9	73.8	87.2	82.9	102.0	952.8
Irrigação	23.7	11.6	10.8	8.6	9.2	3.7	0.0	6.9	13.2	19.6	44.5	34.1	185.9
Solo C													
Escoamento Sup.	59.3	72.5	57.2	22.3	19.3	9.1	14.2	21.0	18.6	22.3	24.6	41.4	381.8
Prec. Efetiva	107.3	98.4	88.0	64.1	50.6	53.4	53.8	64.0	71.7	85.1	79.3	94.1	909.8
Irrigação	28.2	17.4	20.0	12.0	16.5	1.9	0.0	6.9	16.4	19.6	47.2	42.6	228.7
Solo D													
Escoamento Sup.	93.1	103.9	82.9	37.9	34.3	21.4	28.5	38.9	39.4	42.4	42.5	64.9	630.1
Prec. Efetiva	93.0	84.8	82.6	53.9	45.9	48.4	52.5	54.9	71.8	76.3	66.4	80.8	811.3
Irrigação	46.4	26.1	23.2	22.1	23.7	5.6	1.8	17.7	16.5	30.1	61.5	52.5	327.2

evapotranspiração encontrado por esse autor foi de 889 mm, enquanto na tabela 5.7 é apresentado o valor de 1138.9 mm. Com esses dados empregados no balanço hídrico mensal, não foi encontrado déficit hídrico em nenhum mês. No zoneamento agroclimático do estado de Santa Catarina (EMPASC, 1978), a evapotranspiração potencial da estação de Urussanga foi calculada pelo método de Penman, e os valores obtidos são mais próximos dos valores apresentados na tabela 5.7, sendo que nos meses de janeiro, novembro e dezembro os valores obtidos foram de 144, 137 e 153 mm, respectivamente. Estes valores são superiores aos valores da tabela 5.7. Nos meses de junho e julho os valores obtidos pela EMPASC (1978) foram inferiores (42 e 46 mm, respectivamente) e nos demais meses essas diferenças foram menos expressivas. No zoneamento foi apontado déficit hídrico mensal nos meses de novembro e dezembro.

Observa-se que, no mês de novembro, a evapotranspiração média é 5,8 % superior à precipitação média, e, nos meses de outubro, dezembro e abril a precipitação média mensal supera a evapotranspiração na ordem de 16,2, 13,9 e 20,8 % respectivamente. Para os demais meses, esses valores são superiores a 50 %. Considerando a variabilidade inter anual da precipitação, pode-se esperar maior frequência de ocorrência de déficit hídrico nos meses de outubro, novembro e dezembro.

Quanto aos componentes do balanço hídrico, observa-se que ocorre maior escoamento superficial nos meses de dezembro a março, quando também se verifica maior ocorrência de precipitação e também predominância de chuvas convectivas. Conforme discutido no item 5.1, nesse período as chuvas são caracterizadas pela menor duração e maior intensidade.

Com os dados da tabela 5.7, pode-se obter os valores médios dos componentes do balanço hídrico para cada mês e também para o balanço anual. Para ilustração consideramos o balanço hídrico no mês de janeiro, quando é registrada a precipitação média de 200.1 mm. No solo A, as perdas por escoamento superficial são de 7.6 mm, e a diferença (192.5 mm) é considerada como infiltração. Do total infiltrado, 78.3 mm são considerados como perdas por percolação profunda, e 114.2 mm ficam retidos na camada de solo explorada pelas raízes das culturas, sendo considerados como precipitação efetiva. Como a demanda evapotranspirométrica é de 131.9 mm e a soma da precipitação efetiva (114.2 mm) com a irrigação (23.1 mm) totaliza 137.3 mm, a diferença (5.4 mm) representa a variação no armazenamento de água que é utilizada no mês de fevereiro. O mesmo raciocínio pode ser aplicado para os demais meses e também para o balanço hídrico horário.

Comparando os dados da tabela 5.7, verifica-se que, embora os valores do escoamento superficial estimado nos diferentes solos apresentem diferenças expressivas (acima de 70 %) nos diversos meses, o valor da precipitação efetiva para os solos A, B e C é o mesmo, com redução insignificante no solo D. Isto ocorre porque o método SCS estima o escoamento superficial em função da precipitação total acumulada, e, assim, o escoamento superficial só ocorre quando uma quantidade expressiva da chuva tenha infiltrado. Tendo esses solos valores relativamente baixos de capacidade de armazenamento, a lâmina infiltrada é suficiente para preencher o armazenamento. Assim, as diferenças na quantidade de água infiltrada nos diferentes solos são perdidas por percolação profunda, não diferindo na precipitação efetiva. Pelo modelo de balanço hídrico diário, verifica-se que a diferença na lâmina de irrigação estimada durante todo o ano é inferior a 10 %, para solos com CN variando de 60 até 90.

Esses dados estão de acordo com as observações de ALMEIDA (1993) que encontrou subestimativa insignificante do déficit hídrico, determinado pelo modelo de balanço hídrico diário sem considerar as perdas com escoamento superficial, comparado com os valores determinados pelo balanço hídrico que utiliza a metodologia de repartição do SCS para estimar o escoamento superficial e incluir a precipitação efetiva como entrada no modelo. Dessas observações pode-se concluir que, nas regiões de clima úmido, a inclusão do método de repartição de precipitação em escoamento superficial e infiltração proposto pelo SCS (1972) na rotina do balanço hídrico, não resulta diferença significativa na estimativa do déficit hídrico, da precipitação efetiva ou da necessidade de irrigação.

Analisando os dados da tabela 5.8, verifica-se que o valor da precipitação efetiva estimada pelo modelo de balanço hídrico horário nos solos A e B nos diferentes meses não apresentam diferenças. Já nos solos C e D pode-se observar que, na maioria dos meses, há redução da precipitação efetiva, com conseqüente aumento da necessidade de irrigação. A exceção ocorre nos meses de maio a agosto, onde os valores de precipitação efetiva do solo C pouco diferem dos valores do solo A e B, fato este que pode ser explicado pelo fato de serem as chuvas deste período de baixa intensidade, gerando pouco escoamento superficial.

Pelos dados da tabela 5.8, a média do escoamento anual é de 63.5, 144.3, 381.8, e 630.1 mm para os solos A, B, C e D, respectivamente. A necessidade de irrigação no solo A e B é de 185.9 mm, aumentando em 23 % no solo C (228.7 mm), e para o solo D o aumento é de 76 % (327.2 mm).

Na figura 5.5 são representados os valores médios mensais de escoamento superficial, estimados pelo modelo de balanço hídrico diário e horário nos diferentes solos com capacidade de armazenamento de 100 mm. Observa-se que, para os solos A e B, os valores de escoamento superficial, estimado pelos dois modelos de balanço hídrico, são relativamente baixos e que, nos meses de maio a outubro, o escoamento superficial estimado pelo modelo diário tende a ser ligeiramente superior ao estimado pelo modelo horário. Nesses mesmos solos os valores de escoamento superficial estimados pelo modelo horário nos meses de dezembro a março são superiores aos valores estimados pelo modelo diário. Nos solos C e D, o escoamento superficial estimado pelo modelo de balanço hídrico horário é sempre superior ao estimado pelo modelo diário, sendo as diferenças menos expressivas nos meses de agosto e setembro.

O método SCS foi desenvolvido para estimar o escoamento superficial a partir da análise de chuvas de longa duração; por isso, não tem bom desempenho na estimativa do escoamento superficial nos meses com maior frequência de chuvas convectivas, caracterizados por serem chuvas de curta duração e alta intensidade. Por outro lado, ISTOK e BOERSMA (1986) mostraram que, em regiões com chuvas de muito baixa intensidade (intensidade menor que 15 mm/h), a frequência das chuvas anteriores tem grande influência no escoamento superficial, e que, em tais condições, os valores de precipitação acumulada nas 72 horas anteriores, estabelecidos pelo SCS e recomendados para corrigir o valor de CN, não são adequados. Assim, nos meses caracterizados por chuvas de baixa intensidade, a metodologia do SCS também apresenta limitações, subestimando o escoamento superficial.

Os valores de precipitação efetiva média mensal estimados pelo método SCS e pelos modelos balanço hídrico diário e horário, nos diferentes solos, para as capacidades de armazenamento de 50 e 100 mm, constam da tabela 5.9. Observa-se que os valores de precipitação efetiva determinada pelos dois modelos de balanço hídrico, nos diferentes meses, são inferiores aos valores estimados pelo método SCS. Essa diferença para o modelo de balanço hídrico horário é ainda maior nos solos com maior potencial de gerar escoamento.

Para o balanço hídrico diário não há diferença na precipitação efetiva nos diferentes tipos de solo. Essa observação difere dos resultados obtidos por PATWARDHAN et al. (1990), que encontraram valores de precipitação efetiva nos solos com baixo potencial de gerar escoamento (CN = 42) muito superiores aos valores obtidos para solos com alto potencial de gerar escoamento superficial (CN = 90). Essa diferença pode ser atribuída às diferenças climáticas, pois na região estudada por esses autores, a precipitação média mensal,

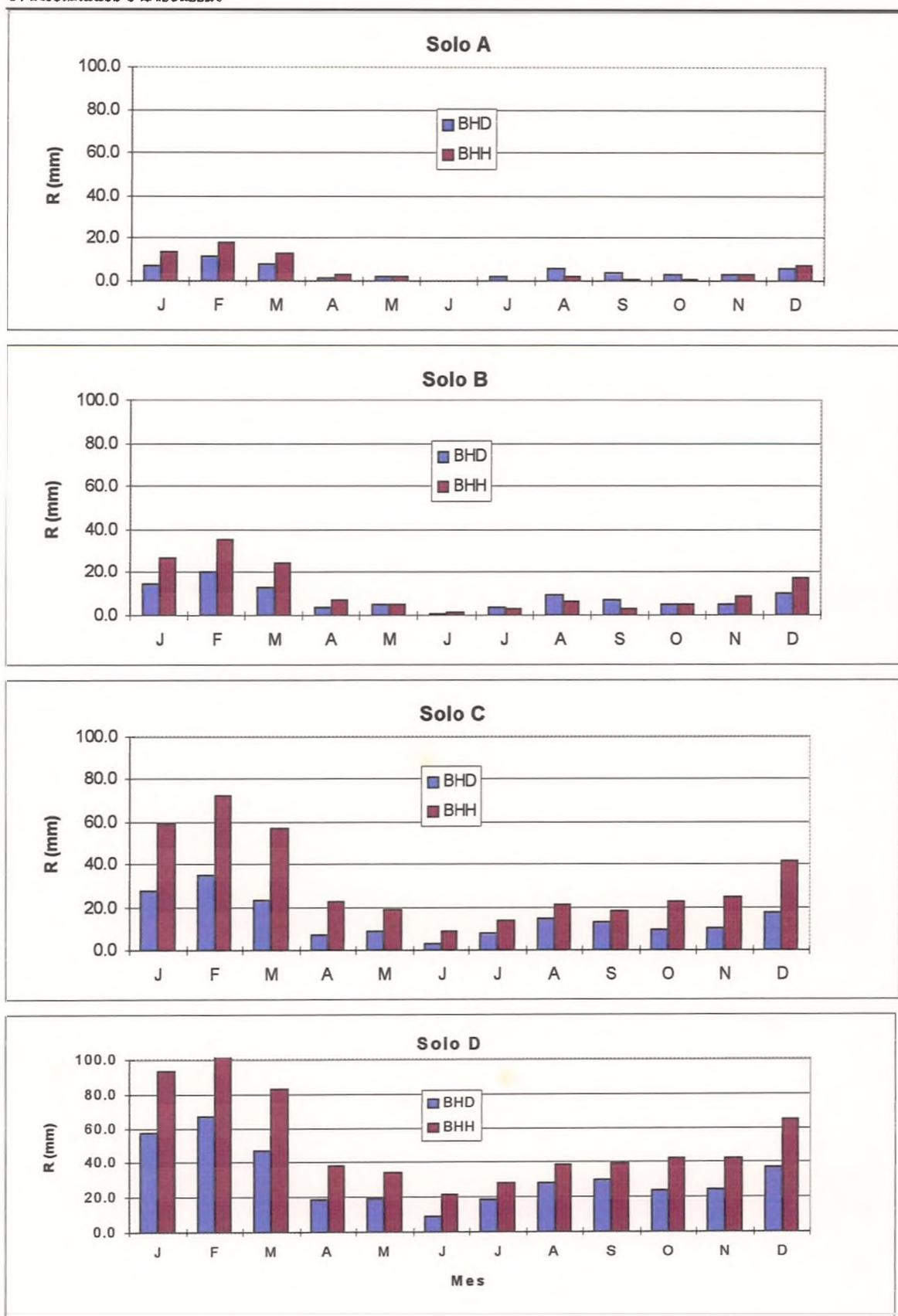


FIGURA 5.5. Escoamento superficial estimado pelo modelo de balanço hídrico diário (BHD) e pelo modelo de balanço hídrico horário (BHH) para solos com CAD de 100 mm.

TABELA 5.9 Precipitação efetiva média mensal determinada pelos diferentes modelos.

CAD (mm)	Modelo	solo	Mês											
			Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
50	SCS		118.3	114.9	100.1	57.9	53.1	45.7	53.0	63.1	73.4	78.3	74.9	95.5
	diário	A	93.3	86.9	86.9	55.4	47.1	44.1	46.3	53.4	62.1	77.2	72.4	86.3
	horário		89.3	84.1	82.4	53.4	43.7	43.5	46.1	52.7	60.9	74.4	66.6	82.0
	diário	B	93.3	86.9	86.9	55.4	47.1	44.1	46.2	53.4	62.1	77.2	72.4	86.4
	horário		89.4	84.1	82.3	53.5	43.6	43.5	46.1	52.8	60.9	74.4	66.2	81.6
	diário	C	92.8	86.9	87.0	55.4	47.1	44.1	46.2	53.4	62.1	77.2	72.4	86.4
	horário		88.1	80.5	80.2	50.4	43.6	41.9	46.3	51.9	61.1	72.5	62.1	78.2
	diário	D	93.1	85.5	87.0	54.6	46.5	44.2	46.1	53.4	61.6	75.8	69.5	85.2
horário		83.5	75.2	72.3	48.7	42.9	41.3	43.9	50.3	58.2	67.8	58.2	66.7	
100	SCS		131.9	116.0	108.9	64.8	59.4	51.0	57.1	70.8	82.2	87.7	84.0	107.0
	diário	A	114.2	101.8	99.4	67.5	54.8	52.2	54.2	65.1	73.9	89.2	87.8	104.9
	horário		112.7	101.6	99.4	67.4	54.2	53.1	54.3	64.9	73.8	87.2	82.9	102.0
	diário	B	114.2	101.8	99.4	67.5	54.8	52.2	54.2	65.1	73.9	89.2	87.8	104.9
	horário		112.8	101.1	99.3	67.2	54.2	53.1	54.3	64.9	73.8	87.2	82.9	102.0
	diário	C	114.1	102.0	99.5	67.5	54.8	52.2	54.2	64.9	74.0	89.1	87.6	104.9
	horário		107.3	98.4	88.0	64.1	50.6	53.4	53.8	64.0	71.7	85.1	79.3	94.1
	diário	D	113.0	101.0	99.1	67.3	53.8	52.8	53.2	62.1	71.7	88.2	85.7	101.7
horário		93.0	84.8	82.6	53.9	45.9	48.4	52.5	54.9	71.8	76.3	66.4	80.8	

na maioria dos meses, é inferior à evapotranspiração média mensal, e assim, as perdas causadas por escoamento superficial se fazem refletir diretamente na redução da precipitação efetiva.

Na figura 5.6, estão representados os valores médios mensais de precipitação efetiva, determinados pelos diferentes métodos nos quatro tipos de solos com capacidade de armazenamento de 100 mm. Nos solos A e B, as diferenças entre a precipitação efetiva estimada pelos três modelos é inferior a 10 % nos meses de abril a dezembro. Nos meses de janeiro à março a precipitação efetiva determinada pelo método SCS foi acima de 10 % superior aos modelos de balanço hídrico, sendo que entre os modelos de balanço hídrico não houve diferença. Nos solos C e D, a precipitação efetiva estimada pelo balanço hídrico horário foi inferior aos demais modelos, sendo a diferença mais acentuada nos meses de outubro a março. A maior diferença na precipitação efetiva estimada pelo diferentes modelos de balanço hídrico, ocorre em novembro, quando a precipitação efetiva estimada pelo modelo de balanço hídrico diário foi 29 % superior à precipitação efetiva estimada pelo modelo de balanço hídrico horário no solo D. Isso se explica pelo fato de que, em novembro, a precipitação média é inferior à evapotranspiração média, e, assim, as perdas por escoamento superficial reduzem ainda mais a precipitação efetiva.

Também pode ser verificado que a precipitação efetiva estimada pelo método do SCS, para o solo com CAD 100 mm, é limitada pela evapotranspiração média mensal nos meses de janeiro, fevereiro, março, junho, julho e agosto. Assim, nesses meses, na média dos anos a precipitação pluviométrica atende às necessidades das culturas, não havendo a necessidade de irrigar. No mês de junho, a precipitação efetiva estimada pelos modelos de balanço hídrico diário e horário supera a evapotranspiração potencial, o que significa que parte da precipitação ocorrida no mês de junho é utilizada pelas cultura no mês de julho.

Comparando o valor de evapotranspiração potencial com a precipitação efetiva determinada pelo modelo de balanço hídrico, verifica-se que os maiores déficits ocorrem nos meses de outubro a janeiro, sendo mais acentuado em novembro. Como na região as principais culturas anuais são cultivadas a partir de agosto, verifica-se que estão sujeitas a períodos de deficiência hídrica, que pode variar de acordo com a época de plantio.

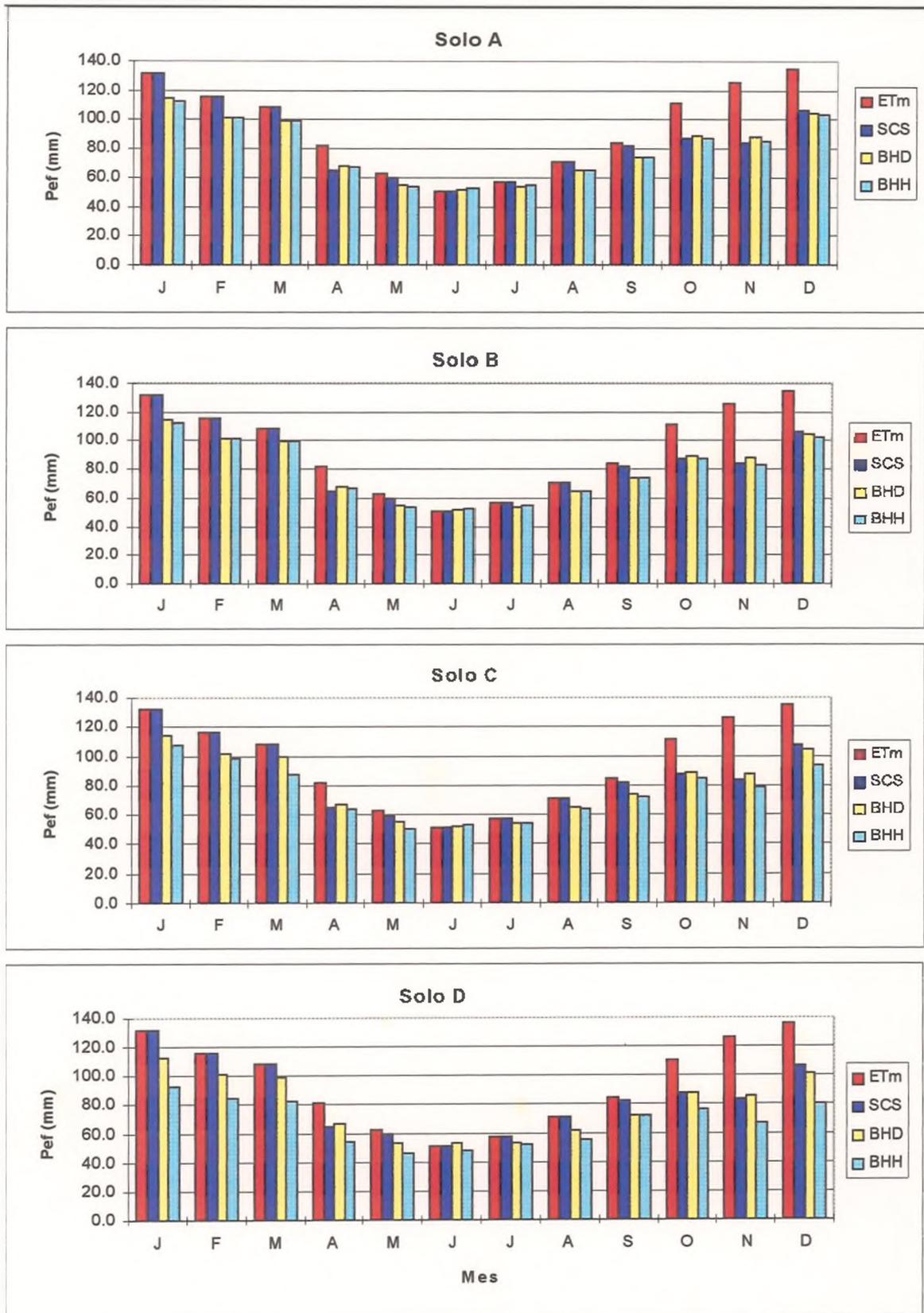


FIGURA 5.6. Evapotranspiração média mensal (ETm), precipitação efetiva média mensal determinada pelo método do SCS e pelos modelos de balanço hídrico diário (BHD) e horário (BHH) para diferentes solos com CAD de 100 mm.

Nas figuras 5.7, 5.8, 5.9 e 5.10, estão representadas as curvas de frequência relativa acumulada de precipitação total e da precipitação efetiva determinada pelo modelo de balanço hídrico horário para os solos C e D, e a precipitação efetiva determinada pelo modelo de balanço hídrico diário para o solo D, bem como a precipitação efetiva determinada pelo método do SCS, para os diferentes meses do ano, considerando o solo com capacidade de armazenamento de 100 mm. Nessas figuras foram omitidos os valores de precipitação efetiva determinada pelo modelo de balanço hídrico horário para os solos A e B, e também os valores de precipitação efetiva determinada pelo modelo de balanço hídrico diário para os solos A, B e C, porque não apresentam diferença significativa dos valores de precipitação efetiva determinados pelo modelo de balanço hídrico diário para o solo D.

Com relação à precipitação total, pode-se observar que ela apresenta alta variabilidade nos meses de janeiro a março, nos quais em 20 % dos anos a precipitação mensal supera o valor de 220 mm. Também pode ser observado que, no mês de novembro, a evapotranspiração potencial só é igualada pela precipitação com frequência acumulada de 62 %, o que significa que somente em 38 % dos anos a precipitação total é superior à evapotranspiração potencial. Nos meses de dezembro e abril, o valor da evapotranspiração é igualada pela precipitação com frequência acumulada de 48 e 40 %, respectivamente. Nos demais meses esses valores são inferiores a 30 %. Dessa forma, pode-se esperar que a maior frequência de déficit hídrico ocorra nos meses de novembro e dezembro.

Tomando como base o valor da precipitação efetiva com frequência acumulada de 20 %, o que equivale à precipitação efetiva com período de retorno de 5 anos, observa-se que, no mês de janeiro, a precipitação total é de 115 mm e a precipitação efetiva determinada pelo modelo de balanço hídrico diário é de 80 mm. Essas diferenças, que representam as perdas por escoamento superficial e percolação profunda, são mais expressivas para os níveis mais altos de frequência acumulada, e também são maiores no modelo de balanço hídrico horário, quanto maior for o potencial do solo em gerar escoamento superficial.

Nos meses de abril, maio e junho essas diferenças entre a precipitação total e a precipitação efetiva são menos expressivas, principalmente nos níveis mais baixos de frequência acumulada ou maior período de retorno, o que se explica pela menor intensidade e quantidade de chuvas no período, ocasionando menores perdas por escoamento superficial e por percolação profunda.

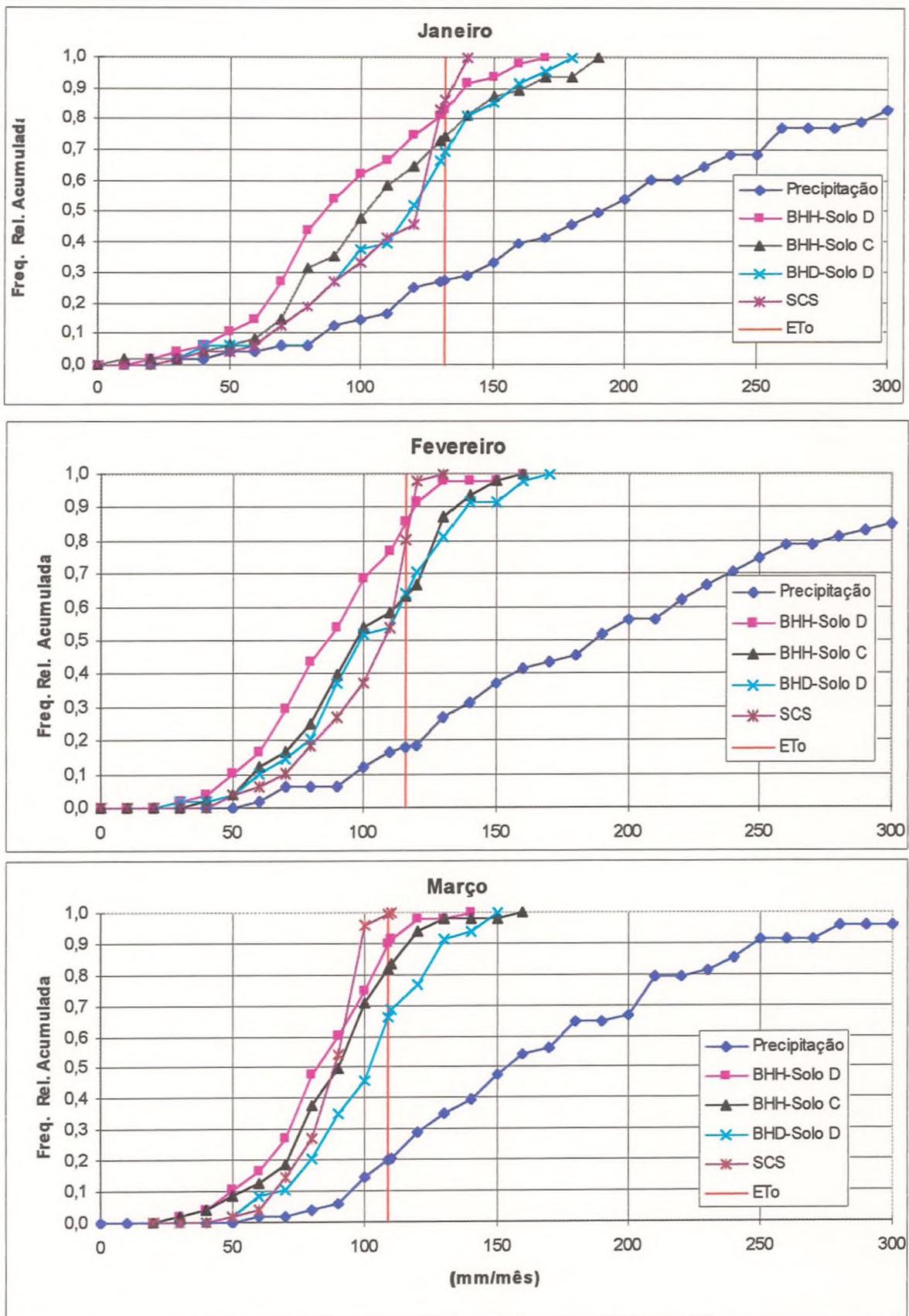


FIGURA 5.7. Frequência relativa acumulada da precipitação total e da precipitação efetiva determinada pelos diferentes modelos para os meses de janeiro a março.

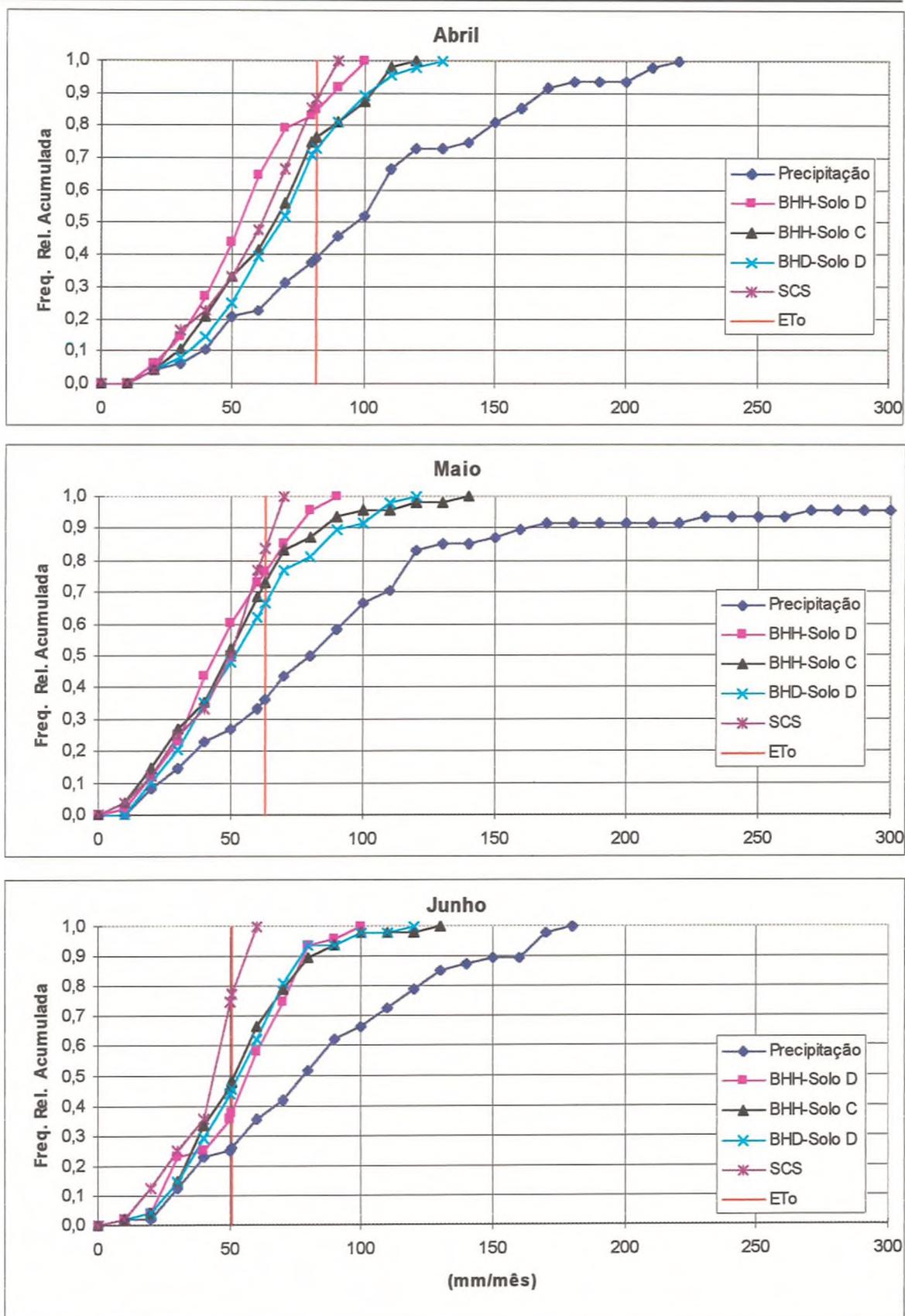


FIGURA 5.8. Frequência relativa acumulada da precipitação total e da precipitação efetiva determinada pelos diferentes modelos para os meses de abril a junho .

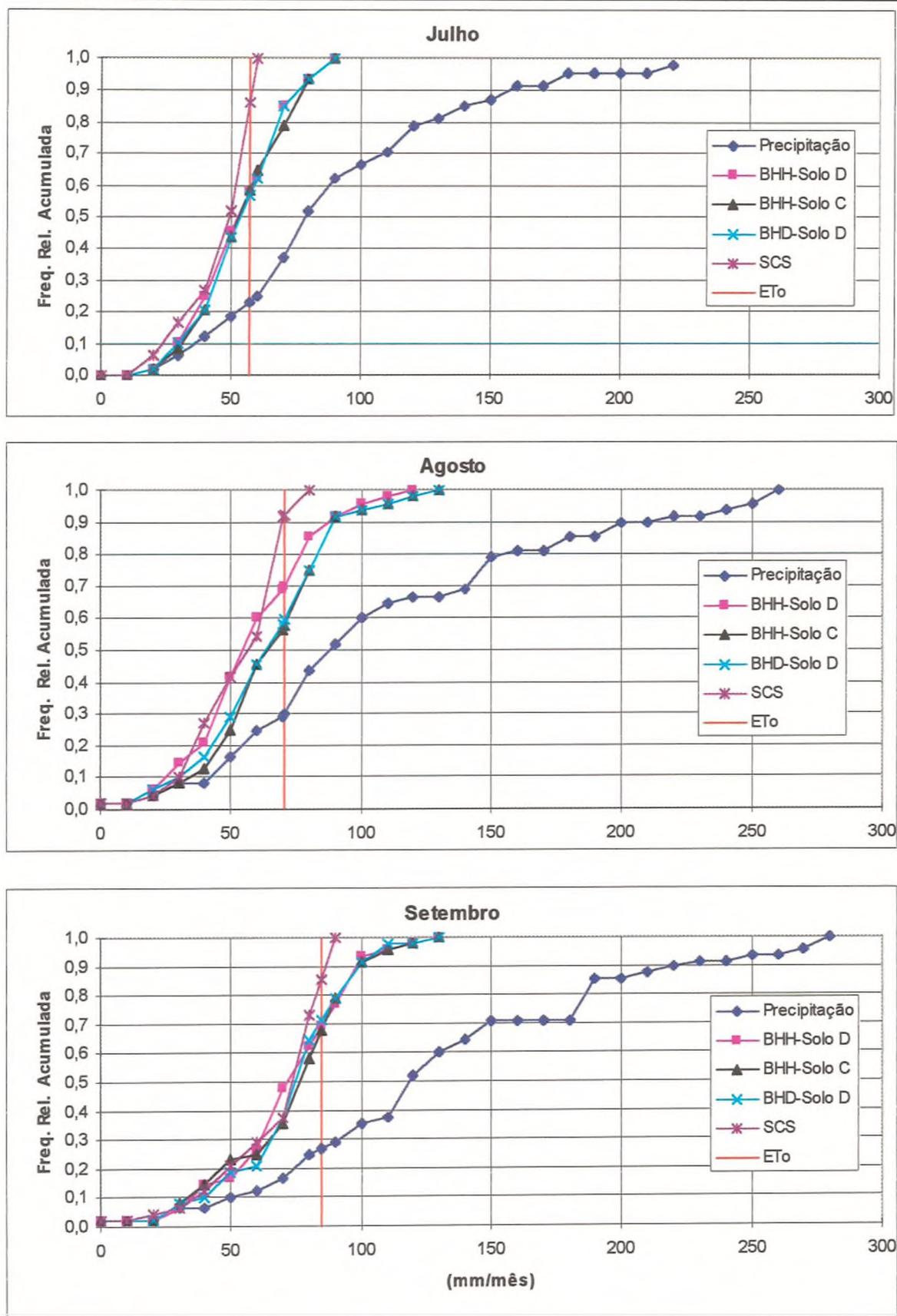


FIGURA 5.9. Frequência relativa acumulada da precipitação total e da precipitação efetiva determinada pelos diferentes modelos para os meses de julho a setembro.

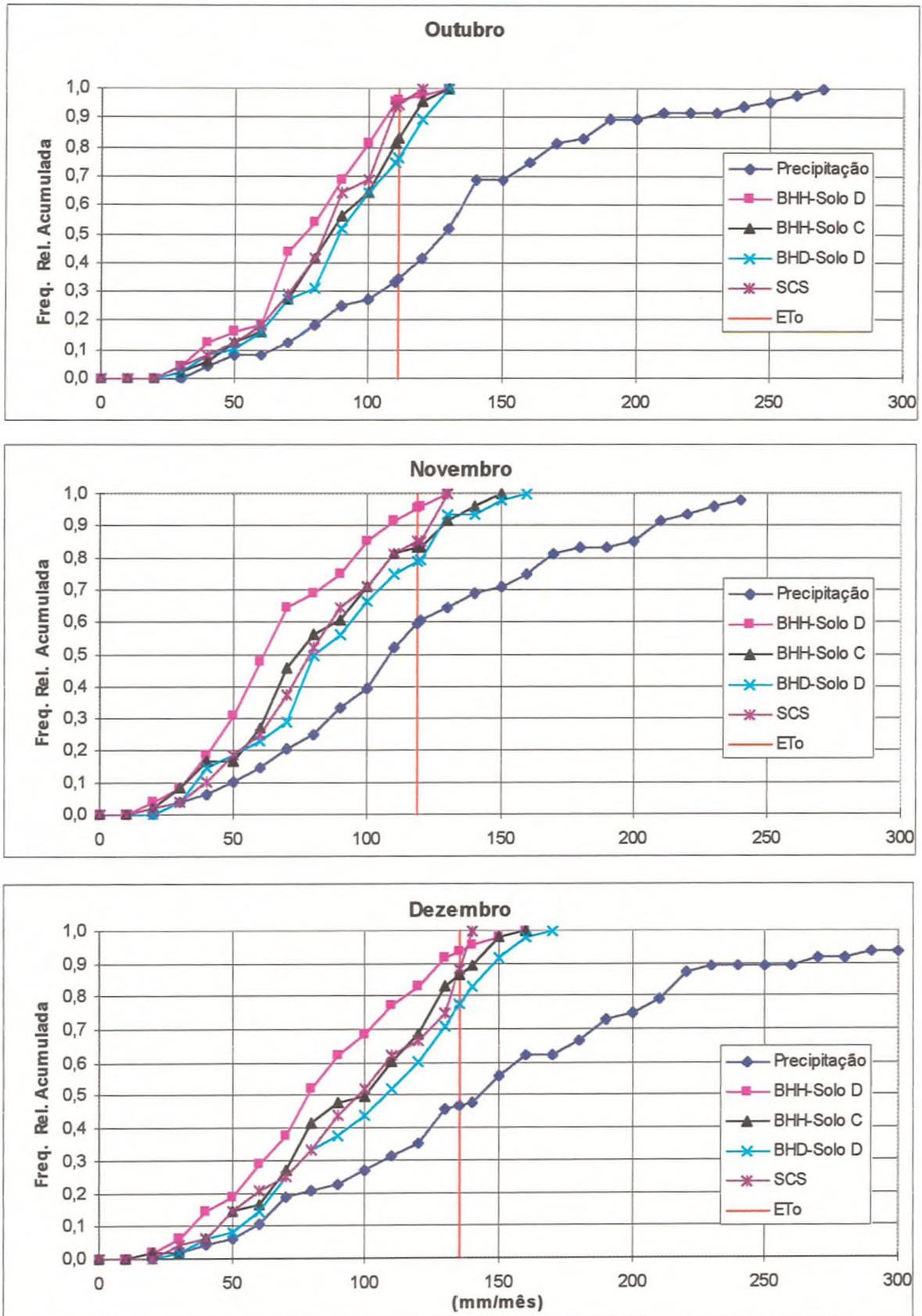


FIGURA 5.10. Frequência relativa acumulada da precipitação total e da precipitação efetiva determinada pelos diferentes modelos para os meses de outubro a dezembro.

Como é comum a utilização de período de retorno de 4 ou 5 anos nos projetos de irrigação e considerando as diferenças entre a precipitação total e a precipitação efetiva, pode-se concluir que a simples análise da distribuição probabilística dos totais precipitados pode superestimar a chuva efetiva, com a conseqüente subestimativa da necessidade de irrigação, sendo essa subestimativa ainda maior, quanto maior for o potencial do solo em gerar escoamento superficial.

Comparando a precipitação efetiva determinada pelos diferentes métodos, verifica-se que a metodologia do SCS apresenta os valores próximos aos valores estimados pelo modelo de balanço hídrico diário para os níveis de frequência acumulada inferior a 50 %. No entanto, nos meses de abril, julho e agosto, a precipitação efetiva estimada pelo método SCS com 20 % de frequência acumulada apresenta valores com diferenças acima de 10 % do valor estimado pelo balanço hídrico diário. Nos níveis de frequência acumulada mais altos, o método do SCS tende a subestimar a precipitação efetiva, devido à restrição imposta da precipitação efetiva ser no máximo igual à evapotranspiração máxima ($P_{ef} \leq ET_m$).

Nos meses de junho, julho e setembro, não há diferença significativa no valor de precipitação efetiva determinada pelo modelo de balanço hídrico horário e balanço hídrico diário, nos diferentes solos, para os diversos níveis de frequência acumulada, o que se explica pelos baixos valores de escoamento superficial estimado nos períodos. Por outro lado, nos meses de novembro a março, pode-se observar um aumento mais expressivo no valor de precipitação efetiva, quando determinada pelo modelo de balanço hídrico horário para o solo C em relação ao solo D. Essas diferenças ocorrem principalmente pela diferença nos valores estimados de perdas por escoamento superficial.

Considerando os dados do mês de novembro, que é o mês mais crítico para a ocorrência de déficit hídrico, e tomando como base o valor de frequência acumulada de 20 % dos anos, verifica-se que a precipitação provável é de 69.0 mm. Esse valor pode ser interpretado da seguinte maneira, somente em 20 % dos anos a precipitação no mês de novembro será inferior a 69.0 mm. Pelo critério de dimensionamento dos projetos de irrigação baseado na precipitação provável ou dependente, a necessidade de irrigação é dada pela diferença entre a evapotranspiração máxima e a precipitação provável, sendo de (119.2 - 69.0) 50.2 mm. Pelo balanço hídrico diário o valor de precipitação efetiva no mesmo nível de frequência é de 54 mm, e para o balanço hídrico horário no solo D a precipitação efetiva é de 40 mm. No solo C, a precipitação efetiva determinada pelo balanço hídrico horário não difere

do valor estimado pelo balanço hídrico diário. Considerando como referência o valor de precipitação efetiva determinado pelo modelo de balanço hídrico horário no solo D, verifica-se que a metodologia com o uso da precipitação provável superestima a precipitação efetiva em 72 %, e o balanço hídrico diário superestima a precipitação efetiva em 35 %. Mesmo em solos com baixo potencial de escoamento superficial, a metodologia da precipitação provável superestima a precipitação efetiva em 37 %. O mesmo raciocínio pode ser aplicado aos demais meses.

Por essa análise, fica evidente que o dimensionamento dos projetos de irrigação, baseado na diferença entre a evapotranspiração e a precipitação provável, subestima a necessidade de irrigação. Também se pode observar que nos solos com alto potencial de gerar escoamento superficial, a precipitação efetiva estimada pelo modelo de balanço hídrico diário e pelo método do SCS (1967) é superestimada, sendo que essa superestimativa depende do mês e do nível de frequência, sendo mais acentuada quanto mais alto for o nível de frequência acumulada. Outra observação já discutida é que a utilização da metodologia da curva número para solos com CN igual ou inferior a 90 não resulta em diferença na estimativa da precipitação efetiva.

Para o uso do balanço hídrico horário há necessidade de conhecer os parâmetros da equação de Green-Ampt, que podem ser estimadas pelas características físicas dos solos com relativa facilidade. Como essas características físicas dos solos geralmente são conhecidas e considerando ainda que os parâmetros da equação de Green-Ampt tem significado físico, as suas estimativas são mais facilmente realizadas do que a estimativa do valor de CN. A dificuldade geralmente apontada para utilização de modelos de balanço hídrico em intervalos de tempo menores, é o maior tempo computacional necessário para processar o modelo, porém, com as atuais facilidades da informática, esse esforço computacional necessário para o processamento do balanço hídrico em intervalos horários não deve mais ser apontado como limitação para a sua utilização. Dessa forma, nos solos com maior potencial de gerar escoamento superficial, recomenda-se a utilização do modelo de balanço hídrico horário para a determinação mais realística da necessidade de irrigação.

5.4. Aplicação do Modelo.

5.4.1. Balanço Hídrico da Cultura do Milho.

Na tabela 5.10, são apresentados os valores médios do balanço hídrico durante o período crítico da cultura do milho, cultivado em dois diferentes tipos de solos e nas diferentes datas de plantio. O período crítico é definido como o período entre 30 dias antes a 30 dias após início do florescimento masculino. É neste período que se dá a polinização e enchimento dos grãos.

A evapotranspiração é crescente a partir do plantio de 01/08 até 01/11, decrescendo para as datas seguintes. Quanto à precipitação efetiva, observa-se que os menores valores são para a data de plantio em 01/08 e 01/09, em que o período crítico da cultura ocorre nos meses de outubro-novembro e novembro-dezembro, respectivamente.

TABELA 5.10. Dados médios do balanço hídrico da cultura do milho durante o período crítico para diferentes épocas de plantio

Plantio	ETm	Pef	Ir	Demanda de pico	Nº médio de irrigações
Solo argilo-arenoso					
01/08	248.1	136.8	111.3	39.0	3.6
01/09	262.9	134.4	128.5	38.2	4.2
01/10	262.8	153.1	109.7	38.8	3.8
01/11	270.5	175.3	95.2	32.3	3.3
01/12	241.8	163.2	78.6	30.9	2.4
01/01	216.1	146.3	69.8	29.8	2.0
Solo franco-argilo-arenoso					
01/08	248.1	161.0	87.1	37.3	1.8
01/09	262.9	180.1	87.8	37.0	2.0
01/10	262.8	180.1	87.7	36.9	1.8
01/11	270.5	206.2	64.0	31.8	1.4
01/12	241.8	191.4	49.8	28.4	0.9
01/01	216.1	171.3	44.8	28.4	1.2

O maior valor de precipitação efetiva é estimado com o plantio em 01/11, quando o período crítico ocorre nos período compreendido entre o segundo decêndio de dezembro e o primeiro decêndio de fevereiro.

A necessidade de irrigação no solo argilo-arenoso é máxima no plantio de 01/09, diminuindo para as datas seguintes. No solo franco-argilo-arenoso a necessidade de irrigação média não difere para as datas de plantio entre 01/08 a 01/10, decrescendo para as datas seguintes, devido ao aumento da precipitação efetiva ou redução da evapotranspiração.

No solo argilo-arenoso a precipitação natural atende de 55 a 68 % da demanda evapotranspirométrica da cultura do milho, dependendo da época de plantio, e para o solo franco-argilo-arenoso esses valores ficam na faixa de 65 e 79 %. É importante ressaltar que todos esses dados, apresentados na tabela 5.10, são obtidos do balanço hídrico, considerando a irrigação quando o armazenamento atinge o limite crítico. Portanto, sob uma condição, onde não há irrigação, a precipitação efetiva tende a ser maior, pois naturalmente o solo estará com menor armazenamento de água, e assim, maior será a fração da chuva aproveitada. Também o manejo de irrigação pode se alterado, visando ao aumento da precipitação efetiva, como por exemplo fazendo as irrigações de modo a elevar o teor de umidade até um determinado valor, abaixo da capacidade de campo, permitindo assim que maior fração das chuvas futuras possam ser aproveitadas. Por outro lado, valores diferentes de fração de esgotamento de água no solo resultam em frequências diferentes de irrigação, alterando a precipitação efetiva e a necessidade de irrigação, como observado por FRANKE (1996).

Os dados de necessidade de irrigação encontrados não concordam com o trabalho de THOMÉ et al. (1996b), que para recomendar o plantio de milho nesta região no período de 01/08 a 10/02, entre outros fatores, consideraram o déficit hídrico, no período de 30 dias antes da floração, até 30 dias após a floração, inferior a 25 mm. Para a obtenção desse valor, esses autores realizaram o balanço hídrico diário sem levar em conta as perdas por escoamento superficial, e também consideraram a capacidade de armazenamento de água no solo de 100 mm, enquanto que neste trabalho foi considerado 50 mm para o solo argilo-arenoso e 75 mm para o solo franco-argilo-arenoso. ANDRADE et al. (1991) e EMBRAPA (1993) mostram que a profundidade efetiva do sistema radicular do milho não é superior a 50 cm, e pelo levantamento dos solos da região (SANTA CATARINA, 1973), observa-se que até essa profundidade o armazenamento máximo de água dos principais solos da região varia

entre 50 e 75 mm. Portanto, nos solos com baixa capacidade de armazenamento, a cultura do milho poderá apresentar déficit hídrico superior ao limite estabelecido no zoneamento agrícola, principalmente em solos com maior potencial de gerar escoamento superficial.

A demanda de pico é definida pela diferença entre a evapotranspiração média e a precipitação efetiva, que é igualada ou superada em 80 % dos anos no intervalo de 10 dias. Esse valor é recomendado por SEDIYAMA (1987) para dimensionar o projeto de irrigação. Em ambos os solos, observa-se uma redução no valor da demanda de pico, quanto mais tarde for realizado o plantio. No plantio de 01/08 a 01/10 há pouca variação na demanda de pico e, nos plantios de 01/11 a 01/01 ocorre uma redução acima de 15 % em relação às datas de plantio anteriores. Isso se verifica, porque no plantio de 01/08 a 01/10 a demanda de pico ocorre nos meses de novembro e dezembro, caracterizados pela menor precipitação efetiva com 80 % de probabilidade de ser igualada ou superada do que os meses de janeiro e fevereiro, como pode ser observado nas figuras 5.7 e 5.10.

Entre o solo argilo-arenoso e o franco-argilo-arenoso a diferença na demanda de pico em uma mesma data de plantio é inferior a 5 %. Essa pouca variação na demanda de pico pode ser explicada pelo fato de a precipitação que é igualada ou superada em 80 % dos casos, representar precipitações de baixa intensidade e quantidade e assim gerar poucas perdas por escoamento superficial e percolação profunda.

O número médio de irrigações tem variação semelhante à necessidade de irrigação, variando de quatro irrigações para a data de plantio de 01/09, a duas irrigações para o plantio em 01/01, no solo argilo-arenoso, e de duas até uma irrigação para o solo franco-argilo-arenoso.

Sendo a duração do período crítico de 60 dias, pelos valores do número médio de irrigações, tem-se em média, um intervalo entre irrigações superior a 14 dias no solo argilo-arenoso, e superior a 30 dias no solo franco-argilo-arenoso. Essas informações podem ser importantes para locais com pouca disponibilidade hídrica, ou nas condições em que o custo da captação e condução de água é muito alto. Nestes casos FEPAGRO (1996) recomenda a utilização da irrigação aplicando prioritariamente no período mais crítico. Segundo OLIVEIRA (1986), essa prática pode trazer inclusive maior renda líquida ao produtor.

Na figura 5.11 e 5.12, são apresentados os valores médios decendiais de evapotranspiração e de precipitação efetiva para a cultura do milho para os dois tipos de solo. A evapotranspiração apresenta um aumento inicial determinado pelas condições energéticas

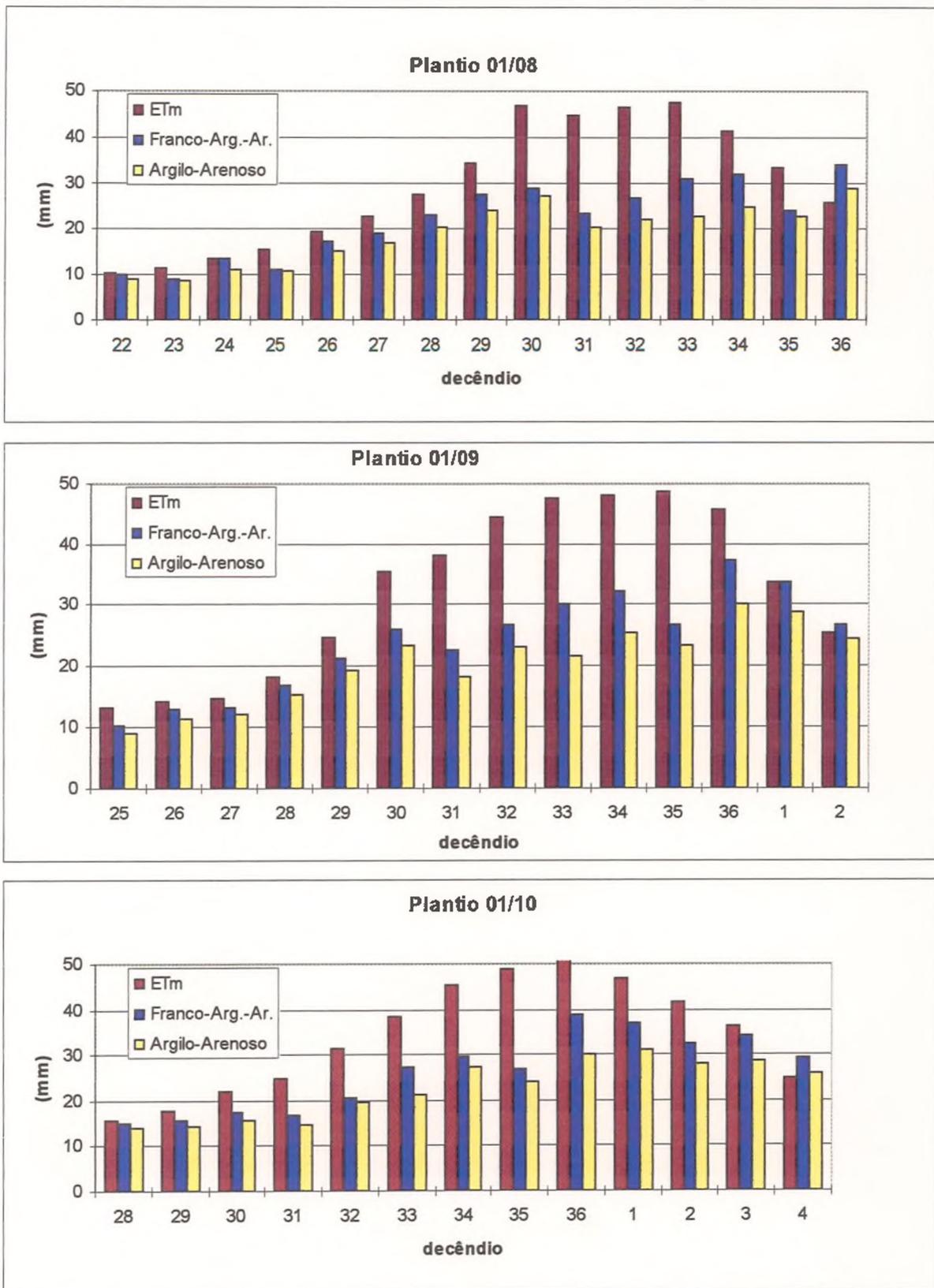


FIGURA 5.11. Evapotranspiração máxima e precipitação efetiva para cultura do milho cultivado em solo argilo-arenoso e franco-argilo-arenoso nas datas de 01/08, 01/09 e 01/10.

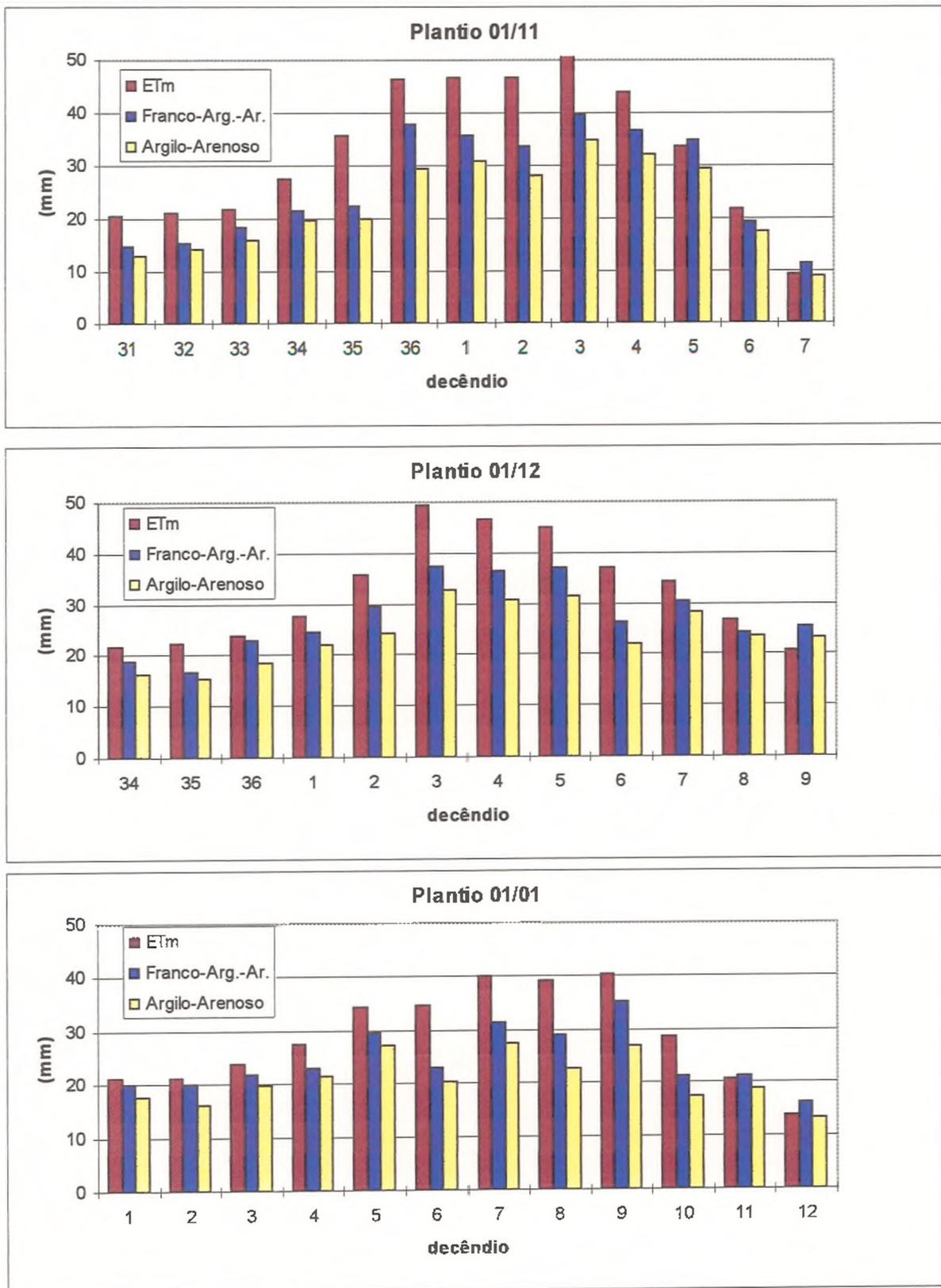


FIGURA 5.12. Evapotranspiração máxima e precipitação efetiva para cultura do milho cultivado em solo argilo-arenoso e franco-argilo-arenoso nas datas de 01/11, 01/12 e 01/01.

(ET_o) e pela curva K_c. A precipitação efetiva no solo franco-argilo-arenoso é superior ao solo argilo-arenoso, pois além de este solo ter maior perda por escoamento superficial, o solo franco-argilo-arenoso tem maior armazenamento de água, e, conseqüentemente, tem irrigações menos freqüentes, aumentando a efetividade das chuvas. No plantio de agosto a outubro, o período de máxima exigência de água ocorre no mês de outubro, novembro e dezembro, tendo maior déficit hídrico, e aumentando a necessidade de irrigação em relação ao plantio no período de novembro a janeiro.

Na figura 5.13, são apresentadas as ogivas de freqüência relativa acumulada da necessidade de irrigação do milho, para os dois tipos de solo, nas diferentes épocas de plantio. Os dados de lâmina de irrigação suplementar tendem à se ajustar a distribuição normal, como mostram OLIVEIRA (1990) e FRANKE (1996), porém, neste estudo, temos uma série relativamente longa e estamos interessados em valores de necessidade de irrigação com período de retorno bem menor que o número de anos de observação, assim podemos admitir que as freqüências relativas observadas representam bem as probabilidades teóricas desses valores, sendo dispensável o ajuste das séries de necessidade de irrigação às curvas de probabilidade teórica.

Tomando como referência a freqüência acumulada de 80 %, que equivale a um período de retorno de 5 anos, tem-se como necessidade de irrigação suplementar do milho no solo argilo-arenoso, as quantidades de 198, 210, 202, 180, 125 e 125 mm para as respectivas datas de plantio de 01/08, 01/09, 01/10, 01/11, 01/12 e 01/01. Para o solo franco-argilo-arenoso esses valores são de 158, 175, 165, 130, 90 e 75 mm nas mesmas data de plantio. Antecipando ou atrasando o plantio a partir de setembro, diminui-se a quantidade de irrigação suplementar.

Com base nos dados da tabela 5.10 poderia ser recomendada a semeadura do milho a partir de novembro, quando é menor a necessidade de irrigação, com menores custos variáveis da irrigação, e no caso de cultura de sequeiro, menor risco de déficits hídricos. Porém, a tendência atual é de conceber a propriedade rural numa visão mais ampla, em que a programação de plantio deve ser realizada dentro de um sistema de plantio, envolvendo o manejo de culturas e solos, com a sucessão e rotação de culturas, de modo que para essa prática não há muita flexibilidade na escolha da época de plantio. Nesse enfoque, a irrigação tem como benefício adicional permitir o plantio de culturas num período mais amplo, bem como permitir a semeadura num período com déficit de precipitação natural.

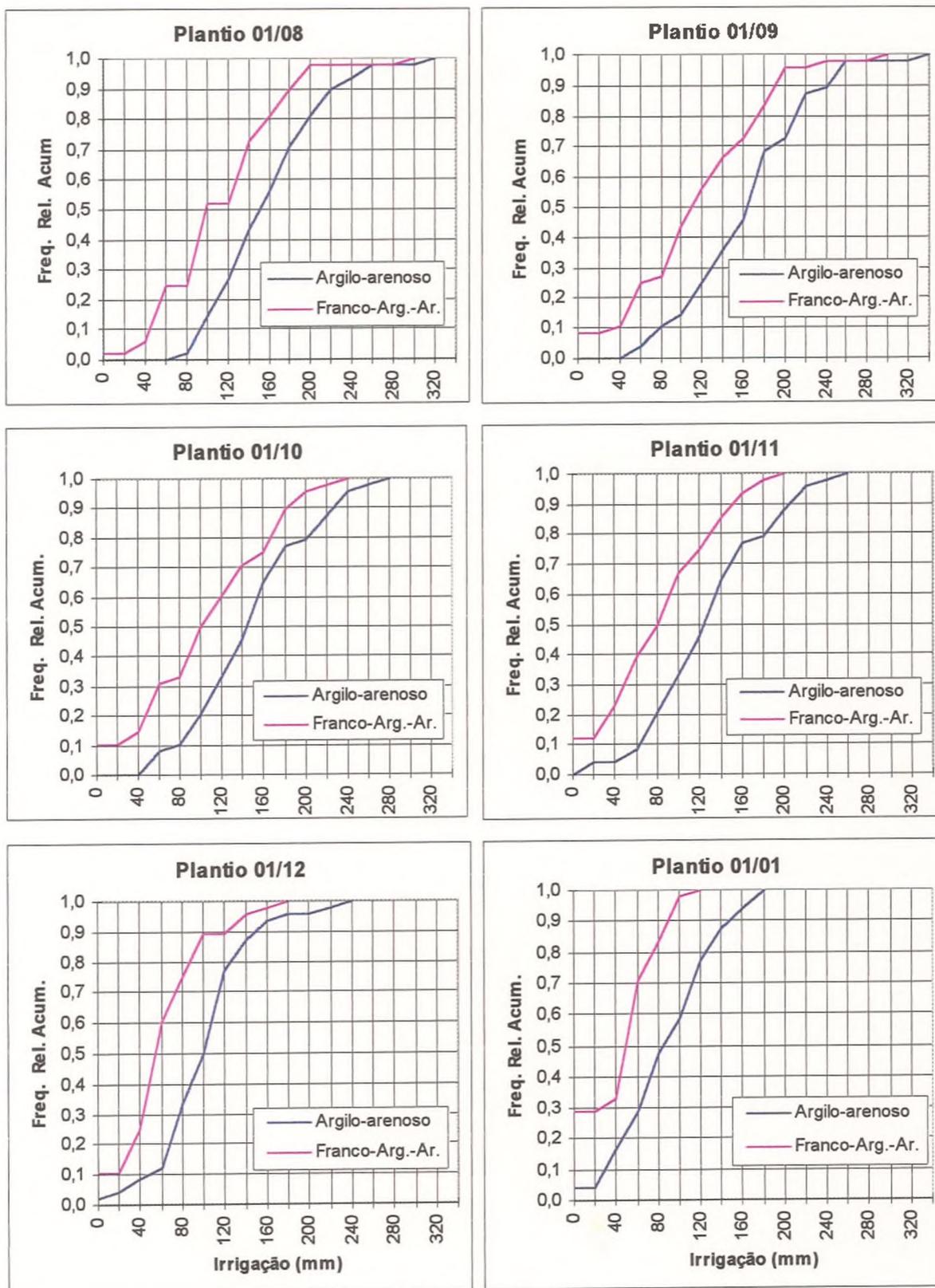


FIGURA 5.13. Frequência relativa acumulada da necessidade de irrigação do milho no solo argilo-arenoso e franco-argilo-arenoso em diferentes datas de plantio.

No projeto de irrigação suplementar deve-se fazer a análise econômica para estabelecer a viabilidade econômica da irrigação. Nas regiões com excesso de chuva, a análise econômica apresenta um complicador pela dificuldade de estabelecer a função de produção. SOARES (1995) avaliou o efeito do déficit e do excesso hídrico sobre rendimento de cultivares de milho na região de Urussanga, e conclui que as possibilidades de irrigação estão limitadas pelo efeito dos níveis de excesso hídrico que ocorre na cultura, havendo anos em que, mesmo apresentando períodos com déficit hídrico, os acréscimos de rendimentos com a irrigação são nulos. Também conclui que com variedades de ciclo precoce, a expectativa de rendimento do milho com irrigação para períodos de retorno de 2, 3, e 5 anos são de 3350, 4450 e 5800 Kg/ha, respectivamente. FRANKE (1996) conclui que, para as condições edafoclimáticas do Rio Grande do Sul, a cultura do milho apresenta viabilidade econômica numa ampla gama de combinações entre época de semeadura, nível de manejo de irrigação e nível de risco.

5.4.2. Balanço Hídrico da Cultura do Feijão.

Os dados médios do balanço hídrico da cultura do feijão nas diferentes épocas de plantio para os dois tipos de solo constam na tabela 5.11. O feijão da safra tem demanda de 258.9, 305.6 e 332.9 mm, quando semeado nas datas de 11/08, 11/09 e 11/10, respectivamente. Na média dos anos, acima de 60 % dessas demandas são atendidas pela precipitação efetiva, quando cultivado em solo argilo-arenoso, e nos solos franco-argilo-arenoso, esses valores são acima de 70 %. Para o feijão da safrinha a demanda é de 260.7 e 220.3 mm para as datas de semeadura de 11/01 e 11/02, sendo acima de 70 % atendida pela precipitação efetiva, quando cultivada em solo argilo-arenoso, e acima de 80 %, quando cultivada em franco-argilo-arenoso. Esses valores caracterizam bem a prática da irrigação suplementar.

A maior necessidade de irrigação no solo argilo-arenoso ocorre no plantio em 11/10, sendo da ordem de 124.6 mm, e no solo franco-argilo-arenoso verifica-se que a maior valor de necessidade de irrigação média é de 95.5 mm no plantio de 11/09.

TABELA 5.11. Dados médios do balanço hídrico da cultura do feijão.

Data de plantio	ETm (mm)	Precipitação efetiva (mm)	Irrigação (mm)	Demanda de pico (mm)	Nº médio de irrigações
Solo argilo-arenoso					
11/08	258.9	166.5	89.1	28.8	3.9
11/09	305.6	187.5	115.8	34.2	5.4
11/10	332.9	206.6	124.6	36.1	6.1
11/01	260.7	190.7	68.5	26.4	3.2
11/02	220.3	154.7	64.2	24.2	2.8
Solo franco-argilo-arenoso					
11/08	258.9	193.2	65.1	28.0	1.9
11/09	305.6	210.0	95.5	34.3	2.7
11/10	332.9	243.0	88.4	34.9	2.9
11/01	260.7	217.5	42.6	24.0	1.2
11/02	220.3	172.1	47.3	23.7	1.2

O maior valor de demanda de pico ocorre para a data de plantio de 11/10 para ambos os solos. Também é observado que esses valores de demanda de pico em ambos os solos são próximos, sendo as diferenças menores que as diferenças observadas para a cultura do milho, devido à menor evapotranspiração e também devido à menor capacidade de armazenamento, determinada pelo menor profundidade do sistema radicular da cultura do feijão.

O número médio de irrigações da cultura do feijão no solo argilo-arenoso varia de três, para o plantio em 11/02, a seis para o plantio em 11/10. Nos solo franco-argilo-arenoso o número de irrigações durante o ciclo da cultura varia de uma a três irrigações, nas mesmas datas de plantio.

Na figura 5.14 estão representadas os valores médios decenciais de evapotranspiração e a precipitação efetiva para a cultura do feijão da safra nos dois tipos de solo, e na figura 5.15 estão representados os dados médios decenciais de evapotranspiração e precipitação efetiva do feijão da safrinha.

O período crítico da cultura do feijoeiro ao estresse hídrico é o período entre a pré-floração e a plena floração, conforme descrito por DOOREMBOS e KASSAN (1979), GUIMARÃES (1978), VIEIRA e MASSIGNAN (1992). Nos plantios em 11/09 e 11/10, o

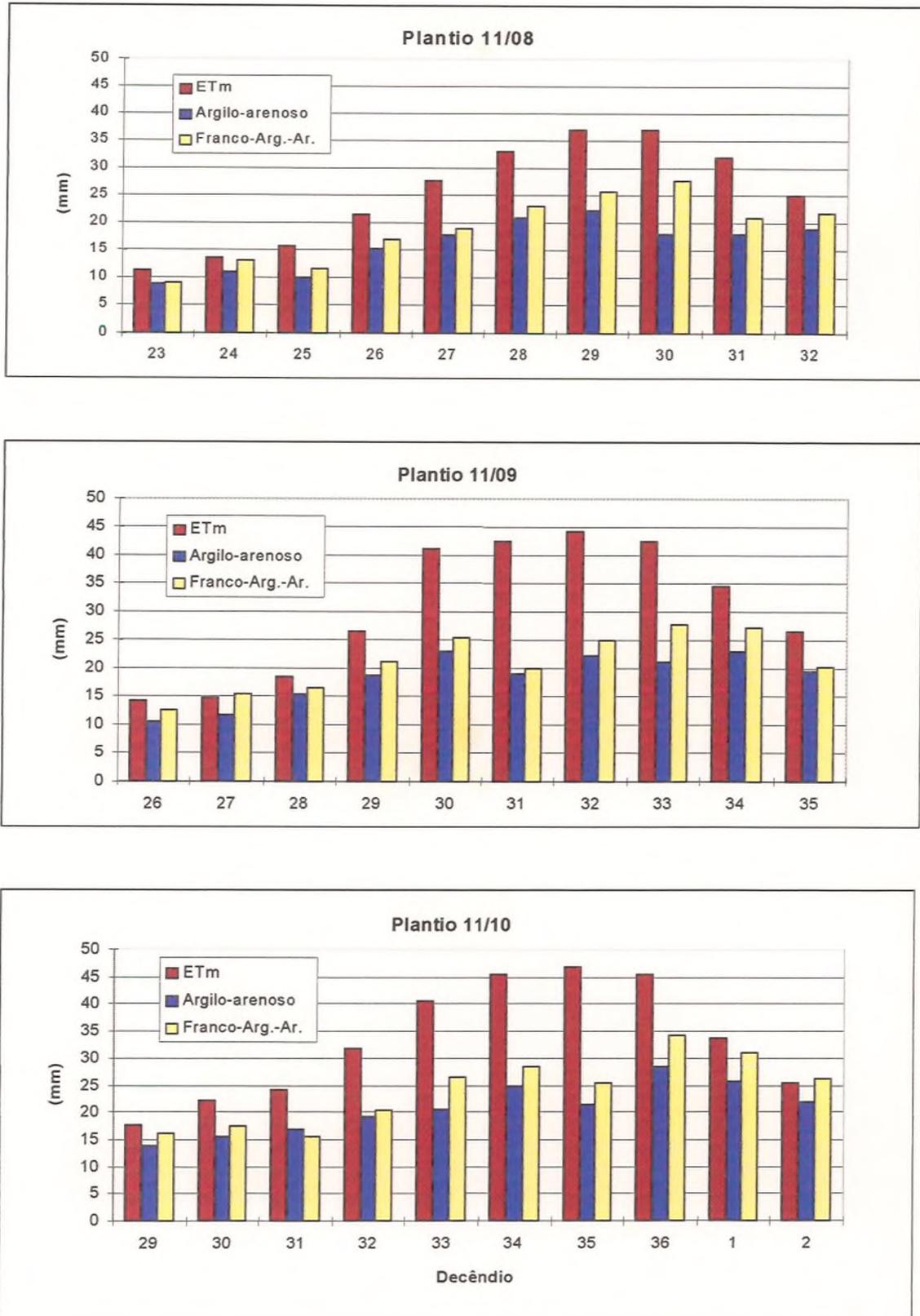


FIGURA 5.14. Evapotranspiração máxima e precipitação efetiva para o feijão da safra em solo argilo-arenoso e franco-argilo-arenoso .

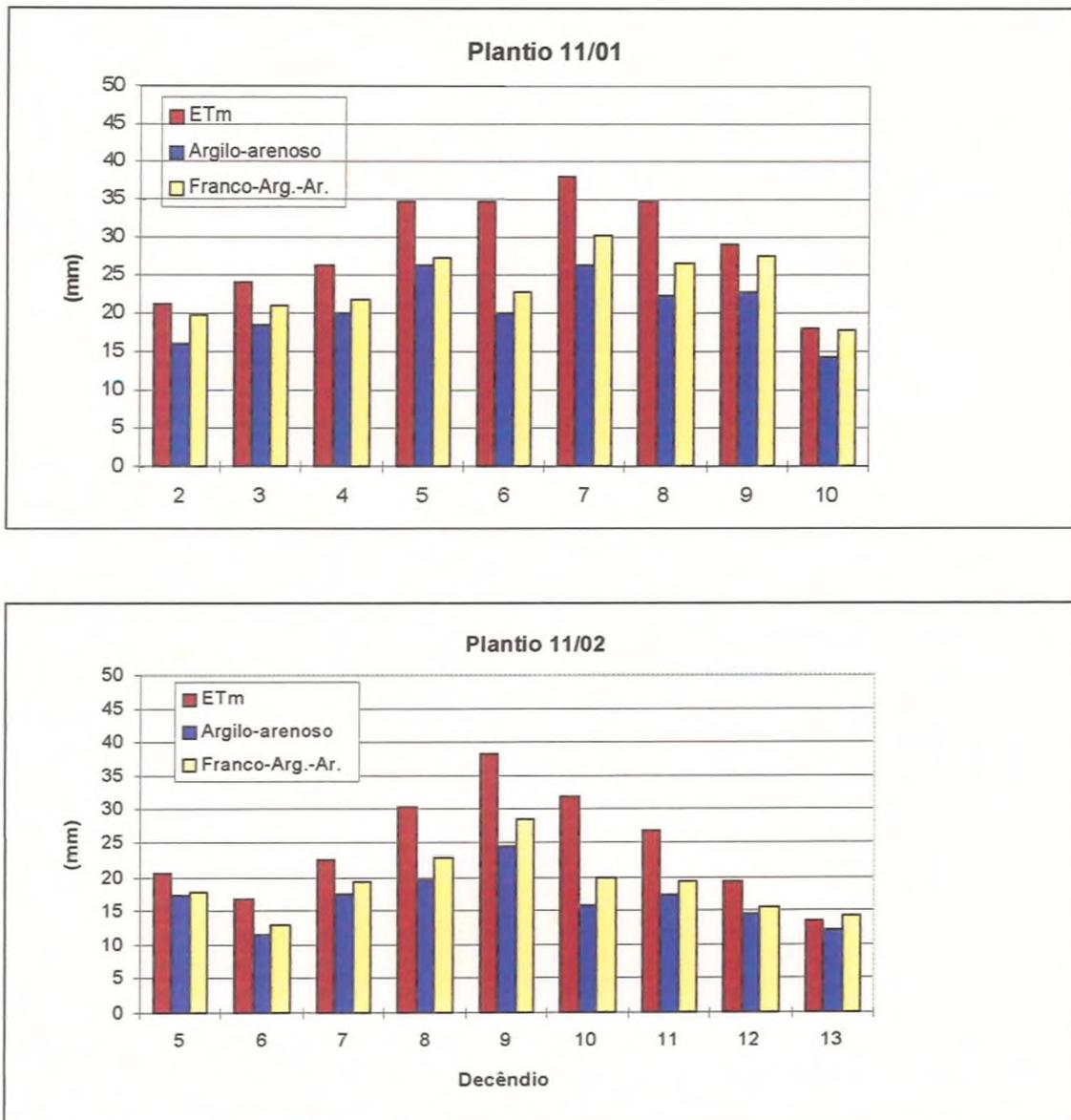


FIGURA 5.15. Evapotranspiração máxima e precipitação efetiva para o feijão da safrinha em solo argilo-arenoso e franco-argilo-arenoso .

período crítico da cultura do feijoeiro ocorre nos meses de novembro e dezembro, respectivamente, quando o risco de déficit hídrico é maior devido à maior demanda evapotranspirométrica da atmosfera, e é agravada pela má distribuição de chuvas. Na figura 5.14 pode-se observar que, para a data de plantio de 11/09 os maiores valores de ETm são observados nos decênios que compõem o mês de novembro, quando também se verifica a maior diferença entre a evapotranspiração máxima e a precipitação efetiva. Essa diferença representa a necessidade de irrigação suplementar.

Na figura 5.16, são representadas as ogivas de frequência relativa acumulada da necessidade de irrigação suplementar para a cultura do feijão em dois tipos de solo para as diferentes épocas de plantio. Tomando como base a necessidade de irrigação com período de retorno de 5 anos, a necessidade de irrigação suplementar do feijão cultivado em solo argilo-arenoso é de 115, 150, 160, 95 e 90 mm para as datas de plantio de 11/08, 11/09, 11/10, 11/01 e 11/02. Para o solo franco-argilo-arenoso, esses valores são de 78, 125, 140, 67 e 78 mm, respectivamente.

Para determinar a melhor época de plantio e a viabilidade da irrigação da cultura do feijão há necessidade de uma análise mais ampla, incluindo o efeito e o risco dos excessos hídricos, pois a cultura do feijão é relativamente sensível ao excesso de água, com favorecimento de doenças radiculares e doenças da parte aérea. A irrigação suplementar anula o risco de deficiência hídrica, e pode proporcionar acréscimos de até 260 % na produção, como observados nas regiões Sudeste e Centro-Oeste do país e relatados por MOREIRA et al. (1988). Com a ocorrência de períodos de alta precipitação, os excessos hídricos podem prejudicar a produção, o que torna a análise econômica mais complexa.

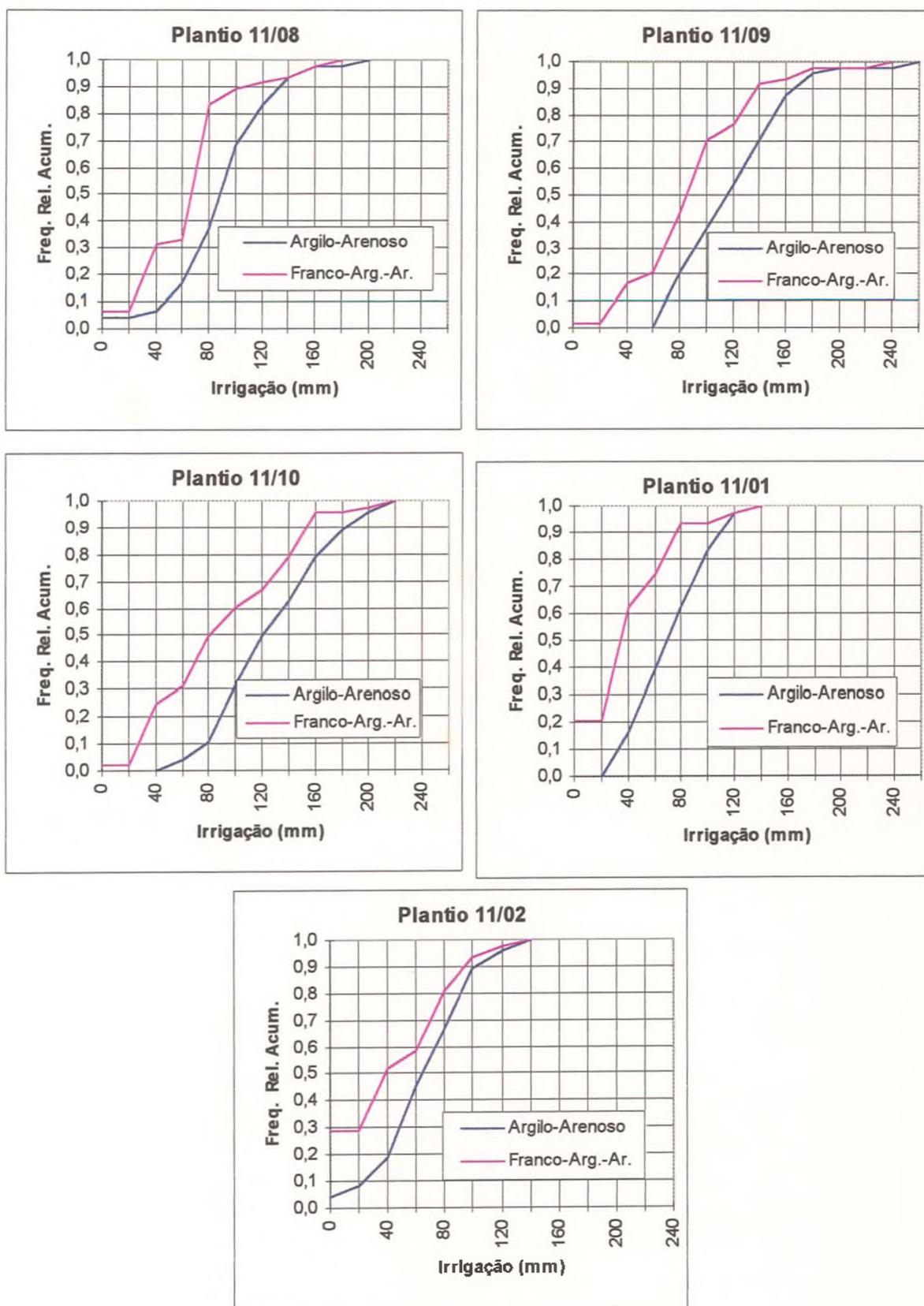


FIGURA 5.16. Frequência relativa acumulada da necessidade de irrigação em feijão.

5.5. Validação de Campo.

Os dados de escoamento superficial medidos e estimados constam da tabela 5.12, juntamente com a precipitação total do dia. Em vários dias foram medidos pequenos valores de escoamento superficial, enquanto o modelo simulou que não haveria escoamento, isto é, toda a precipitação teria infiltrado. Isso pode ser explicado principalmente pela variação da intensidade da chuva dentro do período de uma hora. Muitas precipitações apresentam maiores intensidades de chuva em um período de alguns minutos, gerando assim pequenos valores de escoamento superficial. Com a discretização horária da chuva, o total acumulado de chuva no intervalo de uma hora representa baixa intensidade, e assim o modelo não estima o escoamento superficial.

No dia 13/10/96, o modelo estimou o escoamento superficial de 8.5 mm, sendo medido 2.8 mm na parcela descoberta e 2.5 mm nas parcelas onde foi semeado milho. A diferença entre o valor estimado e os valores medidos nos dias que sucederam o plantio podem ser parcialmente creditadas à maior rugosidade na superfície e à maior porosidade da camada de solo preparado para o plantio. Esses efeitos tendem a se anular com as precipitações, como observado por LEVIEN et al. (1990).

Comparando os valores de escoamento superficial medidos na parcela com solo descoberto com os valores medidos nas parcelas com milho, verifica-se que os valores de escoamento na parcela com solo descoberto foram em geral muito superiores aos observados na parcela com milho. Essa observação pode ser explicada em parte pelo fato de o solo descoberto apresentar um selamento e encrostamento superficial causados pelo impacto das gotas, de água no solo. Nas parcelas com milho, a cobertura vegetal reduz o impacto das gotas reduzindo assim o selamento e encrostamento superficial. Como foram realizadas capinas nas parcelas para o controle das plantas daninhas, a escarificação da superfície revolve a camada com o encrostamento superficial.

Outro fator que pode explicar o maior escoamento na parcela com solo descoberto, é o fato de ter maior teor de umidade inicial, pois perde água apenas por evaporação, enquanto que o solo com milho perde água também por transpiração, tendo em geral menor umidade média no perfil.

TABELA 5.12. Valores de precipitação e escoamento superficial observado e estimado pelo modelo de balanço hídrico horário.

Data	Precipitação (mm)	Escoamento (mm)		
		Observado		Estimado
		solo descoberto	milho	
12/10/96	5.5	0.2	0.2	0.0
13/10/96	31.0	2.8	2.5	8.5
20/10/96	35.9	1.9	1.3	0.0
21/10/96	14.1	0.3	0.4	0.0
23/10/96	3.3	0.1	0.1	0.0
24/10/96	11.5	0.6	0.4	0.0
02/11/96	13.6	2.0	1.5	0.9
17/11/96	2.3	0.3	0.3	0.0
04/12/96	12.2	0.4	0.2	0.0
05/12/96	30.0	14.0	4.3	5.2
06/12/96	23.5	14.8	6.7	4.5
07/12/96	6.3	4.5	1.4	0.0
10/12/96	16.7	0.2	0.2	0.0
12/12/96	19.4	1.1	0.5	0.0
15/12/96	12.4	9.0	0.9	0.3
16/12/96	12.2	8.0	0.8	0.9
17/12/96	4.6	2.5	0.2	0.0
19/12/96	9.5	3.6	0.2	0.0
21/12/96	23.0	16.4	4.1	5.6
27/12/96	25.6	0.9	0.8	0.0
09/01/97	56.0	13.5	6.3	10.9
10/01/97	9.9	0.9	0.2	0.0
16/01/97	12.2	0.0	0.1	0.0
19/01/97	17.8	0.0	0.2	0.0
21/01/97	19.9	0.3	0.3	0.0
22/01/97	9.8	0.1	0.2	0.0
24/01/97	88.7	65.2	32.2	56.2
25/01/97	21.3	2.7	2.8	1.0
26/01/97	34.6	2.5	0.3	0.0
30/01/97	27.5	5.0	1.3	0.8
31/01/97	53.8	24.2	7.2	7.7
01/02/97	25.6	0.6	0.4	0.2
03/02/97	31.3	12.5	5.0	6.4
10/02/97	37.9	22.3	8.3	18.8
11/02/97	29.2	0.7	0.2	0.0
14/02/97	47.2	37.1	24.5	31.1
17/02/97	10.4	0.3	0.5	0.0
18/02/97	1.9	0.6	0.4	0.0
Total		272.1	117.4	159.5

Comparando os valores de escoamento superficial medido nas parcelas com milho com os valores estimados pelo modelo, verifica-se que nos dias 5/12, 21/12, 31/01 e 03/02 os valores estimados foram ligeiramente superiores aos valores observados. Nos dias 09/01, 24/01, 10/02 e 14/02 as diferenças foram relativamente mais expressivas.

Entre as possíveis causas dessas diferenças, pode-se destacar o efeito da interceptação foliar, que não foi considerada neste modelo. PESSOA (1994) encontrou valores de retenção foliar entre 1.1 e 2.6 mm em diferentes fases do ciclo da cultura do milho sob irrigação com emissores de pivô central para as lâminas de 6.5 a 28.8 mm. SILVA (1993) verificou que, após o estabelecimento da cultura do milho, as chuvas menores de 1.0 mm eram totalmente interceptadas, e a medida que ocorrem chuvas maiores o percentual interceptado diminui, sendo de 8.7 mm (24.2 %) para chuvas de 36.0 mm.

Outro efeito importante causado pela cultura do milho, que pode alterar o escoamento superficial, é o fato de as folhas, pela sua arquitetura, dirigirem o escoamento de água até o solo através do colmo da planta. STEINER (1983), trabalhando com lâminas de irrigação entre 19 e 42 mm, observou que cerca da metade da água que atinge o solo em uma lavoura de milho completamente desenvolvida, chega ao solo escorrendo pelo colmo, e que as plantas retêm 2.7 mm de água nas bainhas. Também MUNDIN e FOLEGATI (1996) observaram que, em média, aproximadamente 50 % do valor da água que atinge o solo sob irrigação com lâmina de 3 a 4 mm, o faz através do colmo, e para precipitação de 9 mm tal partição se reduz para 39.8 %.

Deve-se ressaltar que o modelo de infiltração de Green-Ampt assume algumas hipóteses simplificadoras, como o perfil homogêneo e a distribuição homogênea da umidade, não considera o efeito do ar aprisionado nem a resistência causada pelo movimento do ar. Essas hipóteses não se verificam integralmente na prática e por isso são esperados pequenos desvios entre os valores preditos pelo modelo e os valores medidos.

Também a variação espacial dos parâmetros do modelo de Green-Ampt-Mein-Larson pode levar a diferenças entre os valores medidos e os valores simulados. Esses parâmetros foram estimados pelas relações entre os parâmetros do modelo de Green-Ampt e os parâmetros físicos do solo estabelecidas por RAWLS e BRAKENSIEK (1983). Poder-se-ia tentar um melhor ajuste dos parâmetros da equação de Green-Ampt a partir dos valores de escoamento superficial e de precipitação observados. Porém, numa análise dos dados do

balanço hídrico, verificou-se que com todas as precipitações constantes na tabela 5.12 onde foi medido o escoamento superficial, o modelo também simulou perdas por percolação profunda, com exceção das precipitações do dia 16 e 19 de janeiro, quando foi medido escoamento superficial de 0.1 e 0.2 mm, respectivamente, enquanto que o modelo não simulou perdas por escoamento superficial nem percolação profunda. Assim, considerando verdadeiros os valores de percolação profunda estimados pelo modelo, a diferença entre a precipitação efetiva estimada pelo modelo com a medida foi apenas de 0.3 mm. Embora melhor ajuste dos parâmetros de infiltração poderia melhorar a estimativa do escoamento superficial, não alteraria o valor da precipitação efetiva, nem o valor do armazenamento de água no solo.

Na tabela 5.13, constam os valores médios decendiais dos principais componentes do balanço hídrico simulado. Do total de precipitação (991.3 mm), o modelo simulou que 159.0 mm foram perdidos por escoamento superficial e 832.3 mm infiltraram no solo, sendo 414.9 mm perdidos por percolação profunda e 417.4 mm foram estimados como precipitação efetiva. Apesar de a precipitação total durante o ciclo ser acima do dobro da necessidade máxima da cultura, devido a sua má distribuição temporal, verificou-se a ocorrência de dois períodos com déficit hídrico, totalizando 26.6 mm durante o ciclo da cultura.

Do total de 991.3 mm, de precipitação o modelo simulou 159.0 mm de escoamento superficial, sendo medido 117.4 mm. SILVA (1993) encontrou os valores de 941.2, 236.1, 578.0, 316.1, 243.2 e 15.3 mm para a precipitação, irrigação, percolação profunda, evapotranspiração real, interceptação e escoamento superficial na cultura de milho, em Viçosa, MG. O valor de escoamento superficial observado foi de 50.5 mm. Apesar de o modelo de balanço hídrico desenvolvido por este autor, com objetivo de acompanhamento e manejo da irrigação, ser mais detalhado com a inclusão da simulação da interceptação e da redistribuição da água no perfil do solo e de ter medido os parâmetros da equação de Green-Ampt do local do experimento, o algoritmo de infiltração adotado utilizou a equação de Green-Ampt-Mein-Larson, sem considerar as adaptações descritas por CHU (1978) para considerar a variação na intensidade de precipitação. No cálculo do tempo de empoçamento da superfície foi somente considerada a precipitação registrada no intervalo horário da chuva, não se considerando as chuvas anteriores, e por isso o modelo subestimou o escoamento superficial.

No período de 01-10/12 foram registrados 88.7 mm de precipitação sendo computados 63,6 mm de precipitação efetiva; e no período de 11-18/02, foram registrados 93.8 mm de precipitação, sendo computados somente 17.2 mm de precipitação efetiva. Essa

diferença se deve à menor demanda evapotranspirométrica e principalmente à ocorrência de precipitações antecedentes, que diminuem a efetividade das chuvas. Esses valores mostram a limitação das metodologias que estimam a precipitação efetiva somente em função do total precipitado.

Na figura 5.17, são representadas as variações na evapotranspiração máxima e os valores diários de precipitação durante o ciclo da cultura do milho. Também estão representados os valores da capacidade de armazenamento máximo de água (CAD), os valores de armazenamento crítico (ARMcri), bem como os valores de umidade medida e simulada pelo modelo.

TABELA 5.13. Valores médios dos componentes do balanço hídrico simulado.

Período	Precip.	ETo	ETm	ETr	Def	infiltr.	DP	R	Pef
07-10/10	9.0	15.7	7.8	7.8	0.0	9.0	0.0	0.0	9.0
11-20/10	82.8	32.3	16.2	16.2	0.0	74.3	53.9	8.5	20.4
21-31/10	30.6	37.3	18.7	18.7	0.0	30.6	24.7	0.0	5.9
01-10/11	28.1	43.4	21.8	21.8	0.0	27.2	0.9	0.9	26.3
11-20/11	27.6	40.0	24.0	24.0	0.0	27.6	3.1	0.0	24.5
21-30/11	3.1	50.2	37.7	28.7	9.0	3.1	0.0	0.0	3.1
01-10/12	88.7	44.9	39.5	32.3	7.2	79.0	15.4	9.7	63.6
11-20/12	74.9	39.3	41.3	41.3	0.0	73.7	37.2	1.2	36.5
21-31/12	62.0	46.9	51.7	51.7	0.0	56.4	21.1	5.6	35.3
01-10/01	84.4	45.3	49.7	39.3	10.4	73.5	17.7	10.9	55.8
11-20/01	37.8	44.2	48.5	48.5	0.0	37.8	0.0	0.0	37.8
21-31/01	260.3	37.7	35.9	35.9	0.0	194.6	147.6	65.7	47.0
01-10/02	108.2	44.6	35.0	35.0	0.0	82.8	47.8	25.4	35.0
11-18/02	93.8	29.8	18.4	18.4	0.0	62.7	45.5	31.1	17.2
Total	991.3	553.4	446.2	419.6	26.6	832.3	414.9	159.0	417.4

O valor da capacidade de armazenamento apresenta um aumento linear no período compreendido entre o período de 30 dias após plantio até o máximo no início do florescimento, conforme simulado o aumento da profundidade do sistema radicular. A variação do armazenamento crítico é função da variação da capacidade de armazenamento e também da evapotranspiração máxima. O armazenamento simulado é resultado dos cálculos envolvidos no balanço hídrico, e, quando seu valor estiver abaixo do armazenamento crítico, a planta está sob estresse hídrico. Assim ocorreu nos dias 27/11 à 4/12 e nos dias 3 à 8/01. No projeto de irrigação suplementar, nesses períodos deveria ser realizada a irrigação

Comparando os valores de armazenamento medidos com o armazenamento simulado, verifica-se que apresentam boa concordância, indicando que o modelo consegue simular razoavelmente os principais processos envolvidos, podendo ser considerado válido para as condições de solo e cultura em que se desenvolveu o estudo. Também se observa que alguns valores medidos foram superiores aos valores simulados, sendo inclusive superiores à capacidade de armazenamento de água no solo. Esses desvios ocorrem nas medidas de umidade do solo, realizadas poucos dias após terem ocorrido chuvas expressivas, são devido à dinâmica da água no solo, o excesso de água ainda não havia percolado por todo o perfil, de modo que a umidade das camadas inferiores estava acima da capacidade de campo. O modelo, por definição, pressupõe que, sempre que a umidade do solo está acima da capacidade de campo, o excesso é perdido por percolação, sendo essa perda instantânea.

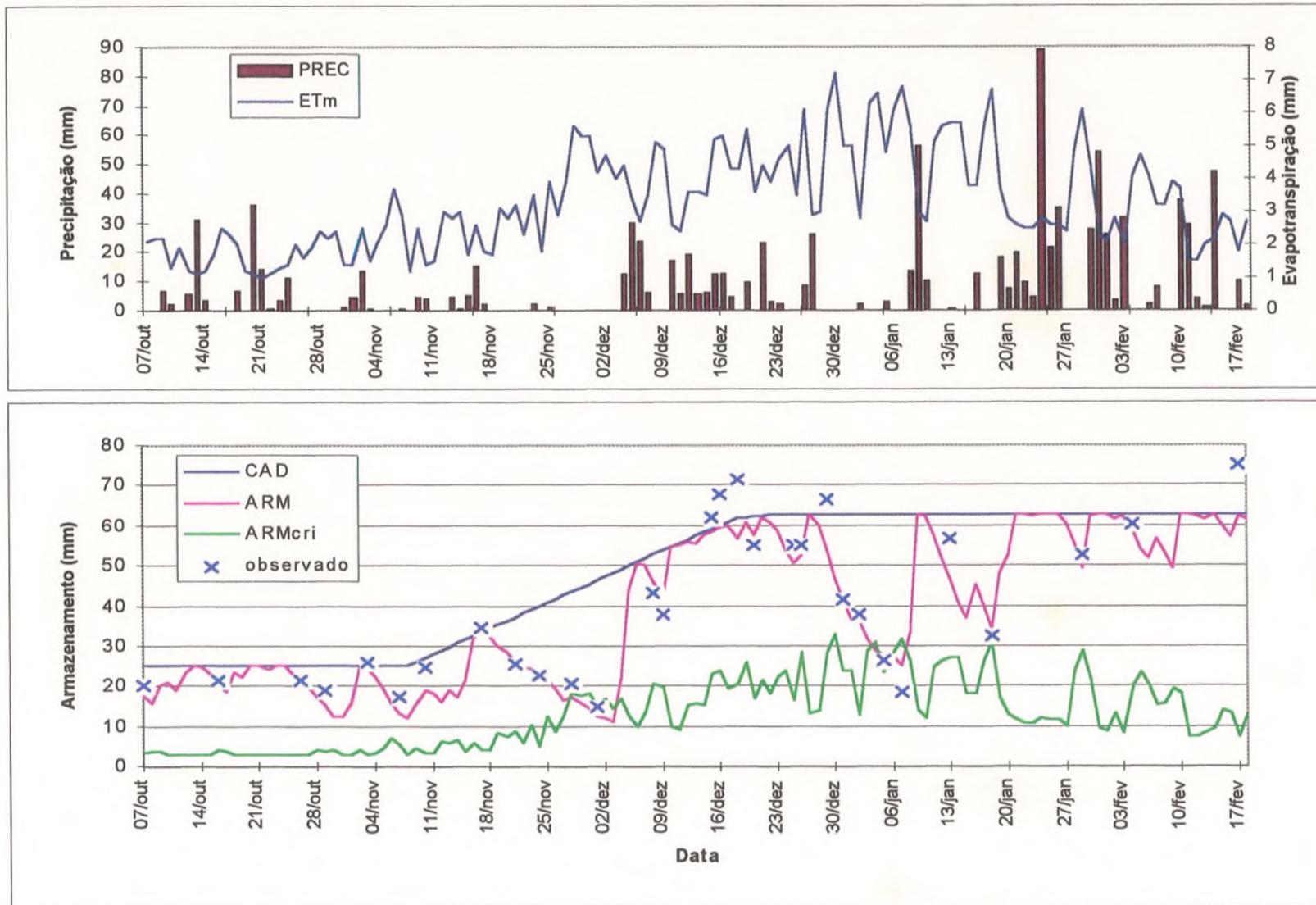


FIGURA 5.17. Variação no armazenamento de água medido e simulado pelo modelo de balanço hídrico.

6. CONCLUSÕES

Com base na discussão dos resultados obtidos, pode-se relacionar as seguintes conclusões gerais para as regiões de clima úmido:

- O dimensionamento dos projetos de irrigação com base na precipitação provável determina uma expressiva subestimativa da necessidade de irrigação.

- A precipitação efetiva média mensal estimada pelo método do SCS (1967) apresenta valores superiores aos valores de precipitação efetiva, determinada pelo modelo de balanço hídrico horário, sendo a diferença mais acentuada nos solos com maior potencial de gerar escoamento superficial.

- A inclusão da metodologia da curva número do SCS, para estimativa do escoamento superficial no balanço hídrico diário, não resulta em diferença significativa na estimativa do déficit hídrico e da precipitação efetiva, para valores de CN igual ou inferior a 90.

- Nos solos com baixo potencial de gerar escoamento superficial, a inclusão da estimativa de escoamento superficial no balanço hídrico não resulta em diferença na precipitação efetiva.

- Para solos com médio ou alto potencial de gerar escoamento superficial deve-se utilizar o balanço hídrico horário, estimando a precipitação efetiva em função das características de intensidade, duração e frequência da precipitação.

Considerando a base de dados e as informações de solos da região de Urussanga, pode-se apontar as seguintes conclusões específicas ao local de estudo:

- O modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis modificado simulou as séries de dados horários, mantendo as características estruturais da chuva observada nos diversos níveis de agregação.

- Os parâmetros do modelo ajustados apresentam uma variação sazonal refletindo a sazonalidade das características da precipitação.

- Nos meses de novembro a março, ocorre maior frequência de chuva e também maior intensidade média das chuvas no período da tarde, sendo que essa variação temporal não é representada pelo modelo,

- A metodologia utilizada na desagregação dos dados diários em dados horários manteve as características estruturais da chuva observada nos diversos níveis de agregação.

- Com o plantio do milho no período de agosto a outubro, o período crítico da cultura coincide com os períodos com maior frequência de ocorrência de déficit hídrico, determinando maior necessidade de irrigação.

- As necessidades de irrigação suplementar para cultura do milho, com período de retorno de 5 anos, variam de 125 mm a 210 mm para o solo argilo-arenoso e, de 75 mm a 175 mm para o solo franco-argilo-arenoso, conforme a data de plantio.

- As necessidades de irrigação suplementar para a cultura do feijão, com período de retorno de 5 anos, variam de 90 a 160 mm no solo argilo-arenoso, e, de 67 a 140 mm no solo franco-argilo-arenoso, conforme a data de plantio.

- O modelo de balanço hídrico horário simulou valores de armazenamento de água com boa concordância com os valores medidos, podendo ser considerado válido para as condições de solo e clima em que se desenvolveu o estudo.

7. RECOMENDAÇÕES

Com a conclusão deste estudo, recomenda-se:

- Verificar o ajuste do modelo estocástico para intervalos de tempo inferiores a uma hora e verificar a adequação da metodologia de desagregação dos dados de chuva, para intervalos de tempo inferiores a uma hora.
- Para efeito de manejo do projeto de irrigação pode-se melhorar o modelo com a melhor simulação da infiltração e redistribuição da água, considerando o perfil do solo com camadas de características hidrodinâmicas diferentes, principalmente quando há disponibilidade de dados de intensidade de precipitação em intervalo de tempo inferior a uma hora.
- Determinar a precipitação efetiva considerando diferentes fatores de disponibilidade de água.
- Verificar a aplicação do modelo em diferentes condições climáticas.
- Rever o zoneamento agroclimático de Santa Catarina, em função da precipitação efetiva e considerando as condições de lavoura irrigada e lavoura do sequeiro, e os diferentes tipos de solos.

8. LITERATURA CITADA

- ABBOT, M. B. et al. 1982. Research and development for the unsaturated zone component of the European Hydrologic System - Systeme Hydrologique Européen (SHE). In: ABBOTT, M.B., CUNGE, J.A., ed. Engineering applicatons of computational hydraulics. London: Pitman. v.1, p.40-70.
- ABDULMUMIN, S. 1989. Irrigation scheduling model with groundwater and limited rooting. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, New York, v.115, n.6, p.838-853.
- ALLEN, R.G. 1986. A Penman for all seasons. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, New York, v.112, n.4, p.348-368.
- ALMEIDA, J. P. 1993. Estimativa de déficits e excessos hídricos em regiões de clima úmido através de diferentes modelos de balanço hídrico. Porto Alegre: UFRGS - Curso de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. 212 f. Dissertação (Mestrado).
- ALTHOFF, D. A. 1983. Balanço hídrico seriado de Santa Catarina. 2.ed. Florianópolis: EMPASC. 62p. (Boletim Técnico, 7).
- ALTHOFF, D. A., SÔNEGO, M., POLA, A. C. 1996. Parâmetros para agricultura irrigada de Santa Catarina: evapotranspiração potencial: Florianópolis: EPAGRI. 32p. (Documentos, 172).
- ANDRADE, C. L. T., SANS, L. M. A, COUTO, L., FERREIRA, P. A., SEDIYAMA, G. C. 1991. Evapotranspiração da cultura do milho em função da disponibilidade de água em um

- latossolo vermelho escuro argiloso álico da região de Sete Lagoas (MG). Revista Brasileira de Ciência do Solo, Campinas, v.15, p.351-356.
- ASSIS, F. N. 1993. Ajuste da função Gama aos totais semanais de chuva de Pelotas - RS. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, v.1, p.131-136.
- AYOADE, J. O. 1991. Introdução a climatologia para os trópicos. 3.ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 322p.
- BAIER, W., ROBERTSON, G. 1966. A new versatile soil moisture budget. Canadian Journal of Plant Science, v.46, p.299-315.
- BELTRAME, L. F. S., TAYLOR, J., CAUDURO, F. 1975. Probabilidade de ocorrência de déficit e excessos hídricos em solos do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: IPH/UFRGS. 75p.
- BERGAMASCHI, H., VIEIRA, H.J., LIBARDI, P.L., OMETTO, J.C., ANGELOCCI, L.R. 1989. Deficiência hídrica em feijoeiro. III. Evapotranspiração máxima e relações com a evapotranspiração calculada pelo método de Penman e com a evaporação do tanque classe A. Pesquisa Agropecuária Brasileira, Brasília, v.24, n.4, p.387-392.
- BERLATO, M. A., MATZENAUER, R., BERGAMASCHI, H. 1986. Evapotranspiração máxima da soja e relações com a evaporação calculada pela equação de Penman, evaporação do tanque classe A e radiação solar global. Agronomia Sul Riograndense, Porto Alegre, v.22, n.2, p.251-259.
- BERNARDO, S. 1989. Manual de Irrigação. 5.ed. Viçosa: Imprensa Universitária/UFV. 586p.
- BERNARDO, S., HILL, R. W. 1978. Um modelo para determinação de irrigação suplementar. Revista Ceres, v.25, n.140. p.245-262.

- BERTOL, I, MIQUELLUTI, D. J. 1993. Perdas de solo, água e nutrientes reduzidas pela cultura do milho. Brasília. Pesquisa Agropecuária Brasileira, v.28, n.10, p.1205-1213.
- BOWER, H. 1966. Rapid field measurement of air entry value and hydraulic conductivity of soil as significant parameters in flow system analysis. Journal Hydraulic. American Society of Civil Engineers, New York, v.90, n.5, p.121-144.
- BRAGA, H. J. 1982. Caracterização da seca agrônômica através de novo modelo de balanço hídrico, na região de Laguna, litoral sul do estado de Santa Catarina. Piracicaba: ESALQ/USP. 139p. Dissertação (Mestrado).
- BRISSON, N., SEGUIN, B., BERTUZZI, P. 1992. Agrometeorological soil water balance for crop simulation models. Agricultural Meteorology, Amsterdam, v.59, p.267-287.
- CARAMORI, P. H., OLIVEIRA, D., FARIA, R. T. 1991. Frequência de ocorrência de períodos com deficiência hídrica (verânicos) no estado do Paraná. Londrina: IAPAR. 40p. (Boletim Técnico, 36).
- CARDOSO, C. O. 1995. Avaliação de demanda hídrica de algumas culturas sujeitas à alteração climática na Bacia do Rio Uruguai. Porto Alegre. UFRGS - Curso de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. 251f. Dissertação (Mestrado).
- CHU, S. T. 1978. Infiltration during a unsteady rain. Water Resources Research. Washington, v.14, n.3, p.461-466.
- CIRINO, C. G., GUERRA, H. C. 1994. Utilização das relações energia/umidade na caracterização físico-hídrica de solos. Pesquisa Agropecuária Brasileira, Brasília, v.29, n.12, p.1973-1978.

- COWPERTWAIT, P. S. 1991. Further developments of the Neyman-Scott clustered poisson process for modeling rainfall. Water Resources Research, Washington, v.27, n.7, p.1431-1438.
- COWPERTWAIT, P. S. 1994. A generalized point process model for rainfall. Proceedings of the Royal Society of London. Serie A: Mathematical and Physical Sciences, London, v.447, p.23-37.
- COWPERTWAIT, P. S., COX, T. F. 1992. Clustering population means under heterogeneity of variance with an application to a rainfall times series problem. The Statistician, London, v.41, p.113-121.
- COWPERTWAIT, P. S. P., O'CONNELL, P. E., METCALFE, A. V., MAWDSLEY, J. A. 1996. Stochastic point process modelling of rainfall. I. Single-site fitting and validation. Journal of Hidrology, Amsterdam, v.175, p.7-46.
- COX, D. R., ISHAM, V. 1980. Point processes. London. Chapman and Hall.
- COX, D. R., ISHAM, V. 1988. A simple spatial temporal model of rainfall. Proceeding of the Royal Society of London, Serie A: Mathematical and Physical Sciences, London, v.415, p.317-328.
- DASTANE, N. G. 1974. Effective rainfall in irrigated agriculture. Rome: FAO. 61f. (Irrigation and Drainage Paper, 25).
- DENMEAD, O. T., SHAW, R. H. 1962. Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. Agronomy Journal, Madison, v.54, p.385-390.
- DOORENBOS, J., PRUITT, W. O. 1977. Guidelines for predicting crop water requeriments. Roma: FAO. 144p. (Irrigation and Drainage Paper, 24).

- DOORENBOS, J.; KASSAN, A. H. 1979. Efectos del agua sobre el rendimiento de los cultivos. Roma: Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. 212p. (Estudio FAO. Riego y Drenaje, 33).
- DORFMAN, R. 1977. Critérios de avaliação de alguns métodos de cálculo de evapotranspiração potencial. Porto Alegre: UFRGS- Curso de Pós-Graduação em Hidrologia Aplicada. 196f. Dissertação (Mestrado).
- DORFMAN, R. 1985. Planning of irrigation system under conditions of scarce data. Haifa: Technion Israel Institute of Technology. 114 f. Tese(Doutorado).
- DOURADO NETO, D. 1996. Balanço hídrico cíclico e sequencial: estimativa de armazenamento de água no solo. In: CONGRESSO NACIONAL DE IRRIGAÇÃO E DRENAGEM, 11., 1996, Campinas. Anais. Campinas: ABID. p.30-42.
- DOURADO NETO, D., JONG VAN LIER, Q. 1993. Estimativa do armazenamento de água no solo para realização de balanço hídrico. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Campinas, v.17, n.1, p.9-15.
- DYER, J. A., MACK, A. R. 1984. The versatile soil moisture budget: version three. Ottawa: Agriculture Canada. 1984. 24p. (Technical Bulletin 1984 -1E).
- EAGLESON, P. S. 1978. Climate, soil and vegetation, 2. The distribution of annual precipitation derived for modelling rainfall. Water Resources Research, Washington, v.27, n.7, p.1431-1438.
- ECONOPOULY, T. W., DAVIS, D. R., WOOLHISER, D. A. 1990. Parameter transferability for a daily rainfall disaggregation model. Journal of Hydrology, Amsterdam, v.118, p209-228.
- EMPRESA CATARINENSE DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. 1978. Zoneamento agroclimático do estado de Santa Catarina. Porto Alegre, Ed Pallotti, 150p.

- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. 1993. Recomendações técnicas para a cultura do milho. Brasília. 204p.
- ENTEKHABI, D., RODRIGUEZ-ITURBE, I, EAGLESON, P.S. 1989. Probabilistic representation of the temporal rainfall process by a modified Neyman-Scott rectangular pulses model: parameter estimation and validation. Water Resources Research, Washington, v.25, p.295-302.
- ESTADOS UNIDOS. Soil Conservation Service. 1967. Irrigation water requirements. Washington: U.S. Govt. Print. Off. 88p. (Technical Release, 21).
- ESTADOS UNIDOS. Soil Conservation Service. 1972. National Engineering handbook, section 4. Hydrology. Washington: U.S. Govt. Print. Off. Não paginado.
- FANCELLI, A. L. 1994. Tecnologia de produção de milho para alta produtividade. Piracicaba: Gráfica Universitária. 223 p.
- FAO. 1990. Expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements. Rome.
- FAO. 1991. Manual and guidelines for CROPWAT (version 5.7): A computer program. Rome.
- FARIA, R. T., MADRAMOOTOO, C. A. 1996. Simulation of soil moisture profiles for wheat in Brazil. Agriculture Water Manegement, Amsterdam, v.31, p.36-49.
- FARIA, R. T., BOISVERT, J., COSTA, A. C. S., MARUR, C. J., OKUYAMA, L. A., OLIVEIRA, D. 1993. Utilização de técnicas de modelagem na estimativa da umidade do solo sob culturas anuais no estado do Paraná. Londrina: IAPAR. 39p. (Boletim Técnico, 40).

FEPAGRO. 1996. Recomendações técnicas para a cultura do milho no Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 121p.

FLANAGAN, D. C., FOSTER, G. R., MOLDENHAVER, W. C. 1988. Storm pattern effect on infiltration, runoff and erosion. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, v.31, n.2, p.414-420.

FONTANA, D. C., BERLATO, M. A., BERGAMASCHI, H. 1988. Relações entre a evapotranspiração máxima da soja, estimada através do método do balanço de energia e a evaporação do tanque Classe A, saldo de radiação e evapotranspiração calculada pelo método de Penman. Agronomia Sul-Riograndense, v.24, n.1, p.149-157.

FRANKE, A. E. 1996. Avaliação econômica da irrigação sob condições de risco nas condições edafoclimáticas do Planalto Médio e Missões, RS. Porto Alegre: UFRGS- Curso de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. 157f. Tese (Doutorado).

FRIZONE, J. A. 1979. Análise de cinco modelos para cálculo de distribuição e frequência de precipitação na região de Viçosa, MG. Viçosa: UFV. 100p. Dissertação (Mestrado).

GLASBEY, C. A., COOPER, G., McGECHAN, M. B. 1995. Disaggregation of daily rainfall by conditional simulation from a point process model. Journal of Hydrology, Amsterdam, v.165, p.1-9.

GUIMARÃES, C. M. 1988. Efeitos fisiológicos do estresse hídrico. In: ZIMERMAN, M. J. O. Cultura do Feijoeiro: Fatores que afetam a produtividade. Piracicaba. Associação Brasileira para Pesquisa da Potassa e do Fosfato. p.157-174.

HERNANDEZ, F. B. T., LEMOS FILHO, M. A. F., BUZETTI, S. 1995. Software HIDRISA e o balanço hídrico de Ilha Solteira. Ilha Solteira: Faculdade de Engenharia/UNESP. 1995. 45p. (Irrigação, 1).

- HERSHERNHORN, J., WOOLHISER, D. A. 1987. Disaggregation of daily rainfall. Journal of Hydrology. v.95, p.299-322.
- HERSHFIELD, D. M. 1964. Effective rainfall and irrigation water requirements. Journal of the Irrigation and Drainage. American Society of Civil Engineers, New York, v.90, n.2, p.33-47, June.
- HIMAT. 1985. Cálculo estadístico de requerimientos de aguas de riego: Programa Balhidr, memoria de utilización. Bogotá: Instituto Colombiano de Hidrología, Meteorología y Adequacion de Tierras.
- HUTCHINSON, M. F. 1990. A point rainfall model based on a three-state continuous Markov occurrence process, Journal of Hydrology, Amsterdam, v.114, p.125-148.
- IDIKE, F. I., LARSON, C. L., SLACK, D. C., YOUNG, R. A. 1980. Experiment evaluating of two infiltration models. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, v.23, p.1428-1433.
- INEMET. 1986. Climanálise. Brasilia, 124p.
- ISLAM, S., ENTEKHABI, D., BRAS, R. L., RODRIGUEZ-ITURBE, I. 1990. Parameter estimation and sensivity for the modified Bartlett-Lewis rectangular pulses model of rainfall. Journal of Geophysical Research, Washington, v.95, n.D3, p.2093-2100.
- ISTOK, J. D., BOERSMA, L. 1986. Effect of antecedent rainfall on runoff during low-intensity rainfall. Journal of Hydrology, Amsterdam, v.88, p.329-342.
- JENNINGS, G. O., JARRET, A. R., HOOVER, J. R. 1988. Evaluating the effect of puddling on infiltration using the Green and Ampt equation. Transaction of the American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, v.31, n.3, p.761-768.

- KAVVAS, M. L., DEULLER, J. W. 1981. A stochastic model for rainfall sequences. Water Resources Research, Washington, v.17, p.1151-1160.
- KHALIQ, M. N., CUNNANE, C. 1996. Modelling point rainfall occurrences with the modified Bartlett-Lewis rectangular pulses model. Journal of Hydrology, Amsterdam, v.180, p.109-138.
- KLAR, A. E., VALADÃO, L. T. 1996. Coeficiente de cultura para dez estádios de desenvolvimento do feijoeiro (*Phaseolus vulgaris*, L.) In: CONGRESSO NACIONAL DE IRRIGAÇÃO E DRENAGEM, 11., 1996, Campinas. Anais. Campinas: ABID. p.43-56.
- KOUTSOYIANNIS, D., XANTHOPOULOS, T. 1990. A dynamic model for short-scale rainfall disaggregation. Hydrological Sciences Journal, Wallingford, v.35, n.3, p.303-322.
- LANNA, A.E., ALMEIDA, J. P. 1991. Estimativa de necessidades de irrigação por balanço hídrico diário: Programa Balhidro- manual do usuário. Porto Alegre: IPH/ UFRGS. 25p.
- LE BISSONNAIS, Y., SINGER, M.J. 1992. Crusting, runoff, and erosion response to soil water content and successive rainfalls. Soil Science Society of America Journal, Madison, v.56, p.1890-1903.
- LE BISSONNAIS, Y., SINGER, M.J. 1993. Seal formation, runoff, and interrill erosion from seventeen califórnia soils. Soil Science Society of America Journal, Madison, v.57, p.224-229.
- LEMBKE, W, D., SKAGGS, R. W. 1986. Use of daily rainfall for modeling drainage systems. St. Joseph: American Society of Agricultural Engineers. 11p. (Paper 86-2549).
- LEVIEN, R., COGO, N. P., ROCKENBACH, C. A. 1990. Erosão na cultura do milho em diferentes sistemas de manejo de cultivo anterior e método de preparo do solo. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Campinas, v.14, p.73-80.

- LOUZADA, J. A., LANNA, A. E., BELTRAME, L. F., COTRIM, S. L., VEZZINI, F. M. 1992. Comparação entre modelos diário e mensal de balanço hídrico para estimativa da necessidade de Irrigação. In: CONGRESSO NACIONAL DE IRRIGAÇÃO E DRENAGEM, 9. 1991, Natal. Anais. Fortaleza: ABID. v.1, t.3, p.1601-1620.
- MAIDMENT, D. K., HUNTCHINSON, P. D. 1983. Modeling water demands of irrigation projects. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, New York, v.109, n.4, p.405-418.
- MAROUELLI, W.A. 1983. Análise de distribuição das probabilidades de chuva visando ao manejo da irrigação suplementar. Viçosa: Universidade Federal. 127f. Dissertação (Mestrado).
- MATZENAUER, R., WESTPHALEN, S. L., BERGAMASCHI, H. 1982. Relações entre a evapotranspiração do milho (*Zea mays* l.), radiação global e saldo de radiação. Pesquisa Agropecuária Brasileira, Brasília, v.17, n.7, p.1051-1056.
- MATZENAUER, R., BUENO, A. C., MALUF, J. R. T. 1991. Evapotranspiração máxima e coeficiente de cultura para o feijão apud BERGAMASCHI, H., coord. Agrometeorologia aplicada à irrigação. Porto Alegre: Ed. da Universidade/ UFRGS. cap. 3, p.47.
- MEDEIROS, G. A., ARRUDA, F. B. 1996. Adaptação e avaliação de evapotranspiração para obtenção do coeficiente de cultura basal (Kcb) do feijoeiro (*Phaseolus vulgaris*, L.) In: CONGRESSO NACIONAL DE IRRIGAÇÃO E DRENAGEM, 11., 1996, Campinas. Anais. Campinas: Abid, p.16-29.
- MEIN, R. G., LARSON, R. L. 1973. Modeling infiltration during a steady rain. Water Resources Research, Washington, v.9, n.2, p.384-394.
- MOREIRA, J. A. A., AZEVEDO, J. A., STONE, L. F., CAIXETA, T. J. 1988. Irrigação. In: ZIMERMAN, M. J. O., ed. Cultura do Feijoeiro: Fatores que afetam a produtividade. Piracicaba: POTAFOS. p.317-340.

- MOREL-SEYTOUX, H. J. 1977. Derivation of equations for variable rainfall infiltration. Fort Collins: Colorado State University. 30 f.
- MOREL-SEYTOUX, H. J. 1978a. Derivation of equations for variable rainfall infiltration. Water Resources Research, Washington, v.14, n.4, p.561-568, Aug.
- MOREL-SEYTOUX, H. J. 1978b. Abstrations, excess rainfall and direct runoff. Fort Collins: Colorado State University. ch.3.
- MOREL-SEYTOUX, H. J. KHANJI, J. 1974. Derivations of an equation of infiltration. Water Resources Research, Washington, v.10, n.4, p.795-800.
- MOREL-SEYTOUX, H. J., VERDIN, J. P. 1980. Extension of soil conservation service rainfall runoff methodology for ungaged watersheds. Federal Highway Administration. 75p. (Report FHWA- RD- 80-173).
- MOTA, F. S., VERONA, L., AGENDES, M. O. O. 1985. Processamento manual e computadorizado do balanço hídrico versátil para monitoramento das secas no Brasil. Pelotas, Estação Agroclimatológica da UFPEL. 30f.
- MOTA, F. S., AGENDES, M. O. O., SIGNORINI, E., ALVES, E. G. P. 1993. Informação Agroclimatológica para planejamento da irrigação do feijoeiro no Rio Grande do Sul. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, v.1, n.1, p.141-148.
- MOTA, F. S., AGENDES, M. O. O., ALVES, E. G. P., SIGNORINI, E. 1996. Análise agroclimatológica da necessidade de irrigação da soja no Rio Grande do Sul. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, v.4, n.1, p.133-138.
- MOTA, F. S., AGENDES, M. O. O., ROSSKOF, J. L. C., SILVA, J. A., SIGNORINI, E., ALVES, E. G. P., ARAUJO, S. M. P. 1992. Risco de secas para a cultura da soja no Rio Grande do Sul. Pesquisa Agropecuária Brasileira. Brasília, v.27, n.5, p.709-720.

- MUNDIN, P. M., FOLEGATTI, M. V. 1996. Descrição da precipitação efetiva na cultura do milho sob três sistemas de aspersão convencional. In: CONGRESSO NACIONAL DE IRRIGAÇÃO E DRENAGEM, 11., 1996, Campinas. Anais. Campinas, ABID. p.57-69.
- NAVARRO, R. A. 1993. Aplicación de modelos de infiltración em cuencas de la Pampa Ondulada. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 10., 1993, Gramado. Anais. Porto Alegre: ABRH. v.2., p. 446 - 455.
- NEUBERT, E. O. 1995. Levantamento dos solos e avaliação da aptidão agrícola das terras da microbacia do Rio Armazém (Urussanga, SC). Porto Alegre: UFRGS. Programa de Pós-Graduação em Agronomia. 127f. Dissertação (Mestrado).
- OLIVEIRA, D. 1990. Evapotranspiração máxima e necessidade de água para irrigação de feijão (Phaseolus vulgaris L.) e trigo (Triticum aestivum L.) determinado por balanço hídrico para seis locais do Paraná. Piracicaba: ESALQ/USP. 155p. Dissertação (Mestrado).
- OLIVEIRA, D. 1992. Modelo de balanço hídrico para estimar as necessidades de Irrigação. In: CONGRESSO NACIONAL DE IRRIGAÇÃO E DRENAGEM, 9., 1991, Natal. Anais. Fortaleza: ABID. v.1, t.1, p.409-425.
- OLIVEIRA, J. L. 1986. Resposta do milho (Zea mays, L.) a irrigação suplementar por sulcos. Porto Alegre: UFRGS - Curso de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento. 70f. Dissertação (Mestrado).
- PATTISON, A. 1965. Synthesis of hourly rainfall data. Water Resources Research, Washington, v.1, n.4, p.489-498.
- PATWARDHAN, A. S., NIEBER, J. L., JOHNS, E. L. 1990. Effective rainfall estimation methods. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, New York, v.116, n.2, p.182-193.

- PESSOA, P. C. S. 1994. Desempenho de um sistema pivô central equipado com diferentes configurações de emissores ao longo do ciclo de uma cultura do milho. Piracicaba: ESALQ/USP. Dissertação (Mestrado).
- PIERCE, L. T. 1958. Estimation sesonal and short-term fluctuations in evapotranspirations from meadow crops apud DENMEAD, J. A., SHAW, R. H. 1962. Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. Agronomy Journal, Madison, v.54, p.385-390.
- PIERUCCINI, J. 1997. Modelagem agroidrológica. A Água em Revista, Belo Horizonte, v.5, n.8, p.45-57, mar.
- POMPEO, C. A. 1983. A precipitação na bacia do Jacaré-Guaçu: caracterização e modelagem matemática. São Carlos: Escola de Engenharia/USP. Dissertação (Mestrado).
- PORTO, R. L. 1995. Escoamento superficial direto. In: TUCCI, C. E. M., PORTO, R.L., BARROS, M. T., org. Drenagem Urbana. Porto Allegre: ABRH Ed. da Universidade/UFRGS. ch. 4, p.107-165.
- RAMOS, M. M. 1986. Modelagem da demanda de água para planejamento de irrigação suplementar. São Carlos: Escola de Engenharia/USP. 170p. Tese (Doutorado)
- RAO, N.H. 1987. Field test of a simple soil-water balance model for irrigated areas. Journal of Hydrology, Amsterdam, v.91, p.179-186.
- RAWLS, W. J., BRAKENSIEK, D. L. 1983. A procedure to predict Green Ampt infiltration parameters. Advances Infiltration. p.102-112.
- RAWLS, W. J., BRAKENSIEK, D. L., SAXTON, K. E. 1982. Estimation of soil water properties. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, v.25, p.1316-1320,1328.

- RAWLS, W. J., BRAKENSIEK, D. L., SIMANTON, J. R., KHOL, K. D. 1990. Development of a crust factor for a Green Ampt model. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, v.33, n.4, p.1224-1228.
- RAWLS, W. J., AHUJA, L. R., BRAKENSIEK, D. L., SHIRMOHAMMADI, A. 1993. Infiltration and soil water movement. In: MAIDMENT, D.R., ed. Handbook of hydrology. New York: McGraw-Hill. Ch.5, p.1-51.
- RITCHIE, J. T. 1973. Influence of soil water status and meteorological condition on evaporation from a corn canopy. Agronomy Journal, Madison, v.65, p.894-897.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I., COX, D. R., ISHAM, V. 1987. Some models for rainfall based on stochastic point process. Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences, London, v. 410, p.269-288.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I., COX, D. R., ISHAM, V. 1988. A point process model for rainfall: further developments. Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences, London, v.417, p.283-298.
- RUSHTON, K. R., WARD, C. 1979. The estimation of groundwater recharge. Journal of Hydrology, Amsterdam, v.41, p.345-361.
- SAAD, J. C. C. 1990. Estudo das distribuições de frequências da evapotranspiração de referência e da precipitação pluvial para fins de dimensionamento de sistemas de irrigação. Piracicaba, ESALQ/USP. 124p. Dissertação (Mestrado).
- SAAD, J. C.C.; SCALOPPI, E.J. 1988. Análise dos principais métodos climatológicos para estimativa da evapotranspiração. In: CONGRESSO NACIONAL DE IRRIGAÇÃO E DRENAGEM, 8., 1988, Florianópolis. Anais. Florianópolis: ABID, v.1, p.999-1052.
- SANCHEZ, S. N. 1972. Conceptos de lluvia efetiva y su aplicación en la programación de los riegos. México: Secretaria de Recursos Hídricos. 102p. (Memorandum Técnico, 307).

- SANTA CATARINA. Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral. 1986. Atlas de Santa Catarina. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro. 173 p.
- SANTA CATARINA. Secretaria da Agricultura. 1973. Levantamento semi-detalhado dos solos das regiões de Laguna e sul do estado de Santa Catarina. Santa Maria: Imprensa Universitária.
- SAXTON, K. E., JOHNSON, H. P., SHAW, R. H. 1974. Modeling evapotranspiration and soil moisture. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, v.17, n.4, p. 673-677.
- SEDIYAMA, G. C. 1987. Necessidade de água para os cultivos. Brasília: ABEAS. 143p. (Curso de Engenharia da Irrigação. Módulo 4)
- SEDIYAMA, G. C. 1996. Estimativa da evapotranspiração: histórico, evolução e análise crítica. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, v.4, n.1. p.1-12.
- SILVA, C. L. 1993. Modelagem da precipitação efetiva na cultura do milho. Viçosa. Universidade Federal de Viçosa. 80p. Tese (Doutorado).
- SILVA, W. L. C. OLIVERIA, C. A. S., MOROUELLI, W. A. 1988. Subsídios para dimensionamento de sistemas de Irrigação. In: CONGRESSO NACIONAL DE IRRIGAÇÃO E DRENAGEM, 8., 1988, Florianópolis. Anais. Florianópolis: ABID, v.1, p.535-553.
- SKAGGS, R. W. 1982. Infiltration. In: HAAN, C. T, JOHNSON, H. D., BRAKENSIEK, D. L. Hydrologic modeling of small watersheds. St. Joseph: ASAE. ch.4, p.121-166.
- SMITH, M. 1991. Report on the expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements. Rome: FAO. 45p.

- SOARES, A. S. 1996. Modelo para avaliação do efeito do déficit e do excesso hídrico sobre o rendimento da cultura do milho na localidade de Urussanga, Santa Catarina. Piracicaba: ESALQ/USP. 88p. Dissertação (Mestrado).
- STEINER, J. L., KANEMASU, E. T., CLARK, R. N. 1983. Spray losses and partitioning of water under a center pivot sprinkler systems. Transacion of the American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, v.26, n.4, p.1128-1134.
- STERN, R. D., COE, R. 1984. A model fitting analysis of daily rainfall data. Quarterly Journal of the Royal Statistical Society A, v.147, pt.1, p.1-34.
- STONE, J. J., HAWKINS, R. H., SHIRLEY, E. D. 1994. Approximate form of Gren-Ampt infiltration equation. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, New York, v.120, n.1, p.121-137.
- THOMÉ, V. M. R., ZAMPIERI, S. L., BRAGA, H. J., MASSIGNAM, A. M., ALTHOF, D. A., PANDOLFO, C., MIRANDA, G. X. 1996a. Zoneamento agrícola considerando riscos climáticos para a cultura do feijão (*Phaseolus vulgaris* L.) para o Estado de Santa Catarina. Florianópolis: EPAGRI. [no prelo].
- THOMÉ, V. M. R., ZAMPIERI, S. L., BRAGA, H. J., MASSIGNAM, A. M., ALTHOF, D. A., PANDOLFO, C., MIRANDA, G. X. 1996b. Zoneamento agrícola considerando riscos climáticos para a cultura do milho (*Zea mays* L.) para o Estado de Santa Catarina. Florianópolis: EPAGRI. [no prelo].
- THORNTHWAITE, C. W., MATHER, J. R. 1955. The water budget and its use in irrigation. Yearbook of Agriculture, Washington, p.346-358.
- TOMMASELLI, J. T. G., VILLANOVA, N. A. 1994. Deficiências hídricas no solo e épocas de semeadura do milho (*Zea mays*) e seus efeitos sobre a produção em Londrina - PR. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria. v.2, p.69-75.

TUCCI, C. E. M. 1986. Modelos matemáticos em hidrologia e hidráulica. Rio de Janeiro:RBE. 3v.

VEIGA, M., WILDNER, L. P. 1993. Manual para la instalación y conducción de experimentos de perdida de suelos. Santiago: FAO. (Documento de Campo, 1).

VEIHMEYER, F. J., HENDRICKSON, A. H. 1955. Does transpiration decrease as the soil moisture decrease? apud: DENMEAD, O. T., SHAW R.H. 1962. Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. Agronomy Journal, Madison, v.54, p.390.

VIEIRA, H. J., MASSIGNAN, A. M. 1992. Bioclimatologia da cultura do feijão. In: _____ . A cultura do feijão em Santa Catarina. Florianópolis: Empresa de Pesquisa Agropecuária e Difusão de Tecnologia de Santa Catarina. p.75-81.

WILSON, B. N., SLACK, D. C., YOUNG, R. A. 1982. A comparison of three infiltration models. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, v.25, p.349-356.

YOON, K. S., YOO, K. H., TYSON, T. W., CURTIS, L. M. 1993. Farmer irrigation practices in high rainfall area: effects on soil moisture. Irrigation and Drainage Systems, Dordrecht, v.7, p.221-229.