

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRAÚLICAS

ESTIMATIVA DE DÉFICITS E EXCESSOS HÍDRICOS
EM REGIÕES DE CLIMA ÚMIDO
ATRAVÉS DE DIFERENTES MODELOS DE BALANÇO HÍDRICO

JANE PIERUCCINI DE ALMEIDA

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

Porto Alegre, Setembro de 1993

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. Antonio Eduardo Leão Lanna e co-orientado pelo Prof. Raul Dorfman, ambos da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Ao Frederico

"Elas não sabem nem sonham
Que o sonho comanda a vida
E sempre que um homem sonha
O mundo pula e avança
Como bola colorida
Entre as mãos de uma criança."

António Gedeão

AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH/UFRGS) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela oportunidade de realização deste curso.

Ao professor Antonio Eduardo Leão Lanna pela orientação, amizade e apoio, e em especial, pelo exemplo de generosidade e responsabilidade profissional.

Aos professores Cesar Augusto Pompêo e Lawson Beltrame pela imprescindível colaboração na cedência dos dados.

Aos professores José Antônio Louzada e Lawson Beltrame pela leitura do texto original e valiosas sugestões.

Ao professor Raul Dorfman, em especial, por esses vinte anos de amizade, nem sempre fácil, mas sempre construtiva.

Ao Curso Técnico de Hidrologia, do Instituto de Pesquisas Hidráulicas, por ter feito germinar a minha curiosidade científica.

A todos os funcionários, professores e colegas do Instituto de Pesquisas Hidráulicas que me ajudaram nesta longa caminhada.

Aos professores do III Curso Internacional de Engenharia de Irrigação, do Ministério da Agricultura e Instituto Nacional de Reforma y Desarrollo Agrário da Espanha (IRYDA), Joaquim Bardaji Cando, José Ignacio Sanchez Sanchez Mora, Mário Punter Fruck, Ricardo Segura Grainš, José Luiz Perez Abelairas, Ignacio Gil Sanchez, Dolores Saez, Miguel Donezar Juan Lozoya, Eduardo Ramos Leal e Julián Martinez Beltrán, por terem provado que com competência, responsabilidade, humildade, respeito e amor pela profissão, pode-se fazer do ensino-aprendizagem uma tarefa construtiva, produtiva e prazerosa.

Ao Dr. Rui Annes pela generosidade, despreendimento e competência profissional.

A Geny Santos pela amizade e carinho profissional.

A Tania Maria de Oliveira pela amizade, alegria, bom humor e incansável ajuda.

Ao Onassis pela companhia silenciosa.

Ao Antonio pelo carinho, apoio e paciência, nestes vinte e cinco anos de luta. Coragem companheiro, a luta continua !!!

RESUMO

O presente trabalho teve como objetivo comparar as estimativas dos déficits e excessos hídricos, para regiões de clima úmido, através de modelos de balanço hídrico que se diferenciam pela modelagem da extração de umidade (teoria de Viehmeyer & Hendrickson e teoria de Thornthwaite & Mather), pela forma de cálculo (seriado e não seriado), pela base temporal (mensal e diário) e pela entrada de chuva (chuva total e chuva efetiva). Neste estudo foram utilizados dados climatológicos de quatro regiões do Sul do Brasil que apresentam clima úmido sendo que, em duas dessas regiões, Mateus Leme (MG) e Xavantina (MT), as estações seca e úmida são bem definidas, e nas outras duas regiões, São Borja (RS) e Araranguá (SC), a chuva apresenta uma boa distribuição sazonal, mas não suficiente para atender a demanda evaporativa da atmosfera em alguns períodos. Nas quatro regiões estudadas, tanto os déficits quanto os excessos, foram subestimados pelo balanço mensal se comparado ao diário, pelo balanço não seriado se comparado ao seriado, e pelo balanço que modela a extração de umidade através da teoria de Viehmeyer & Hendrickson se comparado à teoria de Thornthwaite &

Mather. Quando utilizado em regiões com grande potencial de geração de escoamento superficial, o modelo com chuva total, se comparado ao com chuva efetiva, apresenta uma pequena subestimativa dos déficits mas uma significativa superestimativa da percolação.

Neste estudo comparativo, a região que apresentou as maiores diferenças nas estimativas tanto dos déficits quanto dos excessos hídricos, foi a região de São Borja (RS), por possuir alta demanda evaporativa (1454mm) e grande precipitação (1902mm), com boa distribuição sazonal mas com acentuada variação interanual e má distribuição dentro do mês (chuvas intensas isoladas ou concentradas em vários dias consecutivos). Conclui-se que, em regiões úmidas que possuam estas características, é imperativo o uso de um balanço hídrico seriado diário com chuva efetiva, quando do planejamento, projeto e operação dos recursos hídricos para fins agrícolas.

Para comprovar os resultados obtidos neste trabalho, foi feita a validação do modelo seriado diário com chuva efetiva, através de dados de umidade do solo medidos por sonda de nêutrons em dois experimentos de campo. O experimento desenvolvido em Cachoeirinha (RS), propiciou a validação do modelo em um Planossolo Vacacaí, através da análise da umidade do solo durante o período de cultivo da soja no ano agrícola 78/79, apresentando um coeficiente de correlação de 0,957. O experimento desenvolvido em Brotas (SP), propiciou a validação do modelo em um solo arenoso coberto com mata nativa, através da análise da umidade do solo durante um período de dois anos, apresentando um coeficiente de correlação de 0,783.

ABSTRACT

The purpose of this paper was to compare estimates of water deficits and excesses in humid climates, using water balance models which differ according to humidity extraction modelling (theory of Viehmeyer & Hendrickson and theory of Thornthwaite & Mather), form of calculation (serial and non-serial), temporal base (monthly and daily), and rainfall input (total rainfall and effective rainfall). In this study, climatological data from four humid climate regions in the south of Brazil were used; in two of these regions, Mateus Leme (MG) and Xavantina (MT), the dry and wet seasons are well defined, and in the two other regions, São Borja (RS) and Araranguá (SC), rainfall is well distributed seasonally, but is not enough to supply the atmospheric evaporation demands during some periods. In the four regions studied, both deficits and excesses were underestimated by the monthly balance, as compared to the daily one, by the non-serial as compared to the serial one, and by the balance which models humidity extraction using the theory of Viehmeyer & Hendrickson as compared to the theory of Thornthwaite & Mather. When used in regions with great potential to gene-

rate surface runoff, the total rainfall, as compared to the effective rainfall, one presents a slight underestimation of the deficits, but a significant overestimation of percolation.

In this comparative study, the region with the greatest differences in estimates, both of water deficits and excesses, was the region of São Borja (RS), because of its high demand for evaporation (1454mm) and heavy rainfall (1902mm), with good seasonal distribution, but marked interannual variation and bad distribution during the month (isolated, intense rainfall or concentrated in several consecutive days). It is concluded that, in humid regions with these characteristics, it is essential to use a daily serial water balance with effective rainfall, when planning, designing and operating water resources for agricultural purposes.

To prove the results obtained in this study, the daily serial model with effective rainfall was validated, using soil humidity data measured with a neutron probe in two field experiments. The experiment carried out at Cachoeirinha (RS) allowed model validation in a Vacacaí Planosol, by analysing soil humidity during the soybean cultivation period, in the agricultural year of 78/79, with a correlation coefficient of 0,957. The experiment performed at Brotas (SP) allowed model validation in a sandy soil covered with native woods, by analysing soil humidity during a two-year period, and presented a correlation coefficient of 0,783.

SUMÁRIO

	Página
1 - INTRODUÇÃO.....	1
2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1 - Considerações iniciais.....	4
2.2 - Modelação agrohidrológica.....	5
2.3 - Parâmetros, variáveis de entrada e variáveis derivadas da modelação agrohidrológica.....	8
2.3.1 - Capacidade de armazenamento de água do solo...	9
2.3.1.1 - Capacidade de campo (CC).....	9
2.3.1.2 - Ponto de murcha permanente (PMP).....	11
2.3.2 - Variáveis de entrada.....	13
2.3.2.1 - Precipitação pluvial.....	13
2.3.2.2 - Evapotranspiração.....	15
2.3.2.3 - Dados da cultura e de solo.....	20
2.3.3 - Variáveis derivadas.....	22
2.3.3.1 - Excesso hídrico.....	22
2.3.3.2 - Déficit hídrico.....	26
2.4 - Forma de cálculo e base temporal utilizada em um modelo agrohidrológico.....	30
2.5 - Considerações finais.....	34

3 - MATERIAL E MÉTODOS UTILIZADOS NO ESTUDO COMPARATIVO ENTRE BALANÇOS HÍDRICOS.....	39
3.1 - Considerações gerais.....	39
3.2 - Descrição dos modelos de balanço hídrico.....	42
3.2.1 - Modelo Thornthwaite & Mather.....	42
3.2.2 - Modelo Modificado.....	43
3.2.3 - Modelo Balhidro.....	43
3.2.3.1 - Dados de entrada.....	50
3.2.3.2 - Dados de saída.....	55
3.3 - Dados utilizados na comparação entre balanços.....	56
4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO DO ESTUDO COMPARATIVO ENTRE BALANÇOS HÍDRICOS.....	59
4.1 - Comparação entre balanços hídricos.....	59
4.2 - Estimativa dos déficits e excessos hídricos.....	60
4.2.1 - Posto Mateus Leme (MG).....	60
4.2.2 - Posto Xavantina (MT).....	66
4.2.3 - Posto São Borja (RS).....	72
4.2.4 - Posto Araranguá (SC).....	78
4.3 - Estimativa do escoamento superficial.....	84
4.4 - Discussão dos resultados.....	87
4.4.1 - Balanços que se diferenciam quanto à modelagem da extração de umidade.....	87
4.4.2 - Balanços que se diferenciam quanto à forma de cálculo.....	93
4.4.3 - Balanços que se diferenciam quanto à base temporal.....	100
4.4.4 - Balanços que se diferenciam quanto à entrada de chuva.....	105
4.5 - Análise dos resultados.....	111
5 - MATERIAL UTILIZADO NA VALIDAÇÃO DO MODELO BALHIDRO....	113
5.1 - Experimento I.....	113
5.1.1 - Descrição do experimento I.....	113
5.1.2 - Dados de entrada do Balhidro.....	115
5.2 - Experimento II.....	129
5.2.1 - Descrição do experimento II.....	129
5.2.2 - Dados de entrada do Balhidro.....	130

6 - RESULTADOS E DISCUSSÃO DA VALIDAÇÃO DO MODELO BALHIDRO	133
6 . 1 - Experimento I.....	133
6 . 2 - Experimento II.....	148
6 . 3 - Análise dos resultados da validação do Balhidro...	153
7 - CONCLUSÕES.....	155
8 - RECOMENDAÇÕES.....	159
9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	161
10- ANEXOS.....	170

RELAÇÃO DE TABELAS

	Página
3.1 - Estações climatológicas utilizadas nos balanços.....	56
3.2 - Valores médios mensais de precipitação e evapotranspiração das quatro estações utilizadas no estudo comparativo entre balanços hídricos.....	57
3.3 - Características dos modelos utilizados no estudo comparativo entre balanços hídricos.....	58
4.1 - Estimativas do deficit hídrico médio, para o posto Mateus Leme (MG), feitas através dos cinco balanços.	60
4.2 - Estimativas da percolação média, para o posto Mateus Leme (MG), feitas através dos cinco balanços.....	63
4.3 - Estimativas do deficit hídrico médio, para o posto Xavantina (MT), feitas através dos cinco balanços...	66
4.4 - Estimativas da percolação média, para o posto Xavantina (MT), feitas através dos cinco balanços.....	69
4.5 - Estimativas do deficit hídrico médio, para o posto São Borja (RS), feitas através dos cinco balanços...	72
4.6 - Estimativas da percolação média, para o posto São Borja (RS), feitas através dos cinco balanços.....	75
4.7 - Estimativas do deficit hídrico médio, para o posto Araranguá (SC), feitas através dos cinco balanços...	79
4.8 - Estimativas da percolação média, para o posto Araranguá (SC), feitas através dos cinco balanços.....	81
4.9 - Estimativa das lâminas médias anuais de percolação, escoamento superficial, coeficientes médios anuais de escoamento superficial e excesso hídrico.....	85

4.10- Resultados das diferenças anuais encontradas na estimativa dos déficits e da percolação, para as quatro regiões analisadas, através do estudo comparativo entre balanços hídricos.....	111
5.1 - Propriedades físico-hídricas do solo Vacacaí.....	114
5.2 - Comparação entre umidades, obtidas através da "curva característica" de água no solo, e medidas através da "sonda de nêutrons", representativas do solo na capacidade de campo e ponto de murcha.....	119
5.3 - Valores de ϵ_{cc} , ϵ_{pm} e RUV adotados nos blocos I, II e III para validação do Balhidro.....	120
5.4 - Valores médios mensais do coeficiente K_p para o Estado de São Paulo.....	132
6.1 - Valores médios decendiais de ETP (mm/dia), dos coeficientes de cultura ajustados (K_{cI} , K_{cII} , K_{cIII}), e dos K_c encontrados por outros pesquisadores (K_{c1} , K_{c2} , K_{c3}).....	139
6.2 - Coeficientes de correlação entre a umidade medida e estimada nos blocos I, II, III.....	140
6.3 - Valores médios dos componentes de produção, rendimento e consumo de água por bloco, estimado por Taylor e Beltrame (${}^1E_{Tr}$) e estimado pelo Balhidro (${}^2E_{Tr}$).....	143
6.4 - Evapotranspiração potencial decendial utilizada no modelo, evapotranspiração real decendial e consumo relativo nos períodos vegetativo e reprodutivo, estimado pelo modelo.....	145

RELAÇÃO DE FIGURAS

	Página
1 - Esquema do balanço diário entre camadas.....	54
2 - Percentual de escoamento superficial e percolação , em relação ao excesso hídrico, estimado pelo modelo Balhido com chuva efetiva para os quatro postos analisados	86
3 - Relação percentual existente entre os déficits médios anuais estimados pelos modelos Modificado e Thorntwaite & Mather, para os quatro postos analisados, tomando por base (100%) o modelo de Thorntwaite & Mather.....	87
4 - Diferenças nas estimativas dos déficits médios mensais (mm), encontrados entre os modelos que se diferenciam pela modelagem da extração de umidade, para os postos Mateus Leme e Xavantina.....	88
5 - Diferenças nas estimativas dos déficits médios mensais (mm), encontrados entre os modelos que se diferenciam pela modelagem da extração de umidade, para os postos São Borja e Araranguá.....	88
6 - Relação percentual existente entre a percolação média anual estimada pelos modelos Modificado e Thorntwaite & Mather, para os quatro postos analisados, tomando por base (100%) o modelo de Thorntwaite & Mather.....	91
7 - Diferenças nas estimativas da percolação média mensal (mm), encontrados entre os modelos que se diferenciam pela modelagem da extração de umidade, para os postos São Borja e Araranguá.....	92

8 - Relação percentual existente entre os déficits médios anuais estimados pelos modelos Modificado Não Seriado e Modificado Seriado, para os quatro postos analisados, tomando por base (100%) o modelo Modificado Seriado...	94
9 - Diferenças nas estimativas dos déficits médios mensais (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela forma de cálculo, para os postos Mateus Leme e Xavantina.....	95
10- Diferenças nas estimativas dos déficits médios mensais (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela forma de cálculo, para os postos São Borja e Araranguá.....	95
11- Relação percentual existente entre a percolação média anual estimada pelos modelos Modificado Não Seriado e Modificado Seriado, para os quatro postos analisados, tomando por base (100%) o modelo Modificado Seriado...	97
12- Diferenças nas estimativas da percolação média mensal (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela forma de cálculo, para os postos Mateus Leme e Xavantina.....	98
13- Diferenças nas estimativas da percolação média mensal (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela forma de cálculo, para os postos São Borja e Araranguá.....	98
14- Relação percentual existente entre os déficits médios anuais estimados pelos modelos Modificado Mensal e Balhídro Diário, para os quatro postos analisados, tomando por base (100%) o modelo Balhídro Diário.....	100
15- Diferenças nas estimativas dos déficits médios mensais (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela base temporal, para os postos Mateus Leme e Xavantina.....	101
16- Diferenças nas estimativas dos déficits médios mensais (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela base temporal, para os postos São Borja e Araranguá.....	101
17- Relação percentual existente entre a percolação média anual estimada pelos modelos Modificado Mensal e Balhídro Diário, para os quatro postos analisados, tomando por base (100%) o modelo Balhídro Diário.....	103
18- Diferenças nas estimativas da percolação média mensal (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela base temporal, para os postos Mateus Leme e Xavantina.....	104

19- Diferenças nas estimativas da percolação média mensal (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela base temporal, para os postos São Borja e Araranguá.....	104
20- Relação percentual existente entre os déficits médios anuais estimados pelos modelos Balhidro com chuva total e Balhidro com chuva efetiva, para os quatro postos analisados, tomando por base (100%) o modelo Balhidro com chuva efetiva.....	106
21- Diferenças nas estimativas dos déficits médios mensais (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam quanto à entrada de chuva, para os postos Mateus Leme e Xavantina.....	107
22- Diferenças nas estimativas dos déficits médios mensais (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam quanto à entrada de chuva, para os postos São Borja e Araranguá.....	107
23- Relação percentual existente entre a percolação média anual estimada pelos modelos Balhidro com chuva total e Balhidro com chuva efetiva, para os quatro postos analisados, tomando por base (100%) o modelo Balhidro com chuva efetiva.....	108
24- Diferenças nas estimativas da percolação média mensal (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam quanto à entrada de chuva, para os postos Mateus Leme e Xavantina.....	109
25- Diferenças nas estimativas da percolação média mensal (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam quanto à entrada de chuva, para os postos São Borja e Araranguá.....	109
26- Déficit de água no solo (%) e chuva (mm), ocorridos no mês de janeiro, nos blocos I, II e III.....	122
27- Déficit de água no solo(%), chuva(mm), e irrigação(mm) ocorridos no mês de fevereiro, nos blocos I, II e III.	123
28- Déficit de água no solo (%) e chuva (mm), ocorridos no mês de março, nos blocos I, II e III.....	124
29- Déficit de água no solo (%) e chuva (mm), ocorridos no mês de abril, nos blocos I, II e III.....	125
30- Chuva, umidade medida e umidade estimada no bloco I, referente ao mês de janeiro de 1979.....	134
31- Chuva, irrigação, umidade estimada, umidade medida e umidade medida com defasagem de um dia no bloco I, referente ao mês de fevereiro de 1979.....	135

32- Chuva, umidade medida e umidade estimada no bloco I, referente ao mês de março de 1979.....	136
33- Chuva, umidade estimada, umidade medida e umidade medida com defasagem de um dia no bloco I, referente ao mês de abril de 1979.....	137
34- Chuva, umidade medida e umidade estimada no bloco I, referente ao mês de maio de 1979.....	138
35- Chuva, umidade estimada, umidade medida, e umidade medida com defasagem de um dia no furo de sondagem FS-08 referente aos meses de fevereiro e março de 1986.....	149
36- Chuva, umidade estimada, umidade medida, e umidade medida com defasagem de um dia no furo de sondagem FS-08 referente aos meses de agosto e setembro de 1986.....	150
37- Chuva, umidade estimada, umidade medida, e umidade medida com defasagem de um dia no furo de sondagem FS-08 referente aos meses de janeiro e fevereiro de 1987....	151

1 - INTRODUÇÃO

O solo e a água são recursos fundamentais para a agricultura. O crescente aumento populacional, adicionado à crescente devastação destes recursos naturais, tornou-os insuficientes ou impróprios ao uso em muitas partes do mundo. Sendo assim, a necessidade de manejar e explorar eficientemente tais recursos, de maneira permanente, converteu-se em uma das mais importantes tarefas do nosso tempo. Para tanto são necessários conhecimentos básicos e aplicados sobre o sistema água-solo-planta-atmosfera.

A modelação deste complexo sistema é feita através de modelos agrohidrológicos, que utilizam a técnica do balanço hídrico. Esta técnica, sendo a aplicação conceitual do balanço de massa, pode ser considerada um método de investigação da distribuição e movimento da água, em diferentes fases, acima e abaixo do solo. Através de sua aplicação, pode-se aprofundar o conhecimento da dinâmica dos fenômenos que regem o comportamento do sistema, baseando-se no reconhecimento de que todos os seus componentes, água-

solo-planta-atmosfera, fazem parte de um sistema único e dinâmico, e por conseguinte melhorar as estimativas dos déficits e excessos hídricos, imprescindíveis à um gerenciamento racional e eficiente dos recursos naturais disponíveis.

Os modelos agrohidrológicos diferenciam-se quanto a modelagem dos diversos fenômenos participativos do sistema, principalmente no que se refere a infiltração e redistribuição de água no perfil do solo e a extração de água pelas plantas. Além disso, diferenciam-se também quanto a forma e a base temporal de cálculo.

A escolha de um modelo depende, basicamente, do objetivo do trabalho e da qualidade e quantidade de dados disponíveis necessários à sua execução. Além disso, é de fundamental importância o conhecimento do desempenho do modelo para condições variadas de regimes agrohidrológicos.

Segundo DOORENBOS e KASSAN (1979), o limite superior da produção de um cultivo vêm determinado pelas condições climáticas e pelo potencial genético do mesmo. Até que ponto pode ser alcançado depende, sempre, da precisão com que os aspectos técnicos do suprimento hídrico estão em consonância com as necessidades biológicas de água do cultivo. Por isso, a utilização eficiente da água na produção agrícola só pode ser alcançada quando, a planificação, o projeto e a operação do abastecimento de água e do sistema de distribuição estão orientados à atender, em quantidade e tempo, as necessidades hídricas do cultivo, necessárias para um crescimento ótimo com altos rendimentos.

Em regiões de clima úmido é particularmente importante a correta estimativa dos déficits e excessos hídricos, desde que, nestas regiões, ambos podem ocorrer e afetar, de maneira decisiva, o desenvolvimento das culturas. Estas regiões, embora sendo caracterizadas por precipitações anuais superiores a 800 mm, podem apresentar grandes diferenças na distribuição temporal das chuvas, assim como na demanda evaporativa da atmosfera.

Mesmo no Estado do Rio Grande do Sul, onde as chuvas são bem distribuídas ao longo do ano, com 24% no verão, 25% no outono, 25% no inverno e 26% na primavera (BERLATO, 1990), ocorrem déficits no verão e excessos no inverno, devido a diferença anual na demanda evaporativa da atmosfera. Além disso, algumas regiões do Estado se caracterizam pela grande variabilidade interanual da precipitação.

Devido a grande complexidade deste tipo de clima, o presente trabalho teve por objetivo comparar as estimativas dos déficits e excessos hídricos, através de modelos agrohídrológicos, com enfoques diferenciados quanto a forma e base temporal de cálculo, e quanto a modelagem da infiltração e da extração de água pelas plantas. Este estudo comparativo é apresentado nos capítulos 3 (material e métodos) e 4 (resultados e discussão).

Para verificar a consistência dos resultados obtidos neste estudo comparativo, o modelo que apresenta um maior detalhamento na modelagem do sistema água-solo-planta-atmosfera foi validado através de dados de umidade do solo medidos em experimentos de campo. A validação do modelo é apresentada nos capítulos 5 (material) e 6 (resultados e discussão).

2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2 . 1 - Considerações iniciais

Hidrologia, de acordo com a Organização Mundial de Meteorologia (1974), é a ciência que trata com os processos que governam o reabastecimento e a depleção dos recursos hídricos da terra. Como tal, a hidrologia considera todos os aspectos que giram em torno da compreensão e descrição rigorosa dos vários componentes do sistema hidrológico, com o objetivo de produzir suficiente informação, na forma apropriada para a tomada de decisões em planejamento, projetos e operação dos recursos hídricos (YEVJEVITCH,1969).

Agrohidrologia, por outro lado, procura avaliar a influência da água disponível sobre o potencial agrícola, com o objetivo de promover uma alta eficiência no uso da água. O sistema hidrológico dentro do qual o componente agrícola da utilização da água pelas plantas também pertence, entra na categoria proposta por DOOGE (1986), como sendo um sistema complexo com algum grau de organiza-

ção. Esta "complexidade organizada" é tanto a base como a fonte dos problemas em hidrologia e agrohidrologia, pois o sistema água solo-planta-atmosfera é caracterizado por uma grande flutuação temporal e espacial, e por uma complexa dinâmica entre seus fenômenos participativos.

Segundo KLEMES (1986), o complexo sistema água-solo-planta-atmosfera, alicerce da modelação agrohidrológica, é mais complexo do que podemos observar, medir, ou supor, onde qualquer discrepância corrigida em um lugar, provavelmente aparecerá em outro. DOOGE (1986) afirma que, os elementos da " Lei de Murphy " são evidentes na modelagem do sistema agrohidrológico : " Se alguma coisa pode dar errado, dará ! ".

2 . 2 - Modelação agrohidrológica

Os distintos processos pelos quais a água pode ser aplicada (precipitação e/ou irrigação) ou eliminada do solo (escoamento superficial, evapotranspiração, percolação), estão intimamente relacionados entre si devido a exigência física da conservação da matéria. O princípio da conservação da matéria diz que, em qualquer volume arbitrário e durante qualquer período de tempo, a diferença entre a quantidade de matéria que entra no volume e a que sai, será equilibrada pela variação armazenada no volume.

A definição deste princípio sugere a possibilidade de descrever um sistema através de uma equação de balanço. Para sua aplicação é necessário definir, à priori, qual o sistema de interesse, quais os fenômenos representativos do mesmo, em que porção do sis-

tema estes fenômenos serão analisados (volume de controle), e em que período de tempo. Utilizando o mesmo sistema, mas modificando o volume de controle ou o período de tempo, os fenômenos representativos podem modificar, modificando portanto a equação de balanço.

De acordo com a UNESCO (1982), o balanço hídrico, enquanto método de investigação do ciclo hidrológico, considera-o de forma integral, envolvendo a distribuição e o movimento da água, em diferentes fases, acima e abaixo da superfície do solo. A partir do balanço hídrico, pode-se aprofundar o conhecimento das relações entre as fases do ciclo hidrológico e o efeito de ações isoladas sobre alguma destas fases em todo o regime hidrológico da região considerada.

A técnica do balanço hídrico, utilizada através de modelos matemáticos ou digitais, representa a natureza do sistema através de equações matemáticas. Segundo TUCCI (1986), as limitações básicas deste tipo de modelagem são 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 são a 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, estes 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 da grande velocidade no processamento dos dados através do uso de computadores.

O balanço hídrico é largamente utilizado na hidrologia clássica, principalmente através dos modelos chamados precipitação-vazão, os quais retratam condições médias na bacia, tendo como objetivo principal a qualidade do hidrograma de saída. Variáveis como capacidade de infiltração, estado de umidade do solo, vazão e nível dos aquíferos, evapotranspiração real, são analisadas segundo uma ótica global. Como consequência, os fenômenos são retratados por formulações baseadas em parâmetros empíricos, que são obtidos através de calibração e verificação, e que possuem uma relação apenas qualitativa com as características da bacia. Estes modelos são utilizados normalmente para planejamento e dimensionamento de obras hidráulicas, previsão de cheias e reconstituição de séries históricas.

Na modelação agrohidrológica, o balanço hídrico é utilizado para simular o complexo sistema água-solo-planta-atmosfera, através da modelação dos diversos processos em que a água interage com o solo, as plantas e a atmosfera. A modelação é feita através da decomposição do sistema em diversos sub-sistemas (atmosférico, superficial, vegetativo, zona não saturada, zona saturada), onde as variáveis e parâmetros, representativos de cada sub-sistema, são medidos ou estimados através de equações matemáticas, para então recompor o sistema inicial, e simular o seu comportamento através da reconstrução das interconexões quebradas.

Através da modelação agrohidrológica podemos obter diversas informações necessárias para um eficiente gerenciamento e utilização dos recursos hídricos na produção agrícola, tais como :

- distribuição da água no tempo e no espaço em termos de quantida-

de e qualidade;

- estimativa das necessidades de irrigação e de drenagem;
- estimativa do rendimento das culturas sob condições de irrigação ou não, ou diferentes práticas de manejo;
- respostas as mudanças ocorridas no sistema devido a implantação de obras hidráulicas, projetos de irrigação e/ou drenagem, acidentes naturais, etc;
- dimensionamento de obras hidráulicas;
- previsão de eventos, incluindo eventos extremos, tais como cheias, secas, ou duração e severidade de stress hídrico para diferentes culturas;
- definição de zonas climáticas ideais para as culturas, assim como as melhores épocas para preparo da terra, plantio e colheita.

Os modelos agrohidrológicos, que utilizam a técnica do balanço hídrico, variam desde os mais simples, onde os déficits e os excessos hídricos são estimados através do balanço entre precipitação e 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.

2 . 3 - Parâmetros, variáveis de entrada e variáveis derivadas da modelação agrohidrológica

Nos modelos agrohidrológicos podemos citar como parâmetro de entrada mais usual, a capacidade de armazenamento de água do solo, disponível para as plantas. Como variável de entrada a precipita-

ção pluvial, a evapotranspiração potencial, e informações sobre a vegetação ou cultura agrícola (estádio de desenvolvimento, cobertura do solo, profundidade radicular), e como variável derivada a evapotranspiração real, a variação de umidade do solo, os déficits e os excessos hídricos. A seguir serão abordados estes temas, incluindo a base temporal de cálculo e a forma de utilização dos dados (valores médios ou sequenciais).

2 . 3 . 1 - Capacidade de armazenamento de água do solo

Nos modelos agrohidrológicos, a atmosfera é o agente ativo de uso da umidade e o solo exerce as funções de armazenador de água e de moderador do balanço hídrico. Sendo assim, é necessário explicitar qual a capacidade de armazenamento de água do perfil de solo considerado. Este parâmetro de entrada é definido como sendo o conteúdo de umidade, contido entre a capacidade de campo e o ponto de murcha, retido por um solo a uma dada profundidade. É utilizado nos modelos agrohidrológicos, como o intervalo limite de umidade disponível para estimar a taxa real de transferência de água do sistema solo-planta para a atmosfera (evapotranspiração real), e conseqüentemente o balanço de umidade do solo. Daí deriva a sua enorme importância, e a necessidade de seu correto entendimento e avaliação.

2 . 3 . 1 . 1 - Capacidade de campo (CC)

De acordo com VEIHMEYER e HENDRICKSON (1949), a capacidade de campo é a "quantidade de água retida pelo solo depois que o exces-

so tenha drenado e a taxa de movimento descendente tenha decrescido acentuadamente, o que geralmente ocorre dois a três dias depois de uma chuva ou irrigação em solos permeáveis de estrutura e textura uniforme". Essa definição mostra claramente que a capacidade de campo se refere a um comportamento dinâmico do perfil do solo, no que concerne à distribuição de água, e não a uma sua característica intrínseca. O resultado final, isto é, a quantidade de água retida no solo, depende das condições iniciais ao molhamento do solo e das condições de contorno do sistema. Trata-se de um processo dinâmico, variável no tempo e no espaço.

Segundo REICHARDT (1988), o principal fator da redução do fluxo de drenagem interna de um solo é a condutividade hidráulica deste solo e não o gradiente de potencial. O fluxo de drenagem decresce rapidamente com o tempo, mas, praticamente nunca cessa, o que torna muito subjetiva a escolha do instante para a determinação da capacidade de campo. Os métodos de determinação em amostras de laboratório não têm suporte teórico; seus resultados porém, podem ser úteis para efeito prático. Nesses casos, o critério clássico do potencial matricial de $-0,33 \text{ atm}$ (-33 kPa) deve ser levado para potenciais maiores, da ordem de $-0,06$ a $-0,1 \text{ atm}$ (-6 a -10 kPa), que segundo o autor, ocorrem com maior frequência em solos submetidos à drenagem em condições de campo.

HILLEL (1970), diz que a despeito de todas as objeções, o conceito de capacidade de campo continua sendo considerado um critério prático para fixar o limite superior do teor de água disponível na lavoura. Assim sendo, deve ser medido no campo, pois não há nenhum processo de laboratório que seja universalmente satisfa-

tório para sua avaliação. Segundo o autor, a capacidade de campo, da forma como é medida usualmente, varia cerca de 4% (em massa) nas areias, 45% nos solos argilosos pesados, e até 100%, ou mesmo mais, em certos solos orgânicos.

Segundo BAVER e GARDNER (1973), têm-se feito muitos trabalhos a fim de relacionar a capacidade de campo com a retenção de umidade a um dado potencial matricial (normalmente $-0,33$ atm). Tais trabalhos ignoram, que a retenção de água em um dado perfil depende das propriedades de transmissão de todo o perfil e dos gradientes hidráulicos, mais que do estado energético da água em um ponto particular do perfil. Têm-se observado, na zona das raízes, em perfis com drenagem insignificante, potenciais de $-0,005$ atm em solos altamente estratificados, até valores de $-0,6$ atm em solos profundos de terras áridas. Portanto, pode-se esperar erros no cálculo da retenção de umidade, baseado na associação arbitrária da capacidade de campo com um potencial particular, como por exemplo, $-0,33$ atm.

2 . 3 . 1 . 2 - Ponto de murcha permanente (PMP)

O ponto de murcha permanente foi definido por VEIHMEYER e HENDRICKSON (1949), como sendo a umidade do solo na qual uma planta não túrgida não restabelece turgidez, mesmo colocada em atmosfera saturada por 12 horas.

Segundo BERNARDO (1987), este conceito é muito útil, mas deve-se lembrar que o seu valor depende do tipo de solo e que diferentes plantas têm a capacidade de extrair água até diferentes li-

mites. A tensão da água no solo, acima da qual não haverá disponibilidade suficiente para que as plantas possam desenvolver, varia de -5 a -25 atm (-506 a -2533 kPa), dependendo da planta ou da condição ambiente. Esta amplitude parece ser muito grande, mas em muitos solos representa uma variação muito pequena no teor de umidade do solo. Em solos arenosos, haverá uma variação muito pequena no seu teor de umidade, à medida que a tensão aumentar de -5 atm. Em solos argilosos, estas variações serão mínimas após -10 atm. Sendo assim, o ponto de murcha ocorre em uma faixa de umidade tal, que para um grande acréscimo de tensão, será pequena a variação do seu teor de umidade.

Segundo REICHARDT (1985), quando foi verificado que diferentes plantas respondiam diferentemente a umidade do solo, os pesquisadores tentaram relacionar a umidade do solo com um dado potencial, definindo assim as "constantes" do solo em termos de potencial (-0,33 atm para CC e -15 atm para PMP).

Segundo VAN DER MEER (1974), o conteúdo de umidade na capacidade de campo depende geralmente da textura e da estrutura do solo, enquanto que no ponto de murcha depende exclusivamente da superfície total das partículas, isto é, do conteúdo de argila. HALL et alli (1977), encontraram através de estudos em 261 perfis, para 22 grupos de solos britânicos, que a relação entre o conteúdo de água no solo, a uma tensão de -15 atm, e a percentagem de argila, era explicada em 73% para os horizontes superficiais do perfil e em 83% para horizontes profundos.

2.3.2 - Variáveis de entrada

2.3.2.1 - Precipitação pluvial

A precipitação pluvial é a principal entrada natural de água no sistema agrohidrológico. É utilizada como variável de entrada nos modelos de balanço hídrico através de valores médios, valores reais (históricos), ou valores com uma determinada probabilidade de excedência, determinados através de uma análise estatística da série histórica disponível (FAO, 1991). A base temporal varia de acordo com a base temporal utilizada no balanço (diária, semanal, decenal, mensal, ou anual).

Alguns autores utilizam como entrada no balanço hídrico a chamada "chuva efetiva agronômica", definida como sendo a parcela da precipitação efetivamente disponível para as plantas, isto é, a precipitação total menos as perdas por escoamento superficial e percolação profunda (abaixo do sistema radicular da cultura). Esta definição contrasta com a definição convencional usada em hidrologia, onde o termo chuva efetiva significa a parcela da precipitação total que gera escoamento superficial. Neste trabalho será usado o enfoque agronômico.

Existem várias metodologias para a determinação da chuva efetiva, como por exemplo, as quatro opções utilizadas no modelo mensal de balanço hídrico CROPWAT (FAO, 1991) :

1) Percentagem fixa da precipitação total : a chuva efetiva é calculada de acordo com a fórmula

$$P_{ef} = a * P_{tot} \quad (2.1)$$

onde "a" é uma percentagem fixa a ser definida pelo usuário para levar em conta as perdas por escoamento superficial e percolação. Segundo a FAO (1991), estas perdas estão em torno de 10 a 30%, e portanto $a = 0,7$ a $0,9$.

2) **Fórmula empírica** : baseada em análises feitas em regiões de clima árido e sub-úmido (FAO/AGLW) e com valores de precipitação para uma determinada probabilidade de excedência. Deve ser usada com chuvas que possuam uma probabilidade de excedência de 80%, caracterizando anos secos.

$$P_{ef} = 0,6 * P_{tot} - 10 \quad \text{para } P_{tot} < 70\text{mm} \quad (2.2)$$

$$P_{ef} = 0,8 * P_{tot} - 24 \quad \text{para } P_{tot} > 70\text{mm} \quad (2.3)$$

3) **Fórmula empírica local** : os parâmetros devem ser determinados à partir de estudos feitos com dados climáticos locais, podendo as relações, na maioria dos casos, serem simplificadas através das seguintes equações:

$$P_{ef} = a * P_{tot} + b \quad \text{para } P_{tot} < x \text{ mm} \quad (2.4)$$

$$P_{ef} = c * P_{tot} + d \quad \text{para } P_{tot} > x \text{ mm} \quad (2.5)$$

sendo a,b,c,d e x coeficientes de correlação.

4) **USDA Soil Conservation Service Method** :

$$P_{ef} = P_{tot} (125 - 0,2P_{tot}/125) \quad \text{para } P_{tot} < 250\text{mm} \quad (2.6)$$

$$P_{ef} = 125 + 0,1P_{tot} \quad \text{para } P_{tot} > 250\text{mm} \quad (2.7)$$

SANCHEZ (1972), em trabalho efetuado sobre chuva efetiva, concluiu que não é conveniente estimar a chuva efetiva através de um percentual da chuva total, já que existem variações na distribuição das chuvas e do conteúdo de umidade do solo no momento da ocorrência das mesmas.

PARFITT (1991), calculou a chuva efetiva através da seguinte

equação deduzida por AGUINSKY (1991) :

$$P_{ef} = (P_{tot})^E \quad \text{para } P_{tot} < J^{1/E} \quad (2.8)$$

$$P_{ef} = J \quad \text{para } P_{tot} > J^{1/E} \quad (2.9)$$

Sendo "J" a capacidade de armazenamento de água no solo, no ponto em que o solo atinge 5,0% do espaço poroso (umidade acima da capacidade de campo) e "E" um coeficiente relativo as perdas iniciais por interceptação.

Outros modelos utilizam como entrada no balanço a precipitação total menos a parcela escoada superficialmente, utilizando para tanto coeficientes de escoamento médio da região em estudo (RUSHTON e WARD, 1979), ou admitindo que em regiões agrícolas o escoamento superficial pode ser desprezado (RAO, 1987).

2 . 3 . 2 . 2 - 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, através da turbulência, e a umidade relativa do ar, através do potencial do vapor d'água, também afetam o processo.

Com o intuito de padronizar a evapotranspiração de comunidades vegetais, fixou-se as condições nas quais sua medida deve ser feita. Definiu-se, então, a evapotranspiração potencial (ETP) ou

de referência (ET_o), (por definição ETP = ET_o), como sendo "a quantidade de água evapotranspirada na unidade de tempo e de área, por uma cultura de porte baixo, verde, cobrindo totalmente o solo, de altura uniforme e sem deficiência de água" (umidade próxima a capacidade de campo). Em nossas condições, utiliza-se uma parcela de grama batatais (*Paspalum notatum* L.) que, nas regiões tropicais e subtropicais, permanece verde e em pleno desenvolvimento durante todo o ano, desde que mantida sob boas condições de umidade do solo. (REICHARDT, 1987).

Para a superfície acima definida, as condições climáticas (energia líquida, vento e umidade relativa) é que determinam o valor da ETP, que em vista disso, é tomada como um elemento meteorológico de referência para estudos comparativos de perda de água pela vegetação em diferentes situações e locais.

Devido a diferenças da interface cultura-atmosfera entre a grama batatais e outras culturas, definiu-se a evapotranspiração máxima de uma cultura ET_m, relacionada à evapotranspiração potencial de referência ETP, através de um coeficiente de cultura K_c :

$$ET_m = K_c * ETP \quad (2.10)$$

onde ET_m é a evapotranspiração máxima da cultura, determinada em lisímetros ou evapotranspirômetros, e ETP a evapotranspiração potencial de referência, normalmente estimada através de métodos climatológicos. 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 potencial. Coeficientes com valores superiores a 1, indicam que a cultura em questão perde mais água que a grama batatais, ambas submetidas às

mesmas condições climáticas. A evapotranspiração máxima ET_m representa, então, a máxima perda de água que certa cultura sofre, em dado estágio de desenvolvimento, quando não existe restrição de água no solo (próximo à capacidade de campo).

Vários trabalhos foram desenvolvidos para as condições do Estado no que se refere a determinação da ET_m , e consequente determinação do coeficiente da cultura, para os diversos estágios de desenvolvimento da cultura do milho (MATZENAUER et alli 1982, 1983 1989), da soja (BERLATO et alli, 1986, FONTANA et alli, 1988), do trigo (WESTPHALEN, 1983), do feijão (MATZENAUER et alli, 1990), e do girassol (MATZENAUER e BUENO, 1988). Determinações feitas em outros países para diversas culturas encontram-se publicadas em DOORENBOS e KASSAN (1979).

A evapotranspiração potencial de referência pode ser medida diretamente através do uso de lisímetros e do balanço hídrico, ou através de métodos micrometeorológicos, tais como o balanço de energia e o método aerodinâmico; ou estimada através do método combinado de Penman (combina o método do balanço de energia com um termo aerodinâmico), equações de Priestley e Taylor (baseado na radiação e temperatura), Thornthwaite (baseado na temperatura), Blaney e Criddle (baseado na temperatura e comprimento do dia), como também através de evaporímetros. Em trabalho publicado pela FAO (1990), são discutidas as metodologias existentes para estimar a ETP e sugeridas modificações e condições de uso.

A escolha do método a ser utilizado depende de três aspectos básicos: da precisão necessária, da adequação do método às condi-

ções locais e da disponibilidade de dados meteorológicos. Segundo FONTANA (1990), o método de Penman, por utilizar um maior número de elementos atmosféricos, é o mais preciso e fornece estimativas para períodos de tempo menores (5 dias). Entretanto, quando não há disponibilidade dos dados necessários para sua utilização, deve-se optar, para as condições do Estado, pelos métodos de Priestley e Taylor, Thornthwaite e Blaney e Criddle, nesta ordem, lembrando que os dois últimos métodos só permitem estimativa da ETP para períodos não inferiores a um mês. Uma análise detalhada do comportamento de diversos métodos de estimativa da evapotranspiração potencial aqui no Estado encontra-se em DORFMAM (1977).

Quando da utilização de evaporímetros, tipo tanque Classe A, para estimativa da ETP, deve-se levar em conta que a evaporação de uma superfície livre de água, em geral, é maior que a evapotranspiração de uma superfície vegetada. Segundo PENMAN e SCHOFIELD (1951), existem três razões pelas quais a ETP de uma cultura baixa é menor que a evaporação livre da água: o maior albedo ou refletividade da vegetação, o fechamento dos estômatos à noite e a resistência à difusão dos estômatos. NEUMAM (1953), baseando-se na teoria da turbulência, afirmou que a ETP de uma cultura baixa é aproximadamente 75% da evaporação de uma superfície de água livre. Para estimar a ETP em função da evaporação da água do tanque, utiliza-se um fator de correção denominado coeficiente de tanque K_p :

$$ETP = K_p * E_{tqA} \quad (2.11)$$

Este coeficiente encontra-se tabelado em função do tamanho da bordadura, da umidade relativa do ar e da velocidade do vento em DOURNBOS e KASSAN (1979), ou determinado para locais específicos através de correlação com outros elementos meteorológicos.

A grande maioria dos modelos agrohidrológicos utilizam como entrada a ETP estimada através de métodos climatológicos, ou através de dados de tanque. Para levar em conta a cultura existente, utilizam o coeficiente da cultura K_c , caracterizando a ET_m . Alguns modelos mais sofisticados utilizam o método de Penman-Monteith (FAO, 1991), baseado em dados climatológicos e dados de resistência da cobertura vegetal, função do índice de área foliar e resistência dos estômatos. Devido a grande aceitação deste método, a FAO (1990) decidiu adotá-lo como modelo padrão, e redefiniu a evapotranspiração de referência como sendo "a taxa de evapotranspiração de uma cultura hipotética, com uma altura fixa de (12cm) e com resistência de cobertura (69), e albedo (0,23), a qual poderá assemelhar-se com muita proximidade, da evapotranspiração de uma superfície extensa, coberta de grama verde de altura uniforme, com crescimento ativo, sombreando completamente o solo, e sem restrição de água". Quando da utilização do método de Penman-Monteith, não é necessário a utilização do coeficiente K_c , já que o método pode calcular diretamente a ET_m .

Os dados de ETP normalmente são utilizados nos balanços hídricos através de valores médios de longo período, ou valores reais. A escolha normalmente recai sobre valores médios de longo período devido a pouca variabilidade interanual da evapotranspiração potencial, se comparada à precipitação. A base temporal utilizável para os dados estimados de ETP ou ET_m , segundo a FAO (1990) é :

Método Penman-Monteith - horário, diário, decendial, mensal

Método da radiação - diário, decendial, mensal

Método da temperatura - decendial, mensal

Método da evaporação do tanque - decendial, mensal

2 . 3 . 2 . 3 - Dados da cultura e de solo

Os dados da cultura normalmente utilizados como dados de entrada em modelos agrohidrológicos, são : datas de plantio e de colheita, coeficientes de cultura (K_c), profundidade e distribuição radicular e fator de depleção de água do solo. Como dados do solo, a umidade na capacidade de campo e ponto de murcha, umidade inicial, profundidade efetiva, condutividade hidráulica $K(\theta)$ e curva característica de água no solo ($\psi_m \times \theta$).

As raízes das plantas são a condição "sine qua non" para a retirada de água e nutrientes do solo, e portanto a determinação de sua distribuição é crucial para a estimativa dos requerimentos de irrigação e controle criterioso de sua eficiência. Entretanto, BOHM (1979) diz que pesquisas sobre raízes sob condições de campo são ainda incipientes, devido as metodologias iniciais empregadas. Segundo CLOTHIER (1989), os primeiros entendimentos conceituais sobre disponibilidade de água pelas plantas foram obtidos da análise detalhada do fluxo da água através de uma linha vertical semi infinita (GARDNER, 1960). A partir daí, os trabalhos de Gardner foram exaustivamente citados e incorporados em construções totalmente analíticas e em modelos matemáticos que simulavam a extração de água pelas raízes. Entretanto, a integração de uma simples linha vertical para um complexo sistema topológico de raízes, representa uma tarefa temerosa que limita a aplicabilidade do modelo citado. Para ilustrar um problema complexo similar, EINSTEIN (1942) colocou que "...Deus não se importa com nossas dificuldades matemáticas. Ele integra empiricamente." e CLOTHIER (1989) acrescenta : "...e então faz as plantas!".

Não obstante as dificuldades inerentes à modelagem do sistema água-solo-planta-atmosfera, a profundidade e a distribuição radicular são utilizadas nos modelos agrohidrológicos através de diferentes metodologias. No modelo SHE (Système Hydrologique Européen, ABBOTT, 1979), a profundidade radicular máxima é assumida como função da cultura e do solo, e sua variação durante a estação de crescimento estimada através de medidas tensiométricas. Nos modelos ROY (PLEBAN e ISRAELI, 1989), CROPWAT (FAO, 1991), BALHIDRO (LANNA e ALMEIDA, 1991), RAO (1987), a profundidade radicular é estimada através de dados obtidos em pesquisas de campo, variando em função da profundidade efetiva do solo, e do estágio de desenvolvimento da cultura, sendo esta variação modelada através de interpolações lineares entre os dados dos diversos estádios. A distribuição radicular é considerada uniforme ao longo do perfil, como também a extração de água pelas raízes.

No modelo SPAW (Soil-Plant-Air-Water, SAXTON et alli (1974)), a profundidade efetiva do solo é dividida em camadas fixas de 15 cm de espessura, e o crescimento radicular é atrelado a um modelo de extração de água, que é variável de acordo com a distribuição radicular nas camadas do perfil efetivo. Isto também é feito no modelo "Balanço Hídrico Diário Versátil" de MOTA et alli (1985), que divide a profundidade efetiva do solo em quatro camadas, e utiliza um modelo de extração de água para cada camada, função do crescimento e distribuição radicular de cada cultura.

Todos os modelos citados anteriormente, utilizam dados de profundidade e distribuição radicular obtidos em pesquisas de campo ou em literatura especializada. No modelo proposto por ABDULMU-

MIN (1989), a profundidade radicular é estimada através de uma relação linear com o coeficiente da cultura K_c . Neste modelo o perfil efetivo também é dividido em camadas (10cm), tendo cada camada um padrão de absorção de unidade, função da distribuição radicular

O fator de depleção de água no solo representa o nível crítico de água no solo, quando então os primeiros sinais de stress começam aparecer nas culturas. Este coeficiente é função do tipo de cultura e seu estágio de desenvolvimento, bem como da evapotranspiração potencial. Este assunto será abordado mais adiante, quando da estimativa da evapotranspiração real.

2 . 3 . 3 - Variáveis derivadas

2 . 3 . 3 . 1 - Excesso hídrico

O excesso hídrico pode ser definido como sendo a parcela de água do sistema não utilizada pelas plantas. Os fenômenos do ciclo hidrológico que representam esta parcela excedente são o escoamento superficial e a percolação. Alguns modelos utilizam como entrada a chuva efetiva (item 2.3.2.1), não sendo portanto incorporado no programa principal nenhum modelo que estime as perdas por escoamento superficial e percolação. Em outros modelos o escoamento superficial é obtido através de dados históricos de vazão, ou estimado através de modelos que simulam a infiltração de água no solo. Já a percolação é normalmente definida como sendo a parcela de água perdida pelo perfil efetivo de solo considerado, quando a unidade do mesmo se encontra acima da capacidade de campo.

A infiltração é o fenômeno da passagem da água do meio atmosférico para o interior do solo através da interface água-solo. A capacidade de infiltração de um solo é dependente de diversos fatores, tais como : tempo desde o início da chuva ou irrigação, umidade inicial do solo, condutividade hidráulica do solo, condições da superfície do solo, presença de camadas obstrutivas dentro do perfil, assim como da intensidade do suprimento hídrico. Existem vários modelos físicos ou empíricos utilizados para simular o processo, desde os mais complexos que utilizam a equação geral do fluxo não saturado (equação de Richards), até os mais simples que se baseiam em equações empíricas baseadas em testes com infiltrômetros. Maiores detalhes podem ser encontrados em ALMEIDA (1987).

No modelo SHE (ABBOTT, 1979), a infiltração, e posterior redistribuição da água no solo, é calculada através da equação de Richards, utilizando métodos numéricos. Para tanto é fornecido ao modelo a curva característica de água no solo ($\psi_m \times \theta$) e a relação entre o potencial matricial (ψ_m) e a condutividade hidráulica não saturada $K(\theta)$. Neste modelo, da precipitação total é descontada uma parcela referente a interceptação, calculada através de uma relação exponencial. Segundo os autores, a perda por interceptação só adquire importância quando se trabalha em áreas florestais.

No modelo SPAW (SAXTON et alli, 1974) a infiltração é computada através da diferença entre a chuva média diária da região, menos um valor fixo de 2,54 mm representativo da interceptação, e menos o escoamento superficial medido. A água infiltrada permanece na primeira camada do solo (15cm) até atingir a capacidade de campo, então o excesso é transferido para a seguinte e assim sucessi-

vamente, até atingir o final do perfil efetivo. A água que excede a capacidade de armazenamento da última camada define a percolação. A redistribuição de água no perfil do solo é computada através da equação unidimensional de Darcy ($q = -K(\theta) * \text{grad } \psi$) para fluxos não saturados, utilizando a curva característica de água no solo ($\psi_m \times \theta$) e a relação entre a condutividade hidráulica e a umidade volumétrica do solo $K(\theta)$. Neste modelo, quando não existem dados observados de escoamento superficial, o mesmo é estimado através do método da curva número (CN) do SOIL CONSERVATION SERVICE (1972). Esta metodologia também é utilizada por FERREIRA (1980), e modificada pelo HIMAT (1985) e LANNA e ALMEIDA (1991) para cálculo da infiltração. Informações detalhadas sobre esta metodologia encontram-se no capítulo 3 deste trabalho.

MOTA (1985) também utiliza o modelo "cascata" entre camadas para computar a percolação, embora não empregue nenhum modelo para a redistribuição. Na simulação do escoamento superficial o mesmo só ocorre quando a declividade do terreno for superior à 2% e a chuva diária exceder à 25mm. O valor computado do escoamento é função também da umidade disponível na camada superficial. O modelo utilizado para calcular o escoamento superficial não foi explicitado na bibliografia consultada, sendo apresentado apenas na forma de tabelas.

No modelo proposto por KOCH et alii (1987), a modelação da redistribuição e da percolação está centrada na aplicação do modelo da aproximação da frente úmida, proposto por Green e Ampt e aplicado por MEIN e LARSON (1973). Esta concepção, separa a parte úmida da parte "seca" do perfil do solo através de uma abrupta

frente úmida. Segundo os autores este modelo permite transformar as equações diferenciais parciais do fluxo não saturado, derivadas por Richards, em equações diferenciais ordinárias. Nestas equações são explicitados os parâmetros físicos que descrevem as propriedades do sistema, e que podem ser obtidas à priori, não necessitando portanto de calibração. O modelo não calcula o escoamento superficial, sendo portanto necessário a utilização de outra metodologia para calcular a parcela da chuva que irá infiltrar.

Através do modelo de THORNTHWAITE e MATHER (1955) não é possível quantificar o escoamento superficial, mas apenas a percolação, já que o modelo têm como entrada a chuva total e não possui um modelo que quantifique a infiltração. Alguns usuários deste modelo (DORFMAN, 1977) entendem que o excesso hídrico mensal, estimado pelo balanço, pode ser dividido em 50% de escoamento superficial e 50% em escoamento subterrâneo (percolação), sendo este último, computado no mês seguinte ao da precipitação que o originou.

Segundo THORNTHWAITE e MATHER (1955), " a água gravitacional pode ser facilmente manejada em bases mensais desde que é possível considerar o escoamento superficial e a percolação da água gravitacional como uma só quantidade, escoamento. Não é necessário empregar nenhum fator diário para deter a água gravitacional no perfil do solo, mas simplesmente um fator geral mensal de retenção para todo o escoamento, um fator que varia com o tamanho da bacia hidrográfica, e que em grandes bacias é da ordem de 50%." Na realidade estes pesquisadores afirmam que, através de um balanço mensal, a água percolada (água gravitacional), não se transforma totalmente em vazão de um curso d'água no mesmo mês, e estimam que,

em grandes bacias, 50% do excedente encontra-se realmente disponível como vazão em qualquer mês.

2 . 3 . 3 . 2 - Déficit hídrico

Em modelos agrohídrológicos, o déficit hídrico pode ser definido como sendo a quantidade de água que necessita ser suplementada ao sistema para a manutenção da transpiração a níveis adequados ao desenvolvimento das plantas. Para tanto, o déficit hídrico é estimado através da relação existente entre a taxa potencial de transferência de água do solo e a taxa real.

A taxa potencial de transferência de água do solo para a atmosfera é governada pelas condições meteorológicas. A taxa real, entretanto, depende também da água contida no solo, e portanto é função dos fatores do solo (condutividade hidráulica, difusividade, relações entre umidade e potencial), da planta (densidade e profundidade radicular, taxa de crescimento das raízes, fisiologia da raiz, área foliar), e da atmosfera (déficit de saturação, vento, radiação disponível).

Existem várias teorias à respeito da relação existente entre a taxa real e a potencial de transferência de água do solo para a atmosfera (E_{Tr}/E_{TP}) e sua dependência com relação a disponibilidade de água no solo, expressa como conteúdo de umidade ou como potencial matricial. A forma geral desta relação é a seguinte:

$$E_{Tr} = k * E_{TP} \quad (2.12)$$

onde k é uma função do conteúdo de umidade do solo ou do potencial matricial.

A relação mais simples, atribuída a teoria de VEIHMEYER e HENDRICKSON (1955), sugere $k = 1$ para umidades superiores ao ponto de murcha permanente, e $k = 0$ para umidades inferiores ao PMP. Isto significa que a evapotranspiração real será igual a potencial enquanto a umidade do solo ficar compreendida entre a capacidade de campo (U_{cc}) e o ponto de murcha permanente (U_{pmp}).

$$\text{Para } U > U_{pmp} \qquad k = 1 \qquad E_{Tr} = E_{TP} \quad (2.13)$$

$$\text{Para } U \leq U_{pmp} \qquad k = 0 \qquad E_{Tr} = 0 \quad (2.14)$$

Vários balanços hídricos utilizando esta relação foram realizados, tais como, DAWDY et alli (1972), DORFMAN (1977), BELTRAME et alli (1979), FERREIRA (1980), CAMARGO e PEREIRA (1990), LANNA e ALMEIDA (1991).

Outra teoria diz que k decresce linearmente à medida que a umidade do solo decresce da capacidade de campo até o ponto de murcha permanente. Isto significa que a evapotranspiração real só será igual a potencial quando o solo se encontrar na capacidade de campo, decrescendo linearmente à seguir, para se anular quando a umidade do solo atingir o ponto de murcha permanente. Esta relação pode ser definida por :

$$k = (U - U_{pmp}) / (U_{cc} - U_{pmp}) \quad (2.15)$$

sendo U a umidade real contida no solo no intervalo de tempo considerado. Vários pesquisadores utilizaram esta teoria na modelagem agrohidrológica, YARON et alli (1973), CORDOVA e BRAS (1981), ABBOTT (1979), KOCH et alli (1987).

Existem ainda relações curviníleas, que admitem um decréscimo não linear da evapotranspiração relativa (E_{Tr}/E_{TP}) com relação a umidade disponível ($U_{cc} - U_{pmp}$). PIERCE (1958), BAHRANI e TAYLOR

(1961), sugerem uma relação exponencial para melhor descrever os efeitos da umidade do solo na taxa real de evapotranspiração.

De acordo com as equações 2.12 e 2.15 :

$$k = E_{Tr}/ETP = U_r/U_p \quad (2.16)$$

onde U_r é a umidade real contida no solo no intervalo de tempo considerado, e U_p a umidade potencial máxima disponível, definida por $(U_{cc}-U_{pmp})$. Em outras palavras, a evapotranspiração real é uma função da umidade que permanece no solo.

$$E_{Tr} = c U_r \quad (2.17)$$

Quando não acontece a adição de água no solo, quer pela precipitação, ou irrigação, ou ascensão capilar, podemos dizer que:

$$E_{Tr} = - dU_r/dt \quad (2.18)$$

$$c U_r = - dU_r/dt \quad (2.19)$$

A equação 2.19 foi derivada inicialmente por THORNTHWAITE e MATHER (1955) :

$$U_r = U_p [\exp (- ETP * t / U_p)] \quad (2.20)$$

onde t é o tempo em dias desde o início do secamento do solo. De acordo com esta relação, a evapotranspiração real só ocorre na taxa potencial ($E_{Tr}/E_{Tp} = 1$) quando o solo se encontrar na capacidade de campo ($U_r=U_p$ para $t=0$), decrescendo exponencialmente em função da demanda evaporativa da atmosfera (ETP), ocorrida desde o início do secamento do solo, e da capacidade potencial de armazenamento de água do solo ($U_{cc} - U_{pmp}$). Esta relação foi utilizada pelos autores para estimativas de déficits e excessos hídricos através do uso de balanço hídrico (balanço hídrico de THORNTHWAITE e MATHER), usada em inúmeros trabalhos. (STEENHUIS e VAN DER MOLEN (1986), BERLATO (1987)).

Esta controvérsia entre teorias foi parcialmente resolvida por DENMEAD e SHAW (1962), que constataram, através de experimento com cultura de milho, que a taxa real de transpiração decrescia à medida que decrescia a umidade do solo e crescia a taxa de transpiração potencial. Estes pesquisadores encontraram que o potencial matricial médio na zona das raízes, quando a taxa de transpiração real caía abaixo da potencial, era de -12 atm, para uma transpiração potencial de 1,4mm/dia, de -2 atm para uma transpiração potencial de 3 a 4mm/dia, e de -0,3 atm quando a transpiração potencial era de 6 a 7 mm/dia.

Segundo os 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 (eq.2.15) corresponderia a condições atmosféricas muito secas e com alta radiação solar. De acordo com o exposto, a relação existente entre a taxa real e a potencial de transferência de água do solo para a atmosfera (E_{Tr}/E_{TP}) e sua dependência com relação a disponibilidade de água no solo, expressa como conteúdo de umidade ou como potencial, 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), definiram o conteúdo de umidade do solo, no qual a taxa relativa da transpiração começa a decrescer, como "ponto de perda de turgor", e constataram que as plantas que cresciam em solo com umidade inferior a este ponto, apresentavam sinais de stress (descoloração e folhas enroladas) e redução de

matéria seca, sendo esta redução diretamente proporcional ao número de dias de stress. É interessante notar entretanto, que mesmo sofrendo stress, a transpiração real não cessava mesmo a baixos potenciais. Para uma demanda evaporativa de 2mm/dia a taxa relativa de transpiração ainda era de 35% para um potencial matricial de -15atm, baixando para 10% quando a demanda subia para 3 a 4mm/dia, 5% para 5,6 mm/dia e finalmente se anulando para uma demanda de 6,4mm/dia. Este fato também foi comprovado em experimentos com soja por EAGLEMAN e DECKER (1965), que encontraram uma taxa relativa de evapotranspiração de 20% para um potencial matricial de -38atm.

Vários modelos de balanço hídrico utilizam as relações encontradas por DENMEAD e SHAW (1961), (SAXTON et alli (1974), SUDAR et alli (1981), BERNARDO et alli (1988)), ou coeficientes de secamento do solo (K_s), baseados no "ponto de perda de turgor", que expressam o efeito da disponibilidade hídrica sobre a evapotranspiração real para uma determinada cultura e demanda evaporativa ($E_{Tr} = ETP * K_c * K_s$). (DOORENBOS e KASSAN (1979), MOTA et alli (1985), RAO (1987), PLEBAN e ISRAELI (1989), SCHULZE e GEORGE (1989), FAO (1990), PARFITT (1991)).

2 . 4 - Forma de cálculo e base temporal utilizada em um modelo agrohidrológico

A forma de cálculo pode ser através da utilização de valores médios de longo período das variáveis de entrada precipitação e evapotranspiração, ou através da utilização de dados sequenciais ou seriados, utilizando toda a série histórica de dados meteorológicos disponíveis. A principal vantagem do balanço hídrico seriado

tribuição de frequências, para determinação da probabilidade de ocorrência dos déficits e excessos hídricos. Segundo THORNTHWAITE e MATHER (1955), " para determinar a severidade de uma seca em um determinado local, devemos comparar as necessidades de água com o suprimento, através do estudo de anos individuais. Desta maneira, podemos determinar quantas vezes ocorreram déficits hídricos no total do intervalo temporal analisado."

A base de cálculo utilizada em um modelo agrohidrológico 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 (1990), recomenda que em irrigação, para propósitos de planejamento, a base temporal pode ser mensal; para projetos, decenal; para definição de calendário (*scheduling*), diária; e para pesquisa, horária.

O balanço hídrico de THORNTHWAITE e MATHER (1955), foi primeiramente utilizado pelos autores como um balanço diário. Posteriormente, justificaram a utilização em bases mensais quando fosse necessário a determinação da frequência de déficits hídricos através da análise de uma série histórica de dados climatológicos. Segundo os autores, nestes casos, "a precisão que pode ser ganha utilizando-se valores climatológicos diários não é justificável, já que com valores mensais pode-se analisar vários anos de registros em diversas estações." Esta justificativa não faz mais sentido, já que hoje, com o uso de microcomputadores, a computação dos déficits ou excessos hídricos através de balanço diário seriado requer apenas uma fração de tempo a mais do que com balanço mensal

A utilização do balanço hídrico de Thornthwaite e Mather, com base diária, é utilizada por STEENHUIS e VAN DER MOLEN (1986) para estimativa de recarga. Segundo os autores, o cálculo diário é necessário, pois em um mês que tenha um início úmido e um fim seco, o balanço mensal não acusaria a recarga ocorrida no início do mês. Portanto a base diária é particularmente importante se o solo se encontra úmido durante uma parte do mês.

Em um trabalho realizado na Inglaterra, em uma região com uma precipitação média anual de 663mm e uma evapotranspiração média anual de 523mm, 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.

FERREIRA (1980), em trabalho realizado na Ilha de Porto Santo, Portugal, afirma que a base mensal não têm qualquer sentido de aplicação quando se estudam regiões semi-áridas. Segundo o autor, nestas regiões, a evapotranspiração potencial, à nível mensal, é sempre superior à precipitação, não sendo portanto registrados escoamentos com o uso de balanços mensais. Isto não se confirma na realidade, pois no Porto Santo, mesmo nos anos muito secos, têm havido distribuição de água para a irrigação proveniente do armazenamento das barragens existentes na ilha.

Em trabalho realizado em Córdoba, Colômbia, para estimativa das necessidades de irrigação através de um modelo de balanço hídrico, os pesquisadores do HIMAT (1985) encontraram uma diferença

de +12% com balanço decendial em lugar do mensal, e de +21% com balanço diário em lugar do decendial, registrando portanto, uma subestimativa dos déficits hídricos tanto no modelo mensal como no decendial, se comparado com o modelo diário.

A grande maioria dos modelos agrohidrológicos, citados na literatura, utilizam como base de cálculo, o intervalo diário. Este intervalo também é utilizado para as variáveis de entrada precipitação e evapotranspiração potencial. Alguns autores, acreditando que a variação temporal da evapotranspiração potencial é pequena, e sabendo da dificuldade de encontrar dados meteorológicos com base diário para sua estimativa, fazem uso de dados decendiais ou mensais desta variável. Isto também ocorre com as variáveis relativas as culturas, tais como profundidade radicular, coeficiente da cultura (K_c) e área foliar, já que as mesmas variam de acordo com estágio de desenvolvimento da cultura.

No modelo SPAW (SAXTON et alli, 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 através de dados com bases temporais diversas (semanal, mensal) e depois transformados em dados diários através de interpolação linear.

No modelo SHE (ABBOTT, 1979), 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 no máximo 1 hora.

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 decendial, através da transformação dos dados mensais em decendiais utilizando interpolação linear

2.5 - Considerações finais

Segundo SCHULZE e GEORGE (1989), a modelagem agrohidrológica é uma excelente ferramenta para auxiliar na tomada de decisões, mas como, para utilizá-la, é necessário simplificar o complexo sistema natural, se faz necessário tecer algumas considerações, filosofias e requerimentos, imprescindíveis no desenvolvimento de um modelo agrohidrológico que estime, em termos de suprimento e demanda hídrica, os impactos no uso da terra, e que possa ser utilizado em um gerenciamento, eficiente e racional, dos recursos hídricos disponíveis.

Parece interessante, para os objetivos deste trabalho, reproduzir as "considerações, requerimentos e filosofias" feitas por SCHULZE e GEORGE (1989), necessárias para o desenvolvimento de modelos agrohidrológicos. São elas :

- O modelo deve ser processado orientadamente (melhor que otimização de parâmetros), isto é, deve explicar causa e efeito, em termos sequenciais, não lineares, de todos os processos do ciclo agrohidrológico;
- O modelo deve simular o balanço de umidade do solo e a evapotranspiração real de maneira realista, desde que estes processos são o "coração" do sistema agrohidrológico;

- Isto implica em que o modelo agrohidrológico deve ser "físico-conceitual" - conceitual por ser o mesmo concebido para sistemas com uma ou duas dimensões, no qual importantes processos e relações são idealizadas, e físico, já que a habilidade do solo em armazenar e transmitir água é representada explicitamente e a utilização da água pelas plantas é simulada usando variáveis que podem ser medidas;

- Em contrapartida, isto implica, que tal modelo não pode ser de ajuste de parâmetros, mas sim, que os parâmetros devem ser estimados inteiramente através das características físicas da bacia. Calibração de modelos através de otimização de parâmetros, e transferência de parâmetros de bacias vizinhas ou sítios de pesquisa agrícola, são, infelizmente, um "mal necessário", sendo uma prática muito perigosa em agrohidrologia, desde que a aparente semelhança no clima, solo, vegetação ou prática agrícola, não implica, necessariamente na semelhança do valor dos parâmetros. Também o tamanho das séries históricas, usadas na calibração, é crucial para a estabilidade dos parâmetros. Outrossim, variações em escala regional ou nas bacias, podem fazer grandes estragos nos valores dos parâmetros, e extrapolações na magnitude dos eventos ou condições, além da variação usada na determinação dos parâmetros, podem levar à resultados questionáveis;

- Funções objetivo, na verificação do modelo, devem incluir conservação das médias e desvios, e o ajuste deve estar em torno de 1:1 com relação aos dados observados e simulados, não somente no produto final da simulação (usualmente escoamento superficial ou rendimento dos cultivos), mas também nos vários processos utilizados no modelo para a estimativa "final", incluindo a umidade do solo e a ETreal, através de condições variadas. O modelo deve ser

verificado para uma grande gama de regimes agrohídrológicos, incluindo zonas úmidas, sub-úmidas e áridas, com uma variedade de usos da terra, bem como para condições de projeto;

- O modelo deve evitar, tanto quanto possível, funções de regressão múltipla, as quais podem obscurecer causa e efeito, dando a resposta certa por razões erradas, não podendo ser usadas para extrapolação;

- O modelo deve ser desenvolvido de acordo com a teoria do sistema, onde inicialmente é necessário decompor o sistema agrohídrológico em sub-sistemas (atmosférico, superficial, vegetativo, zona saturada, zona não saturada), para depois recompor-lo novamente através da reconstrução das interconexões quebradas. A modelação agrohídrológica deve ser feita com a participação de especialistas de várias áreas afins, tais como, hidrólogos, engenheiros, agrônomo e especialistas em sistemas;

- O modelo, embora utilize simplificações nas suposições, deve refletir realisticamente a complexidade do sistema agrohídrológico. Modelos simples têm muitas vezes mostrado dar respostas tão boas quanto modelos complexos, sob condições agrohídrológicas médias. Entretanto, quando extrapolados para novas situações, os modelos complexos têm maior probabilidade de simular a realidade;

- Os usuários do modelo necessitam treinamento. Usuários não treinados são uma "espécie perigosa", pois através do mau uso dos dados de entrada e do pouco conhecimento dos princípios agrohídrológicos, podem trazer descrédito para a modelação;

- O modelista, ainda que necessite fazer seu modelo acessível a um grande número de usuários, não deve cair na armadilha de querer simplificar um modelo complexo, através do qual decisões que envolvem milhões de dólares poderão ser tomadas, simplesmente para

torná-lo compatível a todo computador PC. O modelo deve, entretanto, ser estruturado de tal forma que não se torne um modelo de uso exclusivo de seu idealizador;

- Os dados de entrada devem possuir mecanismos de proteção contra a negligência, a fim de prevenir contra a má interpretação. " Lixo como entrada, lixo como saída ";

- A estrutura do modelo deve ser modular, pois desta maneira aperfeiçoamentos ou novas sub-rotinas podem ser acopladas ao modelo sem acarretar prejuízos ao programa principal;

- Modelos "usáveis", ao contrário de modelos puramente acadêmicos, devem ser desenvolvidos a fim de maximizar o uso dos dados disponíveis de entrada. Na África do Sul, das 8000 estações pluviométricas existentes, apenas 100 possuem dados de chuva organizados. Portanto, é mais fácil dispor de dados diários do que mensais ou horários;

- O modelo deve estar apto a receber várias opções de entrada, com caminhos alternativos dependentes do detalhe das informações disponíveis (dados de solo, evapotranspiração potencial, características vegetais, períodos fenológicos, datas de plantio), e da complexidade do problema a ser resolvido;

- Os impactos hidrológicos, ocorridos através de modificações no gerenciamento ou no uso da terra, são processos dinâmicos por natureza, podendo variar gradualmente através dos anos (crescimento de uma floresta), ou variar durante o ano (culturas sazonais), ou variar abruptamente (desmatamento, construção de reservatórios, projetos de irrigação e drenagem). Um modelo correto deve levar em conta estas mudanças, através da incorporação de arquivos que descrevam as mudanças no uso da terra através do tempo;

- Um modelo conceitual correto deve ter a opção de simular as res-

postas agrohidrológicas tanto para um ponto quanto para uma bacia hidrográfica com características relativamente homogêneas (modelo concentrado), assim como para uma área heterogênea, na qual as variações espaciais das características (tipo de solo, uso da terra, declividade, chuva), são consideradas através de um modelo distribuído;

- Respostas agrohidrológicas aos diferentes usos da terra ou gerenciamento são multifacetadas. O modelo deverá ser versátil e com múltiplos propósitos, com opções para várias saídas tais como : saídas diárias, mensais, ou anuais de suprimento e demanda hídrica, umidade do solo, evapotranspiração real, rendimento das culturas, etc;

- O modelo se torna uma ferramenta ainda melhor, para tomada de decisões, quando da inclusão de análise de risco, através da utilização de análise de frequência;

- O modelo pode ser um avanço como instrumento de ensino, na formação de novos planejadores em agrohidrologia;

- Modelos não podem substituir o conhecimento, nem criar novos dados ou fatos, os quais em, agrohidrologia, são resultantes apenas da experimentação;

- Modelos são um meio para um fim, e não um fim em si mesmo;

- Modelos devem ser constantemente aperfeiçoados.

3 - MATERIAL E MÉTODOS

UTILIZADOS NO ESTUDO COMPARATIVO ENTRE BALANÇOS HÍDRICOS

3 . 1 - Considerações gerais

O critério utilizado na escolha dos modelos de balanço hídrico, objetivando a comparação de resultados, foi o de caracterizar a metodologia e a abordagem comumente utilizada pelos usuários que necessitam estimativas de variáveis derivadas de um balanço hídrico, tais como evapotranspiração real, variação da umidade do solo, déficits e excessos hídricos.

A escolha dos modelos de balanço hídrico, utilizados para fins comparativos, recaiu sobre os seguintes modelos: modelo THORNTON & MATHER (1955), modelo MODIFICADO (DORFMAN, 1977; BELTRAMI et alli., 1979) e modelo BALHIDRO (CHIMAT, 1985; LANNA e AIMEIDA, 1991).

Os modelos escolhidos, são modelos de balanço hídrico, e portanto, fundamentam-se no princípio da conservação da matéria, onde a transferência de água no sistema solo-planta-atmosfera, para um dado perfil de solo com uma capacidade finita de armazenamento, e para um dado intervalo de tempo, pode ser descrita pela seguinte equação:

$$P - ETP + DEF - EXC = \Delta S \quad (3.1)$$

onde :

P = precipitação (L/T)

ETP = evapotranspiração potencial (L/T)

DEF = déficit hídrico (L/T)

EXC = excesso hídrico (L/T)

ΔS = variação no armazenamento hídrico do solo (L/T)

Como o sistema modelado é o sistema água-solo-planta-atmosfera, o déficit hídrico é definido como sendo a quantidade de água que necessita ser suplementada ao sistema para a manutenção da transpiração a níveis adequados ao desenvolvimento das plantas. O excesso hídrico é definido como sendo a parcela de água não utilizada pelo sistema solo-planta analisado. Desta maneira o excesso hídrico fica caracterizado pelos fenômenos escoamento superficial e percolação.

Os modelos utilizados se diferenciam quanto a modelagem dos fenômenos participantes do ciclo hidrológico e portanto da quantificação dos déficits e excessos hídricos. Com relação a quantificação do déficit hídrico, o modelo de THORNTHWAITE & MATHER admite uma relação exponencial entre armazenamento de água no solo e a demanda evaporativa da atmosfera, enquanto que nos modelos MODIFI-

CADO e BALHIDRO esta relação é admitida como linear (teoria de VEIHMEYER & HENDRICKSON). Com relação ao excesso hídrico, o modelo BALHIDRO modela o fenômeno da infiltração, quantificando assim as perdas por escoamento superficial e percolação, caracterizando portanto o cálculo da chuva efetiva sob o ponto de vista agrônomico. Os modelos THORNTWHAITE & MATHER e MODIFICADO quantificam apenas a percolação.

Além das diferenças na modelagem dos fenômenos do ciclo da água no sistema solo-planta-atmosfera, também foi utilizado, para fins comparativos, abordagens diferenciadas quanto a base temporal (diária ou mensal) e a forma (sequencial ou valores médios). Para tanto, o modelo THORNTWHAITE & MATHER foi utilizado de forma não sequencial e com base temporal mensal, o modelo BALHIDRO na forma sequencial e com base temporal diária, e o modelo MODIFICADO com base temporal mensal e com as duas formas, sequencial e valores médios.

Com o intuito de comparar diferentes entradas de água no sistema, para uma mesma base temporal, o programa BALHIDRO foi rodado de duas maneiras. Utilizando a modelagem para o cálculo da infiltração e portanto tendo como entrada no sistema a chuva total menos a parcela escoada superficialmente, e também sem utilizar a modelagem da infiltração, entrando no sistema com a chuva total.

A seguir serão descritos os três modelos utilizados neste trabalho, sendo que a descrição do BALHIDRO será melhor detalhada, já que o mesmo sofreu algumas modificações tanto na metodologia quanto no programa, e portanto deverá ser validado.

3.2 - Descrição dos modelos de balanço hídrico

3.2.1 - Modelo THORNTHWAITTE & MATHER

O modelo de THORNTHWAITTE & MATHER (1955) admite uma relação exponencial entre armazenamento de água no solo e a demanda evaporativa da atmosfera na forma :

$$CA' = CA \exp (cN) \quad (3.2)$$

onde CA' é o armazenamento de água no solo no período considerado (mm), CA é a capacidade de armazenamento de água no solo (mm), c é um coeficiente função de CA (tabela 4 do anexo 1) e N é o valor negativo acumulado de (P - ETP) dado por :

$$N = \sum_{i=1}^n (P - ETP) < 0 \quad (3.3)$$

onde P é a precipitação (mm) e ETP a evapotranspiração potencial (mm). Resolvendo (3.2) para N teremos :

$$N = (1/c) \ln (CA'/CA) \quad (3.4)$$

A capacidade de armazenamento de água (CA) é dada por :

$$CA = (\theta_{cc} - \theta_{pm}) * h \quad (3.5)$$

onde θ_{cc} e θ_{pm} representam a unidade volumétrica (cm^3/cm^3) na capacidade de campo e no ponto de murcha, respectivamente, e h a profundidade do solo considerada (mm).

Nesse balanço hídrico a evapotranspiração real é obtida pelas relações :

$$ET_r = ETP \text{ se } ALT. \geq 0 \quad (3.6)$$

$$ET_r = |ALT.| + P \text{ se } ALT. < 0 \quad (3.7)$$

onde |ALT.| é a alteração, em módulo, do armazenamento de água no solo ΔS , (diferença entre o valor do armazenamento do período con-

siderado e do período anterior) e P a precipitação.

O modelo segue a equação 3.1, sendo que a entrada de água no sistema se dá através da contabilidade da precipitação total ocorrida no intervalo de tempo considerado. Quando a precipitação total supera a evapotranspiração potencial, estando o perfil do solo na sua capacidade máxima de armazenamento, ocorre excesso hídrico, que representa a perda de água através apenas da percolação. O déficit hídrico é dado pela diferença entre a evapotranspiração real e a potencial, ou seja, pela quantidade de água necessária ao sistema para a manutenção da evapotranspiração em nível potencial.

3 . 2 . 2 - Modelo MODIFICADO

O modelo MODIFICADO (DORFMAN, 1977; BELTRAME et alli.,1979) é uma adaptação do modelo de Thornthwaite & Mather, e utiliza a teoria de Veihmeyer & Hendrickson para modelar a perda real de água para a atmosfera (eq. 2.13 e 2.14).

3 . 2 . 3 - Modelo BALHIDRO

O programa do modelo de balanço hídrico sequencial diário, Balhidro, foi originalmente desenvolvido pela Divisão de Hidrologia do Instituto Colombiano de Hidrologia, Meteorologia e Adecuacion de Tierras, HIMAT (1985), e traduzido, modificado e adaptado a microcomputadores da linha PC por LANNA & ALMEIDA (1991). O objetivo principal do programa Balhidro é fazer um cálculo estatístico dos requerimentos de água para irrigação, para um ou mais planos de cultivo, através de um balanço hídrico sequencial diário

O programa divide o perfil do solo em duas camadas, superficial e profunda. A camada superficial varia desde a superfície até a profundidade da raiz do dia considerado (no caso de cultura em crescimento). A camada profunda varia desde o limite inferior da camada superficial, até a máxima profundidade radicular que a cultura em estudo pode alcançar, dependendo, portanto, do tipo de cultura e da profundidade efetiva do solo.

Diariamente é feito o balanço hídrico para estas duas camadas do perfil, de maneira sequencial, através da análise da série de dados meteorológicos disponível. A umidade de ambas as camadas é calculada diariamente, limitadas pela capacidade de armazenamento do solo (eq. 3.5), que no modelo é designada por RUV (reserva útil volumétrica). Isto significa que as umidades calculadas pelo Balhidro têm como limite inferior a umidade no ponto de murcha e como limite superior a umidade na capacidade de campo. A equação do balanço hídrico diário que sempre se verifica é a seguinte :

$$(HD*PRD) + [HPD*(PRMAX - PRD)] = (HA*PRA) + [HPA*(PRMAX - PRA)] + \\ + UMID + IRR - PERC \quad (3.8)$$

onde :

HD = umidade da camada superficial do DIA (cm^3/cm^3)

PRD = profundidade das raízes do DIA (mm)

HPD = umidade da camada profunda do DIA (cm^3/cm^3)

PRMAX = profundidade efetiva máxima das raízes (mm)

HA = umidade da camada superficial do DIA ANTERIOR (cm^3/cm^3)

PRA = profundidade das raízes do DIA ANTERIOR (mm)

HPA = umidade da camada profunda do DIA ANTERIOR (cm^3/cm^3)

UMID = umidade (+ ou -) do DIA da camada superficial (mm)

IRR = lâmina de irrigação do DIA (mm)

PERC = lâmina de percolação do DIA abaixo de PRMAX (mm)

No programa Balhidro a umidade da camada superficial é retirada do solo através da evapotranspiração e da percolação. Nos períodos com irrigação a evapotranspiração real ocorrerá sempre na sua taxa máxima ($ET_r = ET_m = ETP * K_c$). Nos períodos sem irrigação a evapotranspiração real será máxima se houver umidade disponível no solo. Caso contrário será igual a umidade do solo, ou seja, $0 \leq ET_r < ET_m$. A percolação só acontece quando a entrada de água no sistema for maior que a capacidade de armazenamento de todo o perfil de solo considerado (PRMAX).

No Balhidro a umidade positiva, UMID(+), é definido como sendo o excedente da água infiltrada no solo sobre a evapotranspiração real. Isto significa que quando ocorre uma entrada de água no sistema através da infiltração (precipitação - escoamento superficial), a ET_r do dia é descontada e o excedente irá aumentar a umidade da camada superficial. A umidade negativa, UMID(-), acontece quando a demanda de água necessária para suprir a ET_r do dia é retirada da umidade existente no solo. A computação do déficit hídrico é feita pela diferença entre a evapotranspiração real e máxima.

A infiltração é calculada utilizando como base 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, à partir da análise de chuvas de longa duração. Neste método a chuva é repartida em perdas iniciais, infiltração e escoamento superficial. As perdas iniciais compreendem a

parte da chuva interceptada pela cobertura vegetal, a parte retida nas depressões do terreno e a infiltrada até o ponto de encharcamento da camada superficial do solo. A equação que quantifica o escoamento superficial é a seguinte :

$$Q = (P - I_a)^2 / (P - I_a + S) \quad (3.9)$$

onde:

Q = escoamento superficial (mm)

P = precipitação total (mm)

I_a = perdas iniciais (mm)

S = capacidade potencial máxima de infiltração (mm)

Sendo a capacidade potencial máxima de infiltração de água no solo descrita pela equação :

$$S = (25400/CN) - 254 \quad (3.10)$$

onde:

S = capacidade máxima potencial de infiltração (mm)

CN = coeficiente de escoamento (adimensional)

e as perdas iniciais, consideradas como sendo 20% da capacidade máxima potencial de infiltração de água no solo, definidas como:

$$I_a = 0,2 * S \quad (3.11)$$

onde:

I_a = perdas iniciais (mm)

S = capacidade máxima potencial de infiltração (mm)

Substituindo a equação (3.11) na equação (3.9) teremos a equação que traduz o escoamento superficial definida em função de apenas duas variáveis, a precipitação total e a capacidade máxima potencial de infiltração que varia de acordo com o grau de umidade do solo. A nova equação fica definida como:

$$Q = (P - 0,2 * S)^2 / (P + 0,8 * S) \quad (3.12)$$

As equações (3.9) e (3.12) só são válidas quando a chuva total acumulada, no intervalo de tempo considerado, for superior as perdas iniciais.

O coeficiente de escoamento, 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 (textura, estrutura e características do perfil), uso do solo ou tipo de cobertura vegetal, tratamento ou prática agrícola, condições para ocorrer a infiltração e grau de umidade antecedente. Teoricamente, o CN varia de 0 a 100, sendo o valor nulo representativo de uma área completamente permeável e o valor máximo de uma área completamente impermeável, o que pode ser visualizado através da equação 3.10.

No modelo Balhidro utilizado neste trabalho, a infiltração foi calculada através da diferença entre a chuva total precipitada e o escoamento superficial, sem descontar a parcela da chuva interceptada e retida. Esta modificação feita com relação ao modelo original (HIMAT, 1985), se baseia no fato de que a água perdida pelo sistema solo-planta-atmosfera acontece através da evapotranspiração, da percolação e do escoamento superficial. Como a evapotranspiração inclui a evaporação da parcela da chuva interceptada e da retida, não haveria motivo para computar no balanço duas vezes a mesma parcela de água. Sendo assim, a água interceptada e a retida será retirada do sistema por meio da evapotranspiração.

Isto posto, a infiltração calculada pelo Balhidro fica definida pela diferença entre a chuva total precipitada e o escoamento

superficial, sendo expressa pela equação :

$$W = P - Q \quad (3.13)$$

onde :

W = infiltração acumulada diária (mm)

P = precipitação diária (mm)

Q = escoamento superficial diário (mm)

O escoamento superficial, Q , da equação (3.13) é calculado pela equação (3.12), que utiliza toda a metodologia do SCS descrita anteriormente. As tabelas necessárias para a determinação do CN e a descrição das mesmas se encontram no anexo 1.

O coeficiente de escoamento, CN , varia de acordo com o grau de umidade do solo. Esta variação é feita levando em conta o total de água (chuva e irrigação) que entra no sistema nos cinco dias anteriores ao dia analisado, e também a existência ou não de cultivo neste período.

O Balhidro considera três condições de umidade antecedente, descritas à seguir:

- condição I = condição em que o solo está "seco." Esta condição é utilizada quando a chuva e a irrigação dos cinco dias antecedentes não ultrapassa 36mm no período com cultivo ou 12mm no período sem cultivo, que fica caracterizado, no Balhidro, por um coeficiente de cultivo (K_c) menor que 0,3. Nestas condições o CN baixa seu valor (tabela 3, anexo 1), diminuindo portanto a capacidade de geração de escoamento superficial.

- condição II = situação média em que a umidade do solo deve ser aproximadamente a umidade na capacidade de campo. Esta condição

foi utilizada pelo SCS para tabelar o CN (tabela 2, anexo 1), e corresponde a um ingresso de água no sistema de 12 a 28mm no período sem cultivo ($K_c \leq 0,3$) e de 36 a 53 mm no período com cultivo ($K_c > 0,3$). Esta altura de água corresponde ao somatório dos cinco dias anteriores ao dia considerado.

- condição III = situação com solo próximo ou na saturação. Esta condição fica configurada quando, nos cinco dias anteriores, a chuva ultrapassar 28mm no período sem cultivo e a chuva mais a irrigação ultrapassarem 53mm no período com cultivo. Na condição III o CN aumenta, aumentando portanto a capacidade de geração de escoamento superficial.

No início de cada dia o Balhidro computa o valor do CN como sendo igual ao valor fornecido como dado de entrada (CN na condição II), e analisa as condições antecedentes de umidade através do somatório do aporte de água dos cinco dias anteriores e da leitura do coeficiente da cultura K_c fornecido (dado de entrada). Através desta análise diária o modelo modifica ou não o valor do CN.

Para incluir esta metodologia no Balhidro foi necessário determinar as equações que permitem a passagem do CN na condição II (padrão) para as condições I e III. Isto foi feito através da análise dos dados da tabela 3 do anexo 1.

Para passar da condição II para a condição I :

$$\text{CN II} < 30 \quad \text{CN I} = 0,33 * \text{CNII}^{1,12} \quad (3.14)$$

$$\text{CN II} > 50 \quad \text{CN I} = \exp (0,023 * \text{CNII} + 2,3052) \quad (3.15)$$

$$30 \leq \text{CN II} \leq 50 \quad \text{CN I} = \exp (0,0364 * \text{CNII} + 1,621) \quad (3.16)$$

Para passar da condição II para a condição III :

$$\text{CN II} \geq 40 \quad \text{CN III} = (43,9 * \ln \text{CNII}) - 101,63 \quad (3.17)$$

$$\text{CN II} < 40 \quad \text{CN III} = 4,11 * \text{CNII}^{0,73} \quad (3.18)$$

3 . 2 . 3 . 1 - Dados de entrada

É necessário fornecer ao modelo, como dado de entrada, o número de planos de cultivo que serão analisados e a percentagem de área ocupada por cada plano. Os planos de cultivo são feitos de acordo com o percentual de ocupação da área total estudada, sendo que cada área pode conter apenas uma cultura, perene ou não, ou várias culturas não perenes que se sucedam durante o ano. O Balhidro aceita no máximo dez planos de cultivo, podendo este limite ser ampliado pelo ajuste do programa.

A partir da escolha dos planos de cultivo, o modelo calcula diariamente e de forma sequencial as necessidades hídricas das culturas através da análise da série de dados meteorológicos disponíveis.

Os dados meteorológicos necessários como entrada no modelo são séries anuais de chuva diária e séries decendiais de evapotranspiração potencial, que podem ser séries anuais decendiais ou apenas uma série anual decendial média de longo período, já que de modo geral, a variação espacial e temporal da ET é menor que a da chuva. Os valores decendiais da ETP (valores totais de 10 dias) são transformados pelo modelo em valores diários, através da interpolação linear com os decêndios anterior e posterior, sem contudo mudar o valor total do decêndio analisado.

A escolha da base temporal para a entrada dos dados da ETP recaiu sobre a decencial, ao invés da diária, por esta estar mais de acordo com a disponibilidade real de dados meteorológicos necessários para sua estimativa. O Balhidro aceita a entrada de séries de até 50 anos de dados de chuva diária e evapotranspiração potencial decencial, podendo ser ampliado por ajuste do programa.

Outros dados gerais necessários como entrada são a profundidade efetiva máxima do solo e sua capacidade de armazenamento, chamada no modelo de " RUV ", reserva útil volumétrica do solo. Estes parâmetros devem ser representativos da área total estudada.

Até agora foram expostos os dados gerais de entrada do programa BALHIDRO , que são : número de planos de cultivo, percentagem da área total ocupada por cada plano, número de anos de análise, série anual de chuva diária, série anual decencial de ETP ou a série anual decencial média de longo período, profundidade efetiva do solo da área total e a capacidade de armazenamento de água no solo (RUV). A seguir serão descritos os dados de entrada específicos para cada plano de cultivo.

Os dados de entrada, tanto gerais quanto específicos, não podem ser modificados de um ano para outro, pois o Balhidro é um balanço sequencial que analisa estatisticamente, através da série de dados meteorológicos, as necessidades de irrigação para um ou vários planos de cultivo que possam ocorrer no espaço de doze meses.

Para cada plano de cultivo é necessário especificar a capacidade de armazenamento (RUV) da parcela de área onde o plano se-

rá implantado. Caso a área estudada seja homogênea quanto as propriedades físico-hídricas do solo, o RUV de cada plano de cultivo será igual ao RUV determinado para a área total. Caso contrário deve-se calcular um RUV de acordo com cada tipo de solo. É preciso também fornecer o parâmetro CN, do método do Soil Conservation Service, necessário para o cálculo da infiltração da água no solo.

O Balhidro só analisa anos completos, podendo ser ano civil ou agrícola. Portanto, todos os dados de entrada relacionados com as culturas devem possuir registros diários para doze meses. Isto significa que nos períodos sem cultura, depois da colheita de uma cultura anual ou entre a colheita de uma cultura e o plantio de outra, ocorridas no mesmo ano agrícola, deve-se obter dados de entrada realistas quanto a retirada de água do sistema solo-atmosfera. Isto se faz necessário pois o Balhidro é um programa sequencial que precisa de dados de entrada para um ano completo.

O programa permite analisar o crescimento do sistema radicular da cultura, e por isso deve-se fornecer como dado de entrada, para cada plano de cultivo, a estimativa do crescimento radicular através de dados decendiais. Obviamente a profundidade radicular máxima da cultura não deve superar a profundidade máxima efetiva do solo especificada nos dados gerais de entrada. Quando no período sem cultivo, para o caso de culturas não permanentes, sugere-se uma profundidade radicular de 10 cm para levar em conta a evaporação da água do solo e a transpiração de alguma cobertura vegetal existente.

Além da profundidade radicular é necessário informar qual o

coeficiente de cultura. No Balhidro o K_c é dado em valores decendiais. No período de variação do mesmo, assim como da profundidade radicular, um sub-programa calcula valores diários mais progressivos, sem contudo modificar a média do decêndio. Assim como no caso das raízes, no período sem cultivo deve-se usar um fator que represente o consumo relativo de água no solo, definido aqui como a razão entre a evapotranspiração real (E_{Tr}) e a evapotranspiração potencial ou de referência (E_{TP}). No Balhidro, este fator entrará como se fosse o K_c do período. Portanto, no período anual em que não houver cultura deve-se usar um " K_c " menor, já que a E_{Tr} do período normalmente se restringe à evaporação da água do solo.

Como o Balhidro é um método para estimar os requerimentos de água para irrigação, é necessário informar ao modelo, quando e quanto se deseja irrigar. Isto é feito através dos parâmetros decendiais HMIN e HMAX, que especificam em que decêndio se deseja irrigar, em que limite mínimo de umidade pode chegar a água do solo (HMIN) antes de acorrer a irrigação, e em que limite máximo de umidade deve ficar o solo (HMAX) logo após a irrigação.

Estes parâmetros são fornecidos a cada decêndio e em percentagem da capacidade de armazenamento do solo (RUV). O limite máximo para HMAX é 100% do RUV, e o limite mínimo de umidade para HMIN é 0% do RUV. Quando não se deseja irrigar faz-se $HMAX = HMIN = 0$.

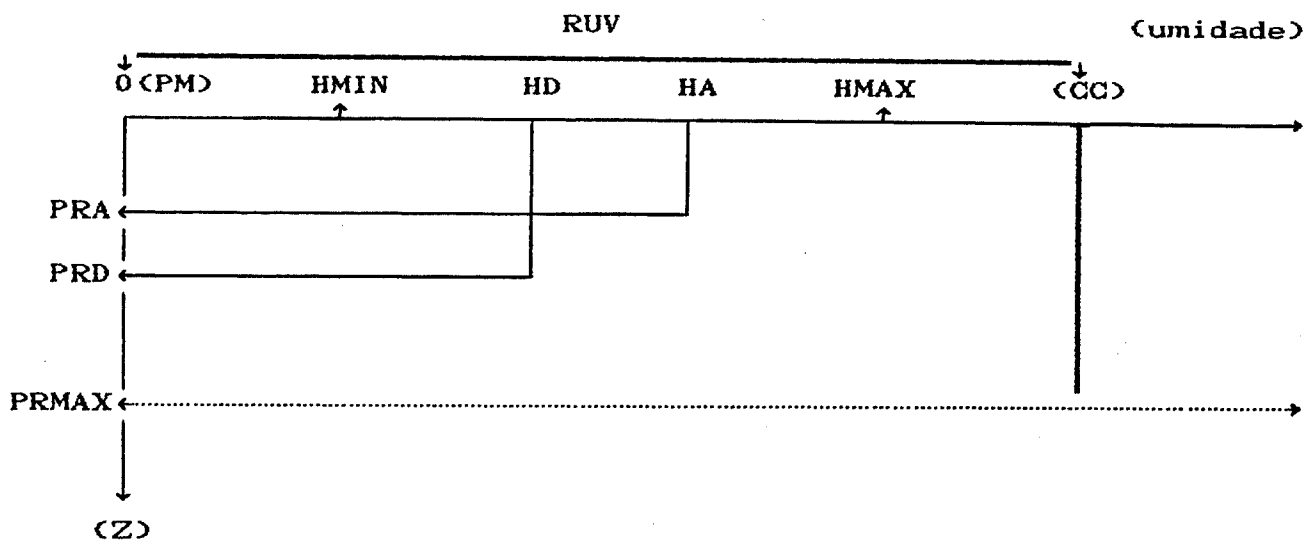


FIGURA 1 - Esquema do balanço diário entre camadas

Na figura 1 é apresentado, esquematicamente, uma cultura com raízes em crescimento e solicitação de irrigação (HMAX e HMIN). Quando a umidade da camada superficial decresce até a mínima pre-estabelecida (HMIN), aplica-se uma lâmina de irrigação até atingir a umidade máxima desejada (HMAX). Deve-se salientar que o programa Balhidro trabalha dentro dos limites do RUV estabelecido.

A seguir serão listados os dados de entrada, gerais e específicos, necessários para o uso do programa Balhidro.

- DADOS GERAIS PARA TODA ÁREA DE ESTUDO :
- número de planos de cultivo
- percentagem da área total ocupada por cada plano (%)
- número de anos de análise
- série anual de chuva diária (mm)
- série anual decendial ou decendial média de ETP (mm)
- profundidade efetiva do solo (cm)
- capacidade de armazenamento - RUV (%)

- DADOS ESPECÍFICOS PARA CADA PLANO DE CULTIVO :
- percentagem da área total ocupada pelo plano de cultivo (%)
- CN (adimensional)
- RUV (%)
- profundidade do sistema radicular (decendial e em cm)
- K_c (decendial e adimensional)
- HMAX e HMIN (decendial e % do RUV)

3 . 2 . 3 . 2 - Dados de saída

Os dados de saída podem ser diários, decendiais e anuais. Estes resultados são fornecidos para cada plano de cultivo. São fornecidos também resultados estatísticos anuais de cada variável. As variáveis analisadas são : precipitação, infiltração, irrigação, percolação, evapotranspiração máxima ($ETP * K_c$) e evapotranspiração real. Nesta estatística aparecem os valores médios e valores para tempos de retorno de 5 e 10 anos. Estes valores são calculados supondo que as séries anuais se ajustem à distribuição normal.

A saída diária (optativa), fornece resultados para as seguintes variáveis : chuva real, infiltração, profundidade das raízes , limites de irrigação (HMAX E HMIN) , evapotranspiração potencial , coeficiente de cultivo (k_c), evapotranspiração máxima ($ETP * K_c$), excesso ou déficit hídrico, lâmina de irrigação, lâmina de percolação, umidade da camada superior do solo, umidade da camada profunda e evapotranspiração real.

A saída decendial (optativa) e anual, fornece o resultado das seguintes variáveis : chuva real, infiltração, lâmina de irrigação

número de irrigações, lâmina máxima de irrigação, lâmina de percolação, evapotranspiração máxima e evapotranspiração real.

3.3 - Dados utilizados na comparação entre balanços

Para verificar a diferença entre os déficits e os excessos hídricos, através dos cinco balanços, foram utilizados dados de quatro estações climatológicas brasileiras, listadas na tabela 3.1

TABELA 3.1 - Estações climatológicas utilizadas nos balanços

Código DNAEE	Nome	Município	UF	Período de observação	n° anos
01944003	Mateus Leme	Mateus Leme	MG	1942 a 1975	34
01452000	Xavantina	Nova Xavantina	MT	1969 a 1986	18
02856005	São Borja	São Borja	RS	1965 a 1986	22
02849012	Araranguá	Araranguá	SC	1948 a 1985	38

A classificação climática de Koeppen, para as regiões estudadas, indica que a região de Mateus Leme (MG) possui um clima subtropical úmido com inverno seco (Cwa), com chuvas concentradas no semestre de verão (outubro a março), e com estiagem para os meses restantes. A região de Xavantina (MT) apresenta um clima tropical úmido com inverno seco (Aw), com chuvas concentradas nos meses de outubro a abril, e com estiagem nos meses restantes. Já as regiões de São Borja (RS) e Araranguá (SC), apresentam um clima subtropical úmido (Cfa), com chuvas bem distribuídas ao longo do ano. Na tabela 3.2, são apresentados os valores médios mensais de precipitação e evapotranspiração potencial, referentes as séries existentes para cada posto analisado.

TABELA 3.2 - Valores médios mensais de precipitação e evapotranspiração das quatro estações utilizadas no estudo comparativo.

LOCAL : MATEUS LEME - MG													
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOTAL
P (mm)	254	185	178	61	25	16	9	7	39	123	204	300	1401
ETP(mm)	163	164	170	142	121	110	113	158	211	167	159	150	1828
P - ETP	+91	+21	+8	-81	-96	-94	-104	-151	-172	-44	+45	+150	-427
LOCAL : XAVANTINA - MT													
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOTAL
P (mm)	263	222	219	101	31	2	5	11	40	144	186	285	1509
ETP(mm)	93	94	103	96	97	86	92	116	118	106	115	109	1225
P - ETP	+170	+128	+116	+5	-66	-84	-87	-105	-78	+38	+71	+176	+284
LOCAL : SÃO BORJA - RS													
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOTAL
P (mm)	149	148	159	149	164	154	139	157	156	158	145	124	1802
ETP(mm)	180	161	139	104	74	52	56	73	104	142	173	196	1454
P - ETP	-31	-13	+20	+45	+90	+102	+83	+84	+52	+16	-28	-72	+348
LOCAL : ARARANGUÁ - SC													
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOTAL
P (mm)	125	144	145	82	70	86	82	117	123	104	97	98	1273
ETP(mm)	130	120	100	60	45	34	40	40	60	90	100	130	949
P - ETP	-5	+24	+45	+22	+25	+52	+42	+77	+63	+14	-3	-32	+324

A evapotranspiração potencial (ETP) foi estimada a partir dos dados existentes em cada posto. No posto Mateus Leme (MG) foi utilizado dados de tanque Classe A. No posto Araranguá (SC) a ETP foi estimada através da fórmula de Thornthwaite, e nos postos São Borja (RS) e Xavantina (MT) pela fórmula de Penman.

Nos balanços mensais (THORNTHWAITE & MATHER e MODIFICADO) foi utilizada a ETP média mensal da série existente para cada posto e no balanço seriado diário (BALHIDRO) foi utilizada ETP média decenal da série existente. Na tabela 3.3 é apresentada a forma de utilização de cada modelo neste estudo comparativo. Para todos os balanços foi considerado um perfil de solo de 100 cm, uma capaci-

dade de armazenamento de 10% e um coeficiente da cultura (K_c) unitário. No processamento do modelo Balhidro sem o cálculo da infiltração, chamado neste trabalho de "Balhidro com chuva total", considerou-se o coeficiente de escoamento CN igual a 1, já que o programa não admite um CN nulo. No processamento que modela a infiltração, chamado neste trabalho de "Balhidro com chuva efetiva", foi adotado aleatoriamente um CN igual a 80, caracterizando uma região com alto potencial de escoamento superficial.

TABELA 3.3 - Características dos modelos utilizados no estudo comparativo entre balanços hídricos.

MODELO	BASE TEMPORAL	FORMA DE CÁLCULO	ENTRADA DA CHUVA	MODELO DE EXTRAÇÃO DE UMIDADE
Thorntwaite e Mather	mensal	valores médios	chuva total	Thorntwaite e Mather
Modificado	mensal	valores médios	chuva total	Veihmeyer e Hendrickson
Modificado	mensal	sequencial	chuva total	Veihmeyer e Hendrickson
Balhidro	diária	sequencial	chuva total	Veihmeyer e Hendrickson
Balhidro	diária	sequencial	chuva efetiva	Veihmeyer e Hendrickson

4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO DO ESTUDO COMPARATIVO ENTRE BALANÇOS HÍDRICOS

4.1 - Comparação entre balanços hídricos

O estudo comparativo entre balanços hídricos procurou analisar as diferenças encontradas entre as estimativas das variáveis derivadas : déficit e excesso hídrico. As comparações foram feitas entre três modelos com cinco abordagens, que se diferenciam por :

- extração de umidade, representados pelos modelos Thornthwaite & Mather (teoria de Thornthwaite & Mather) e Modificado (teoria de Veihmeyer), que são modelos mensais não seriados com chuva total;
- forma de cálculo, representados pelos modelos Modificado não seriado e Modificado seriado, que são modelos mensais com chuva total e modelam a extração de umidade através da teoria de Veihmeyer;
- base de cálculo, representados pelos modelos Modificado mensal e Balhidro diário, que são modelos seriados com chuva total e modelam a extração de umidade através da teoria de Veihmeyer;
- entrada de chuva, representados pelos modelos Balhidro com chuva total e Balhidro com chuva efetiva, que são modelos diários seriados e modelam a extração de umidade através da teoria de Veihmeyer.

4.2 - Estimativa dos déficits e excessos hídricos

A seguir serão mostradas as estimativas dos déficits e excessos hídricos feitas através dos cinco balanços e também as diferenças encontradas entre os mesmos. A apresentação será feita, separadamente, para cada um dos postos analisados.

4.2.1 - Posto Mateus Leme (MG)

TABELA 4.1 - Estimativas do déficit hídrico médio, para o posto Mateus Leme (MG), feitas através dos cinco balanços.

LOCAL : MATEUS LEME (MG)													
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	ANUAL
P (mm)	254	185	178	61	25	16	9	7	39	123	204	300	1401
ETP(mm)	163	164	170	142	121	110	113	158	211	167	159	150	1828
P - ETP	+91	+21	+8	-81	-96	-94	-104	-151	-172	-44	+45	+150	-427
BALANÇO	Estimativa dos déficits hídricos médios (mm)												ANUAL
I	0	0	0	25	68	84	98	151	172	44	0	0	642
II	0	0	0	0	77	94	104	151	172	44	0	0	642
III	2	7	12	45	88	93	104	151	172	55	11	1	741
IV	8	14	26	57	92	94	102	152	176	75	19	5	820
V	8	15	31	62	93	94	103	152	178	76	20	5	837
BALANÇO	Diferenças encontradas entre os balanços (mm)												ANUAL
I - II	0	0	0	+25	-9	-10	-6	0	0	0	0	0	0
II-III	-2	-7	-12	-45	-11	+1	0	0	0	-11	-11	-1	-99
III-IV	-6	-7	-14	-12	-4	-1	+2	-1	-4	-20	-8	-4	-79
IV - V	0	-1	-5	-5	-1	0	-1	0	-2	-1	-1	0	-17

I - Modelo mensal THORNTHWAITTE & MATHER não sequencial (chuva total)

II - Modelo mensal MODIFICADO não sequencial (chuva total)

III- Modelo mensal MODIFICADO sequencial (chuva total)

IV - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva total, CN=0)

V - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva efetiva, CN=80)

I - II = diferença na extração da umidade (Thornthwaite-Veihmeyer)

II-III = diferença na forma de cálculo (não sequencial e sequencial)

III-IV = diferença na base temporal (mensal e diário)

IV - V = diferença na entrada da chuva (chuva total e chuva efetiva)

Analisando a parte superior da tabela 4.1 podemos notar que, no posto Mateus Leme, a estação seca ($P < ET$) tem uma duração de 7 meses começando em abril e se estendendo até outubro, sendo que nos meses de agosto e setembro o déficit hídrico é bem acentuado. O percentual da chuva anual que ocorre durante toda a estação seca é de 20% (280mm) e da evapotranspiração é de 56% (1022mm). O somatório dos déficits anuais é de 742mm (abril até outubro), sendo que o balanço médio anual apresenta um déficit de 427mm.

Através dos resultados obtidos pelos cinco balanços podemos observar que as menores estimativas médias anuais foram feitas pelos modelos não sequenciais (642mm) e a maior pelo modelo sequencial diário com chuva efetiva (837mm). Os modelos não seriados acusam déficit somente na estação seca, enquanto os seriados acusam durante todo o ano. Nos meses de maior déficit não ocorrem diferenças entre os cinco balanços. Tomando por base os resultados mensais do modelo diário com chuva total podemos notar que 8,8% dos déficits ocorrem durante a estação úmida, correspondente a uma lâmina de 72mm.

Analisando as diferenças entre as estimativas dos déficits hídricos médios, podemos notar que:

- entre os modelos I e II, que se diferenciam apenas pela modelagem da extração de umidade do solo, existem diferenças mensais na estimativa dos déficits hídricos. Ocorre que estas diferenças se compensam ao longo do ano e, portanto, os dois modelos acabam apresentando o mesmo déficit médio anual. A maior diferença mensal acontece no início da estação seca (abril), onde o modelo que utiliza a teoria de Thornthwaite & Mather acusa um déficit de 25mm

contra um déficit nulo estimado pelo modelo que utiliza a teoria de Veihmeyer;

- entre os modelos II e III, que se diferenciam apenas pela forma de cálculo, o modelo não seriado subestima os déficits em alguns meses, sendo a subestimativa média anual de 13,4%, correspondente a uma lâmina de 99mm. A maior diferença ocorre no início da estação seca (abril), onde o modelo seriado acusa um déficit de 45mm contra uma estimativa nula do modelo não seriado. As subestimativas médias mensais mais significativas (>10mm) do modelo não seriado ocorrem no início e no fim de cada estação. Não ocorrem diferenças nos meses de maior déficit e maior excesso;

- entre os modelos III e IV, que se diferenciam apenas pela base temporal, o modelo mensal subestima os déficits em praticamente todos os meses, sendo a subestimativa média anual de 9,6%, correspondente a uma lâmina de 79mm. As subestimativas médias mensais mais significativas (>10mm) do modelo mensal ocorrem no início e no fim de cada estação. Praticamente não ocorrem diferenças nos meses de maior déficit e maior excesso;

- entre os modelos IV e V, que se diferenciam apenas pela entrada da chuva, o modelo com chuva total apresenta uma pequena subestimativa, com uma média anual de 2%, correspondente a uma lâmina de 17mm. Não ocorrem diferenças mensais significativas (>10mm).

A tabela 4.2 apresenta, para o posto Mateus Leme (MG), as lâminas médias de percolação estimadas através dos cinco balanços, assim como as diferenças encontradas entre os mesmos. Deve-se salientar que o único modelo que estima o excesso hídrico (escoamento superficial mais percolação) é o modelo Balhidro com chuva efetiva. Esta análise será feita no item 4.3 deste capítulo.

TABELA 4.2 - Estimativas da percolação média, para o posto Mateus Leme (MG), feitas através dos cinco balanços.

POSTO : MATEUS LEME (MG)													
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	ANUAL
P (mm)	254	185	178	61	25	16	9	7	39	123	204	300	1401
ETP(mm)	163	164	170	142	121	110	113	158	211	167	159	150	1828
P - ETP	+91	+21	+8	-81	-96	-94	-104	-151	-172	-44	+45	+150	-427
BALANÇO	Estimativa da percolação média (mm)												ANUAL
I	91	21	8	0	0	0	0	0	0	0	0	95	215
II	91	21	8	0	0	0	0	0	0	0	0	95	215
III	96	44	33	6	0	0	0	0	0	0	16	118	313
IV	111	55	39	9	0	0	0	0	0	5	34	139	392
V	58	26	14	3	0	0	0	0	0	1	9	67	178
BALANÇO	Diferenças encontradas entre os balanços (mm)												ANUAL
I - II	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
II-III	-5	-23	-25	-6	0	0	0	0	0	0	-16	-23	-98
III-IV	-15	-11	-6	-3	0	0	0	0	0	-5	-18	-21	-79
IV - V	+53	+29	+25	+6	0	0	0	0	0	+4	+25	+72	+214

I - Modelo mensal THORNTHWAITE & MATHER não sequencial (chuva total)
 II - Modelo mensal MODIFICADO não sequencial (chuva total)
 III - Modelo mensal MODIFICADO sequencial (chuva total)
 IV - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva total, CN=0)
 V - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva efetiva, CN=80)

I - II = diferença na extração da umidade (Thornthwaite-Veihmeyer)
 II-III = diferença na forma de cálculo (não sequencial e sequencial)
 III-IV = diferença na base temporal (mensal e diário)
 IV - V = diferença na entrada da chuva (chuva total e chuva efetiva)

Analisando a parte superior da tabela 4.2 podemos notar que, no posto Mateus Leme, a estação úmida ($P > ET$) começa em novembro e se estende até março (5 meses), sendo que no mês de dezembro este excesso é bem acentuado. O percentual da chuva anual que ocorre durante toda a estação úmida é de 80% (1121mm) e da evapotranspiração anual é de 44% (806mm).

Através dos resultados obtidos podemos observar que a menor estimativa média anual foi feita pelo modelo sequencial diário com

chuva efetiva (178mm) e a maior pelo modelo sequencial diário com chuva total (392mm). Nos meses da estação seca a estimativa da percolação foi nula ou insignificante (<10mm) em todos os balanços. Tomando por base os resultados mensais do modelo diário com chuva total podemos notar que apenas 3,6% dos excessos ocorrem durante a estação seca, correspondente a uma lâmina de 14mm.

Analisando as diferenças entre as estimativas da percolação média podemos notar que:

- entre os modelos I e II, que se diferenciam apenas pela modelagem da extração de umidade do solo, não ocorrem diferenças mensais nem anuais na estimativa da percolação;
- entre os modelos II e III, que se diferenciam apenas pela forma de cálculo, o modelo não seriado subestima a percolação média anual em 31,3% correspondente a uma lâmina de 98mm. Ocorrem diferenças em praticamente toda a estação úmida (exceto janeiro), sendo que a maior diferença (25mm) acontece no final da estação úmida (março), onde o modelo seriado acusa uma lâmina de 33mm e o não seriado de 8mm;
- entre os modelos III e IV, que se diferenciam apenas pela base temporal, o modelo mensal acusa uma subestimativa significativa (>10mm) em toda a estação úmida (exceto março), sendo a média anual de 20%, correspondente a uma lâmina de 79mm. A maior diferença (21mm) ocorre no mês de maior excesso (dezembro);
- entre os modelos IV e V, que se diferenciam apenas pela entrada da chuva, o modelo com chuva total superestima a percolação em todos os meses da estação úmida, com uma superestimativa média anual de 120%, correspondente a uma lâmina de 214mm. A maior diferença (72mm) ocorre no mês de maior excesso (dezembro).

Analisando os resultados das estimativas médias dos déficits e da percolação para o posto Mateus Leme concluímos que:

- Na comparação entre balanços que utilizam a teoria de Thornthwaite & Mather e a teoria de Viehmeyer para a extração da umidade do solo, ocorrem diferenças mensais mas não anuais nos déficits. O modelo de Viehmeyer subestima no início da estação seca. Com relação à percolação não ocorrem diferenças entre os modelos.

- Na comparação entre balanços sequenciais e não sequenciais, a subestimativa média anual do balanço não sequencial é de 99mm tanto para os déficits quanto para a percolação. Esta lâmina corresponde a uma subestimativa percentual de 13,4% nos déficits e de 31,3% na percolação.

- Na comparação entre balanços diários e mensais, a subestimativa média anual do balanço mensal é de 79mm para os déficits e para a percolação. Esta lâmina corresponde a uma subestimativa percentual de 9,6% para os déficits e de 20% para a percolação.

- Na comparação entre balanços com chuva total e com chuva efetiva a subestimativa média anual do balanço com chuva total é de 17mm, para os déficits hídricos, correspondente a um percentual de 2%. Com relação a percolação, o balanço com chuva total superestima a percolação em 120%, correspondente à lâmina de 214mm.

- Nos quatro estudos comparativos, a época do ano que apresenta as maiores diferenças com relação ao déficit hídrico é o início e o fim de cada estação; com relação a percolação é praticamente toda a estação úmida, em especial o mês de maior excesso. Tomando por base os resultados mensais do modelo diário com chuva total podemos notar que 8,8% (72mm) dos déficits ocorrem durante a estação úmida, e 3,6% (14mm) dos excessos ocorrem na estação seca.

4 . 2 . 2 - Posto Xavantina (MT)

TABELA 4.3 - Estimativas do déficit hídrico médio, para o posto Xavantina (MT), feitas através dos cinco balanços.

LOCAL : XAVANTINA - MT													
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOTAL
P (mm)	263	222	219	101	31	2	5	11	40	144	186	285	1509
ETP(mm)	93	94	103	96	97	86	92	116	118	106	115	109	1225
P - ETP	+170	+128	+116	+5	-66	-84	-87	-105	-78	+38	+71	+176	+284
BALANÇO	Estimativa dos déficits hídricos (mm)												TOTAL
I	0	0	0	0	17	55	74	99	75	0	0	0	320
II	0	0	0	0	0	50	87	105	78	0	0	0	320
III	0	0	0	0	18	65	86	105	79	12	4	0	369
IV	0	0	0	4	32	72	86	107	92	21	1	0	415
V	0	0	0	4	32	74	86	107	93	21	2	0	419
BALANÇO	Diferenças encontradas entre os balanços (mm)												TOTAL
I - II	0	0	0	0	+17	+5	-13	-6	-3	0	0	0	0
II-III	0	0	0	0	-18	-15	+1	0	-1	-12	-4	0	-49
III-IV	0	0	0	-4	-14	-7	0	-2	-13	-9	+3	0	-46
IV - V	0	0	0	0	0	-2	0	0	-1	0	-1	0	-4

I - Modelo mensal THORNTHWAITTE & MATHER não sequencial (chuva total)

II - Modelo mensal MODIFICADO não sequencial (chuva total)

III - Modelo mensal MODIFICADO sequencial (chuva total)

IV - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva total, CN=0)

V - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva efetiva, CN=80)

I - II = diferença na extração da umidade (Thornthwaite-Veihmeyer)

II-III = diferença na forma de cálculo (não sequencial e sequencial)

III-IV = diferença na base temporal (mensal e diário)

IV - V = diferença na entrada da chuva (chuva total e chuva efetiva)

Analisando a parte superior da tabela 4.3 podemos notar que, no posto Xavantina, a estação seca ($P < ET$) começa em maio e se estende até setembro (5 meses), sendo que nos meses de junho, julho e agosto este déficit é mais acentuado. O somatório dos déficits anuais é de 420mm, bem inferior à Mateus Leme. O percentual da chuva anual que ocorre durante toda a estação seca é de apenas

6% (90mm) e da evapotranspiração é de 42% (509mm), caracterizando uma região com estações, seca e úmida, bem definidas.

Através dos resultados obtidos pelos cinco balanços podemos observar que as menores estimativas médias anuais foram feitas pelos modelos não sequenciais (320mm) e a maior pelo modelo sequencial diário com chuva efetiva (419mm). Os modelos não sequenciais acusam déficit somente na estação seca, e os sequenciais acusam também no início da estação úmida. No mês de maior déficit não ocorrem diferenças entre os cinco balanços. Tomando por base os resultados mensais do modelo diário com chuva total podemos notar que 5% dos déficits ocorrem durante a estação úmida, correspondente a uma lâmina de 21mm.

Analisando as diferenças entre as estimativas dos déficits hídricos médios obtidos neste estudo comparativo, podemos notar que:

- entre os modelos I e II, que se diferenciam apenas pela modelagem da extração de umidade do solo, existem diferenças mensais na estimativa dos déficits hídricos, mas assim como ocorre no posto Mateus Leme, estas diferenças se compensam ao longo do ano, registrando ao final o mesmo déficit hídrico médio anual. A maior diferença mensal acontece no início da estação seca (maio), onde o modelo que utiliza a teoria de Thornthwaite & Mather acusa um déficit de 17mm contra um déficit nulo estimado pelo modelo que utiliza a teoria de Veihmeyer;
- entre os modelos II e III, que se diferenciam apenas pela forma de cálculo, o modelo não seriado subestima os déficits em alguns poucos meses, sendo a subestimativa média anual de 13,3% (igual à

Mateus Leme), correspondente à lâmina de 49mm. A maior diferença ocorre no início da estação seca (maio), onde o modelo seriado acusa um déficit de 18mm contra uma estimativa nula do modelo não seriado. As subestimativas médias mensais mais significativas do modelo não seriado ocorrem no início da estação seca (maio e junho) e no início da úmida. Não ocorrem diferenças nos meses de maior déficit e maior excesso;

- entre os modelos III e IV, que se diferenciam apenas pela base temporal, o modelo mensal acusa uma subestimativa média anual de 11%, correspondente a uma lâmina de 46mm. As diferenças mais significativas (>10mm) ocorrem no início e fim da estação seca;

- entre os modelos IV e V, que se diferenciam apenas pela entrada da chuva, o modelo com chuva total apresenta uma subestimativa praticamente nula, com uma média anual de 1%, correspondente a uma lâmina insignificante de 4mm.

A tabela 4.4 apresenta, para o posto Xavantina (MT), as lâminas de percolação médias estimadas pelos cinco balanços, assim como as diferenças encontradas entre os mesmos.

Analisando a parte superior da tabela 4.4 podemos notar que, no posto Xavantina, a estação úmida ($P > ET$) começa em outubro e se estende até abril (7 meses), sendo que no mês de dezembro e janeiro este excesso é bem acentuado. O percentual da chuva anual que ocorre durante toda a estação úmida é de 94% (1420mm) e da evapotranspiração anual é de 58% (716mm). O somatório dos excessos anuais é de 704mm (novembro até março), bem superior aos déficits (420mm).

TABELA 4.4 - Estimativas da percolação média, para o posto Xavantina (MT), feitas através dos cinco balanços.

LOCAL : XAVANTINA - MT													
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOTAL
P (mm)	263	222	219	101	31	2	5	11	40	144	186	285	1509
ETP(mm)	93	94	103	96	97	86	92	116	118	106	115	109	1225
P - ETP	+170	+128	+116	+5	-66	-84	-87	-105	-78	+38	+71	+176	+284
BALANÇO	Estimativa da percolação (mm)												TOTAL
I	170	128	116	5	0	0	0	0	0	0	9	176	604
II	170	128	116	5	0	0	0	0	0	0	9	176	604
III	165	128	115	36	1	0	0	0	0	12	43	154	654
IV	171	131	118	46	1	0	0	0	1	20	54	158	700
V	124	89	77	35	0	0	0	0	0	6	33	102	466
BALANÇO	Diferenças encontradas entre os balanços (mm)												TOTAL
I - II	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
II-III	+5	0	+1	-31	-1	0	0	0	0	-12	-34	+22	-50
III-IV	-6	-3	-3	-10	0	0	0	0	-1	-8	-11	-4	-46
IV - V	+47	+42	+41	+11	+1	0	0	0	+1	+14	+21	+56	+234

- I - Modelo mensal THORNTHWAITTE & MATHER não sequencial (chuva total)
 II - Modelo mensal MODIFICADO não sequencial (chuva total)
 III- Modelo mensal MODIFICADO sequencial (chuva total)
 IV - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva total, CN=0)
 V - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva efetiva, CN=80)

- I - II = diferença na extração da umidade (Thornthwaite-Veihmeyer)
 II-III = diferença na forma de cálculo (não sequencial e sequencial)
 III-IV = diferença na base temporal (mensal e diário)
 IV - V = diferença na entrada da chuva (chuva total e chuva efetiva)

Através dos resultados obtidos observamos que a menor estimativa média anual foi feita pelo modelo sequencial diário com chuva efetiva (466mm) e a maior pelo modelo sequencial diário com chuva total (700mm). Nos meses da estação seca a estimativa da percolação foi nula em todos os balanços.

Analisando as diferenças, entre as estimativas da percolação média, obtidas neste estudo comparativo observamos que:

- entre os modelos I e II, que se diferenciam apenas pela modelagem da extração de umidade do solo, não ocorrem diferenças mensais nem anuais na estimativa da percolação;
- entre os modelos II e III, que se diferenciam apenas pela forma de cálculo, o modelo não seriado subestima a percolação, sendo a subestimativa média anual de 7,6%, correspondente a uma lâmina de 50mm. A maior subestimativa (34mm) ocorre no segundo mês da estação úmida (novembro), onde o modelo seriado acusa uma lâmina de 43mm e o não seriado de 9mm. Nos meses de maior excesso (dezembro e janeiro) ocorre uma superestimativa do modelo não seriado;
- entre os modelos III e IV, que se diferenciam apenas pela base temporal, o modelo mensal subestima a percolação em toda a estação úmida, sendo a subestimativa média anual de 6,6%, correspondente a uma lâmina de 46mm. Diferenças significativas (>10mm) só ocorrem no início e no fim da estação úmida;
- entre os modelos IV e V, que se diferenciam apenas pela entrada da chuva, o modelo com chuva total superestima a percolação em todos os meses da estação úmida, com uma média anual de 50%, correspondente a uma lâmina de 234mm. A maior diferença (56mm) ocorre no mês de maior excesso (dezembro). A superestimativa do balanço com chuva total é significativa (>10mm) em toda a estação úmida.

Analisando os resultados das estimativas médias dos déficits e da percolação para o posto Mateus Leme podemos concluir que:

- Na comparação entre balanços que utilizam a teoria de Thornthwaite & Mather e a teoria de Viehmeyer para a extração da umidade do solo, ocorrem diferenças mensais mas não anuais nos déficits. O modelo de Viehmeyer subestima no início da estação seca. Com relação à percolação não ocorrem diferenças entre os modelos.

- Na comparação entre balanços sequenciais e não sequenciais, a subestimativa média anual do balanço não sequencial é de 49mm tanto para os déficits quanto para os excessos. Esta lâmina corresponde a uma subestimativa percentual de 13,3% nos déficits e de 7,6% na percolação.
- Na comparação entre balanços diários e mensais, a subestimativa média anual do balanço mensal é de 46mm tanto para os déficits quanto para os excessos. Esta lâmina corresponde a uma subestimativa percentual de 11% para os déficits e de 6,6% para a percolação.
- Na comparação entre balanços com chuva total e com chuva efetiva praticamente não ocorrem diferenças com relação aos déficits hídricos. Com relação aos excessos hídricos, o balanço com chuva total superestima a percolação em 50%, correspondente à lâmina de 234mm.
- Nos quatro estudos comparativos, a época do ano que apresenta as maiores diferenças com relação ao déficit hídrico é o início da estação seca. Com relação ao excesso hídrico é praticamente toda a estação úmida. Tomando por base os resultados mensais do modelo diário com chuva total podemos notar que 6% (26mm) dos déficits ocorrem durante a estação úmida, não ocorrendo excessos na estação seca.

4 . 2 . 3 - Posto São Borja (RS)

TABELA 4.5 - Estimativas do déficit hídrico médio para o posto São Borja (RS) feitas através dos cinco balanços.

LOCAL : SÃO BORJA - RS													
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOTAL
P (mm)	149	148	159	149	164	154	139	157	156	158	145	124	1802
ETP(mm)	180	161	139	104	74	52	56	73	104	142	173	196	1454
P - ETP	-31	-13	+20	+45	+90	+102	+83	+84	+52	+16	-28	-72	+348
BALANÇO	Estimativa dos déficits hídricos (mm)												TOTAL
I	21	10	0	0	0	0	0	0	0	0	3	33	67
II	31	13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	44
III	48	31	16	11	2	0	0	0	3	6	25	51	193
IV	63	39	30	17	6	0	0	1	4	19	34	66	279
V	69	43	33	19	6	0	0	1	4	19	39	70	303
BALANÇO	Diferenças encontradas entre os balanços (mm)												TOTAL
I - II	-10	-3	0	0	0	0	0	0	0	0	+3	+33	+23
II-III	-17	-18	-16	-11	-2	0	0	0	-3	-6	-25	-51	-149
III-IV	-15	-8	-14	-6	-4	0	0	-1	-1	-13	-9	-15	-86
IV - V	-6	-4	-3	-2	0	0	0	0	0	0	-5	-4	-24

I - Modelo mensal THORNTHWAITE & MATHER não sequencial (chuva total)

II - Modelo mensal MODIFICADO não sequencial (chuva total)

III - Modelo mensal MODIFICADO sequencial (chuva total)

IV - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva total, CN=0)

V - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva efetiva, CN=80)

I - II = diferença na extração da umidade (Thornthwaite-Veihmeyer)

II-III = diferença na forma de cálculo (não sequencial e sequencial)

III-IV = diferença na base temporal (mensal e diário)

IV - V = diferença na entrada da chuva (chuva total e chuva efetiva)

Analisando a parte superior da tabela 4.5 podemos notar que, no posto São Borja, o déficit de chuva começa em novembro e se estende até fevereiro, sendo que apenas no mês de dezembro este déficit é mais acentuado. O somatório dos déficits anuais é de 144mm bem inferior aos dos postos Mateus Leme e Xavantina. Do total anual precipitado 31% ocorre durante os quatro meses da estação seca

(566mm), e 49% do total anual da evapotranspiração (710mm), caracterizando uma região com chuvas bem distribuídas ao longo do ano e sem uma estação seca bem definida. O balanço anual acusa um excesso de 492mm, superior à Mateus Leme, mas inferior à Xavantina. O posto São Borja apresenta a maior precipitação anual e a segunda maior evapotranspiração anual, só inferior ao posto Mateus Leme.

Através dos resultados obtidos pelos cinco balanços podemos observar que as menores estimativas médias anuais foram feitas pelo modelo não sequencial que utiliza a teoria de Viehmeyer (44mm), e a maior pelo modelo sequencial diário com chuva efetiva (303mm). Os modelos não sequenciais indicaram déficits apenas nos meses da estação seca ($P < ET$), sendo que o modelo que utiliza a teoria de Viehmeyer não indicou déficit nos meses mais secos. Os modelos sequenciais só não acusaram déficit nos meses de maior excesso. Tomando por base os resultados mensais do modelo diário com chuva total podemos notar que 28% dos déficits ocorrem durante a estação úmida, correspondente a uma lâmina de 77mm.

Analisando as diferenças entre as estimativas dos déficits médios obtidos através deste estudo comparativo notamos que:

- entre os modelos I e II, que se diferenciam apenas pela modelagem da extração de umidade do solo, ocorrem diferenças apenas nos meses em que a evapotranspiração é maior que a precipitação, caracterizando a estação seca da região. A maior diferença mensal acontece no mês de maior evapotranspiração (dezembro), onde o modelo que utiliza a teoria de Thornthwaite & Mather acusa um déficit de 33mm contra um déficit nulo estimado pelo modelo que utiliza a teoria de Viehmeyer. Ao contrário do que ocorre nos postos Mateus Le-

me e Xavantina, no posto São Borja, as diferenças não se anulam ao longo do ano, ocorrendo uma subestimativa do modelo que utiliza a teoria de Veihmeyer de 34,3% (média anual), correspondente a uma lâmina de 23mm;

- entre os modelos II e III, que se diferenciam apenas pela forma de cálculo, o modelo não seriado subestima os déficits, sendo a subestimativa média anual de 77,2%, correspondente à lâmina de 149mm. A maior diferença ocorre no mês de maior déficit, onde o modelo seriado acusa um déficit de 51mm contra uma estimativa nula do modelo não seriado. As subestimativas do balanço não seriado são significativas (>10mm) em toda a estação seca, incluindo os dois primeiros meses da estação úmida;

- entre os modelos III e IV, que se diferenciam apenas pela base temporal, o modelo mensal subestima os déficits, sendo a subestimativa média anual de 30,8%, correspondente a uma lâmina de 86mm. As maiores diferenças (>10mm) ocorrem nos meses de maior déficit, e no início e fim da estação úmida;

- entre os modelos IV e V, que se diferenciam apenas pela entrada da chuva, o modelo com chuva total apresenta uma pequena subestimativa, com uma média anual de 7,9%, correspondente a uma lâmina de 24mm. As diferenças ocorrem durante os meses da estação seca.

Na tabela 4.6 serão analisadas, para o posto São Borja (RS), as lâminas de percolação estimadas pelos cinco balanços, bem como as diferenças encontradas entre os mesmos.

TABELA 4.6 - Estimativas da percolação média para o posto São Borja (RS) feitas através dos cinco balanços.

LOCAL : SÃO BORJA - RS													
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOTAL
P (mm)	149	148	159	149	164	154	139	157	156	158	145	124	1802
ETP(mm)	180	161	139	104	74	52	56	73	104	142	173	196	1454
P - ETP	-31	-13	+20	+45	+90	+102	+83	+84	+52	+16	-28	-72	+348
BALANÇO	Estimativa da percolação (mm)												TOTAL
I	0	0	0	0	78	102	83	84	52	16	0	0	415
II	0	0	0	0	55	102	83	84	52	16	0	0	392
III	11	10	27	48	72	87	80	83	64	38	17	7	544
IV	24	19	45	47	75	89	91	92	71	37	31	9	630
V	4	2	6	25	38	58	70	69	41	13	12	3	340
BALANÇO	Diferenças encontradas entre os balanços (mm)												TOTAL
I - II	0	0	0	0	+23	0	0	0	0	0	0	0	+23
II-III	-11	-10	-27	-48	-17	+15	+3	+1	-12	-22	-17	-7	-152
III-IV	-13	-9	-18	+1	-3	-2	-11	-9	-7	+1	-14	-2	-86
IV - V	+20	+17	+39	+22	+38	+31	+21	+23	+30	+24	+19	+6	+290

- I - Modelo mensal THORNTHWAITE & MATHER não sequencial (chuva total)
- II - Modelo mensal MODIFICADO não sequencial (chuva total)
- III- Modelo mensal MODIFICADO sequencial (chuva total)
- IV - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva total, CN=0)
- V - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva efetiva, CN=80)

- I - II = diferença na extração da umidade (Thornthwaite-Veihmeyer)
- II-III = diferença na forma de cálculo (não sequencial e sequencial)
- III-IV = diferença na base temporal (mensal e diário)
- IV - V = diferença na entrada da chuva (chuva total e chuva efetiva)

Analisando a parte superior da tabela 4.6 observamos que, no posto São Borja, a estação úmida ($P > ET$) começa em março e se estende até outubro (8 meses), sendo que no meses de maio, junho, julho e agosto o excesso se acentua. O somatório dos excessos anuais é de 492mm, bem superior aos déficits (144mm). O percentual da chuva anual que ocorre durante toda a estação úmida é de 69% (1236mm) e da evapotranspiração anual é de 51% (744mm).

Através dos resultados obtidos pelos cinco balanços observamos que a menor estimativa média anual foi feita pelo modelo sequencial diário com chuva efetiva (340mm) e a maior pelo modelo sequencial diário com chuva total (630mm). Os modelos não sequenciais indicaram percolação somente na estação úmida (à partir do terceiro mês), enquanto os sequenciais indicaram a existência de percolação durante todo o ano. Tomando por base os resultados mensais do modelo diário com chuva total podemos notar que 13% dos excessos ocorrem durante a estação seca correspondente a uma lâmina de 83mm.

Analisando as diferenças entre as estimativas da percolação média notamos que:

- entre os modelos I e II, que se diferenciam apenas pela modelagem da extração de umidade do solo, ocorre uma subestimativa do modelo que utiliza a teoria de Viehmeyer de 5,5%, correspondente a uma lâmina de 23mm. Esta subestimativa ocorre apenas no mês que apresenta a maior precipitação do ano (maio);
- entre os modelos II e III, que se diferenciam apenas pela forma de cálculo, o modelo não seriado subestima significativamente a percolação em quase todos os meses, sendo a subestimativa média anual de 27,9%, correspondente a uma lâmina de 152mm. A maior diferença (48mm) ocorre no segundo mês da estação úmida (abril), onde o modelo seriado acusa uma lâmina de 48mm contra uma estimativa nula do modelo não seriado. Nos meses de maior excesso ocorre uma superestimativa do modelo não seriado;
- entre os modelos III e IV, que se diferenciam apenas pela base temporal, o modelo mensal subestima a percolação, sendo a subestimativa média anual de 13,7%, correspondente a uma lâmina de 86mm.

As subestimativas mais significativas ocorrem no início da estação úmida e durante a estação seca (exceto o mês de maior déficit) ;

- entre os modelos IV e V, que se diferenciam apenas pela entrada da chuva, o modelo com chuva total superestima a percolação em todos os meses do ano, com uma superestimativa média anual de 85,3%, correspondente a uma lâmina de 290mm. As maiores diferenças (39mm) ocorrem no início da estação úmida (março) e no mês de maior precipitação (maio). A superestimativa do modelo com chuva total é significativa durante todo o ano, exceto o mês de maior déficit (dezembro).

Analisando os resultados das estimativas médias dos déficits e da percolação para o posto São Borja podemos concluir que:

- Na comparação entre balanços que utilizam a teoria de Thorhwaite & Mather e a teoria de Viehmeyer, para a extração da umidade do solo, a subestimativa do balanço que utiliza a teoria de Viehmeyer é de 23mm tanto para os déficits quanto para os excessos hídricos. Esta lâmina corresponde a uma subestimativa percentual de 34,3% nos déficits e de 5,5% na percolação. Nos déficits, a teoria de Viehmeyer subestima no mês de maior evapotranspiração, e nos excessos no mês de maior chuva.

- Na comparação entre balanços sequenciais e não sequenciais, a subestimativa média anual do balanço não sequencial é de, aproximadamente, 150mm tanto para os déficits quanto para os excessos. Esta lâmina corresponde a uma subestimativa percentual de 77,2% nos déficits e de 27,9% na percolação.

- Na comparação entre balanços diários e mensais, a subestimativa média anual do balanço mensal é de 86mm para os déficits e excessos. Esta lâmina corresponde a uma subestimativa percentual de

30,8% para os déficits e de 13,7% para a percolação.

- Na comparação entre balanços com chuva total e com chuva efetiva a subestimativa média anual do balanço com chuva total é de 24mm para os déficits hídricos, correspondente a um percentual de 7,9%. Com relação aos excessos hídricos, o balanço com chuva total superestima a percolação em 85,3%, correspondente à lâmina de 290mm.

- Nos quatro estudos comparativos, a época do ano que apresenta as maiores diferenças com relação ao déficit hídrico é o mês de maior déficit. Com relação ao excesso hídrico é o início da estação úmida. Tomando por base os resultados mensais do modelo diário com chuva total podemos notar que 28% (77mm) dos déficits ocorrem durante a estação úmida, e que 13% (83mm) dos excessos durante a estação seca.

4 . 2 . 4 - Posto Araranguá (SC)

Analisando a parte superior da tabela 4.7 notamos que, no posto Araranguá, o déficit de chuva começa em novembro e se estende até janeiro, sendo que apenas no mês de dezembro este déficit é significativo. O somatório dos déficits anuais é de apenas 40mm, bem inferior aos demais postos. Do total anual precipitado 25% (318mm) ocorre durante a estação que apresenta algum déficit, e 38% (360mm) da evapotranspiração, caracterizando uma região praticamente sem estação seca. O balanço anual acusa um excesso de 364mm, superior à Mateus Leme, mas inferior à Xavantina e São Borja. O posto Araranguá apresenta a menor evapotranspiração anual e a menor precipitação anual.

Através dos resultados obtidos observamos que o modelo não

sequencial que utiliza a teoria de Viehmeyer não acusa déficits, enquanto o modelo sequencial diário com chuva efetiva acusa um déficit médio anual de 83mm. Os modelos não seriados acusam um déficit anual nulo, enquanto os seriados indicam deficiências hídricas durante a estação seca e nos dois primeiros meses da úmida. Tomando por base os resultados mensais do modelo diário com chuva total podemos notar que 26% dos déficits ocorrem durante a estação úmida correspondendo a uma lâmina de 21mm.

TABELA 4. - Estimativas do déficit hídrico médio para o posto Araranguá (SC) feitas através dos cinco balanços.

LOCAL : ARARANGUÁ - SC													
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOTAL
P (mm)	125	144	145	82	70	86	82	117	123	104	97	98	1273
ETP(mm)	130	120	100	60	45	34	40	40	60	90	100	130	949
P - ETP	-5	+24	+45	+22	+25	+52	+42	+77	+63	+14	-3	-32	+324
BALANÇO	Estimativa dos déficits hídricos (mm)												TOTAL
I	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	6
II	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
III	17	10	5	1	1	0	1	1	0	0	3	18	57
IV	25	13	8	2	1	0	0	1	1	0	6	25	82
V	25	13	9	2	1	0	0	1	1	0	6	25	83
BALANÇO	Diferenças encontradas entre os balanços (mm)												TOTAL
I - II	+1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+5	+6
II-III	-17	-10	-5	-1	-1	0	-1	-1	0	0	-3	-18	-57
III-IV	-8	-3	-3	-1	0	0	+1	0	-1	0	-3	-7	-25
IV - V	0	0	-1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-1

- I - Modelo mensal THORNTHWAITTE & MATHER não sequencial (chuva total)
- II - Modelo mensal MODIFICADO não sequencial (chuva total)
- III - Modelo mensal MODIFICADO sequencial (chuva total)
- IV - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva total, CN=0)
- V - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva efetiva, CN=80)

- I - II = diferença na extração da umidade (Thornthwaite-Viehmeyer)
- II-III = diferença na forma de cálculo (não sequencial e sequencial)
- III-IV = diferença na base temporal (mensal e diário)
- IV - V = diferença na entrada da chuva (chuva total e chuva efetiva)

Analisando as diferenças entre as estimativas dos déficits médios obtidos através dos cinco balanços podemos notar que:

- entre os modelos I e II, que se diferenciam apenas pela modelagem da extração de umidade do solo, praticamente não ocorrem diferenças. A subestimativa média anual do modelo que utiliza a teoria de Veihmeyer é de 100%, correspondente a uma lâmina insignificante de 6mm. Esta subestimativa ocorre apenas no mês de maior ET;
- entre os modelos II e III, que se diferenciam apenas pela forma de cálculo, o modelo não seriado subestima os déficits, sendo a subestimativa média anual de 100%, correspondente à 57mm. As diferenças (>10mm) ocorrem nos meses de maior déficit e no início da estação úmida;
- entre os modelos III e IV, que se diferenciam apenas pela base temporal, o modelo mensal subestima os déficits, sendo a subestimativa média anual de 30,5% , correspondente a uma lâmina de 25mm. As subestimativas médias mensais não são significativas (<10mm);
- entre os modelos IV e V, que se diferenciam apenas pela entrada da chuva, o modelo com chuva total apresenta uma subestimativa praticamente nula, com uma média anual de 1,2%, correspondente a uma lâmina de 1mm.

A tabela 4.8 apresenta, para o posto Araranguá (SC), as lâminas de percolação médias estimadas através dos cinco balanços, assim como as diferenças encontradas entre os mesmos.

TABELA 4.8 - Estimativas da percolação média para o posto Araranguá (SC) feitas através dos cinco balanços.

LOCAL : ARARANGUÁ - SC													
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOTAL
P (mm)	125	144	145	82	70	86	82	117	123	104	97	98	1273
ETP(mm)	130	120	100	60	45	34	40	40	60	90	100	130	949
P - ETP	-5	+24	+45	+22	+25	+52	+42	+77	+63	+14	-3	-32	+324
BALANÇO	Estimativa da percolação (mm)												TOTAL
I	0	0	35	22	25	52	42	77	63	14	0	0	330
II	0	0	29	22	25	52	42	77	63	14	0	0	324
III	14	20	31	21	22	46	39	76	60	25	18	9	381
IV	13	29	35	23	22	45	40	74	66	29	21	12	409
V	8	15	22	16	18	38	34	57	56	23	15	9	311
BALANÇO	Diferenças encontradas entre os balanços (mm)												TOTAL
I - II	0	0	+6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+6
II-III	-14	-20	-2	+1	+3	+6	+3	+1	+3	-11	-18	-9	-57
III-IV	+1	-9	-4	-2	0	+1	-1	+2	-6	-4	-3	-3	-28
IV - V	+5	+14	+13	+7	+4	+7	+6	+17	+10	+6	+6	+3	+98

- I - Modelo mensal THORNTHWAITE & MATHER não sequencial (chuva total)
 II - Modelo mensal MODIFICADO não sequencial (chuva total)
 III - Modelo mensal MODIFICADO sequencial (chuva total)
 IV - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva total, CN=0)
 V - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva efetiva, CN=80)

- I - II = diferença na extração da umidade (Thornthwaite-Veihmeyer)
 II-III = diferença na forma de cálculo (não sequencial e sequencial)
 III-IV = diferença na base temporal (mensal e diário)
 IV - V = diferença na entrada da chuva (chuva total e chuva efetiva)

Analisando a parte superior da tabela 4.8 podemos notar que, no posto Araranguá, a estação úmida começa em fevereiro e se estende até outubro, sendo que somente no mês de agosto o excesso é mais significativo. O somatório do excesso anual é de 364mm, bem superior ao déficit (40mm). O percentual da chuva anual que ocorre durante toda a estação úmida é de 75% (953mm) e da evapotranspiração é de 62% (589mm).

Através dos resultados obtidos observamos que a menor estimativa média anual foi feita pelo modelo sequencial diário com chuva efetiva (311mm) e a maior pelo modelo sequencial diário com chuva total (409mm). Os modelos não sequenciais indicaram a existência de percolação somente durante a estação úmida (exceto o primeiro mês), enquanto os modelos sequenciais indicaram durante todo o ano. Tomando por base os resultados mensais do modelo diário com chuva total podemos notar que 11% dos excessos ocorrem durante a estação seca correspondente a uma lâmina de 46mm.

Analisando as diferenças entre as estimativas da percolação média notamos que:

- entre os modelos I e II, que se diferenciam apenas pela modelagem da extração de umidade do solo, ocorre uma subestimativa do modelo que utiliza a teoria de Viehmeyer de 1,8%, correspondente a uma lâmina insignificante de 6mm. Esta subestimativa ocorre apenas no mês que apresenta a maior precipitação do ano (março);
- entre os modelos II e III, que se diferenciam apenas pela forma de cálculo, o modelo não seriado subestima a percolação média anual em 15%, correspondente a uma lâmina de 57mm. A maior diferença (20mm) ocorre no início da estação úmida, onde o modelo seriado acusa uma lâmina de 20mm contra uma estimativa nula do modelo não seriado. As subestimativas mais significativas (>10mm) ocorrem no início e fim de cada estação;
- entre os modelos III e IV, que se diferenciam apenas pela base temporal, o modelo mensal subestima a percolação média anual em 6,8%, correspondente a uma lâmina de 28mm. As diferenças mensais não são significativas;
- entre os modelos IV e V, que se diferenciam apenas pela entrada

da chuva, o modelo com chuva total superestima a percolação em todos os meses do ano, com uma superestimativa média anual de 30,6%, correspondente a uma lâmina de 98mm. A maior diferença (17mm) ocorre no mês de maior excesso.

Analisando os resultados das estimativas médias dos déficits e da percolação para o posto Araranguá concluímos que:

- Na comparação entre balanços que utilizam a teoria de Thorthwaite & Mather e a teoria de Viehmeyer, para a extração da umidade do solo, não ocorrem diferenças anuais significativas tanto para os déficits quanto para os excessos hídricos. As subestimativas mensais do modelo Viehmeyer ocorrem no mês de maior evapotranspiração para os déficits, e no mês de maior chuva para os excessos.
- Na comparação entre balanços sequenciais e não sequenciais, a subestimativa média anual do balanço não sequencial é de 57mm tanto para os déficits quanto para os excessos. Esta lâmina corresponde a uma subestimativa percentual de 100% nos déficits e de 15% na percolação.
- Na comparação entre balanços diários e mensais, a subestimativa média anual do balanço mensal é de aproximadamente 26mm tanto para os déficits quanto para os excessos. Esta lâmina corresponde a uma subestimativa percentual de 30,5% para os déficits e de 6,8% para a percolação.
- Na comparação entre balanços com chuva total e com chuva efetiva, a subestimativa média anual do balanço com chuva total é praticamente nula para os déficits hídrico. Com relação aos excessos hídricos, o balanço com chuva total superestima a percolação em 31,5%, correspondente à lâmina de 98mm.
- Nos quatro estudos comparativos, a época do ano que apresenta as

maiores diferenças com relação ao déficit hídrico é o mês de maior déficit. Com relação ao excesso hídrico é o início da estação úmida. Tomando por base os resultados mensais do modelo diário com chuva total podemos notar que 32% (26mm) dos déficits ocorrem durante a estação úmida, e que 11% (46mm) dos excessos durante a estação seca.

4 . 3 - Estimativa do escoamento superficial

O Balhidro com chuva efetiva é o único modelo, dos cinco analisados, que possui uma modelagem para a infiltração e, portanto, o único que consegue estimar o escoamento superficial. Desta maneira pode-se analisar o comportamento dos componentes parciais do excesso hídrico, quais sejam, escoamento superficial e percolação.

A metodologia empregada no modelo Balhidro para modelar a infiltração é a do Soil Conservation Service (1972) ou método da Curva Número (CN), que foi desenvolvida para estimar o escoamento superficial de pequenas bacias rurais, originados por chuvas de longa duração. Neste estudo comparativo foi adotado, no chamado Balhidro com chuva efetiva, um número de escoamento (CN) igual à 80. Isto significa que estamos trabalhando, hipoteticamente, com uma região de alto potencial de escoamento superficial, já que neste método, por definição, uma área completamente impermeável teria um CN igual à 100. As situações possíveis de ocorrência de um CN igual à 80 podem ser encontradas na tabela 2 do anexo 1.

Na tabela 4.9 são apresentados os valores médios anuais da lâmina de percolação, estimadas pelos cinco balanços, e também os

valores médios anuais da lâmina de escoamento superficial e do coeficiente de escoamento estimados através do Balhidro com chuva efetiva (CN=80). O coeficiente de escoamento superficial médio anual é definido como sendo a relação existente entre o escoamento médio anual e a precipitação média anual.

TABELA 4.9 - Estimativa das lâminas médias anuais de percolação, escoamento superficial, coeficientes médios anuais de escoamento superficial e excesso hídrico (escoamento superficial+percolação).

LOCAL : MATEUS LEME - MG					
	MODELO				
	I	II	III	IV	V
Lâmina de percolação (mm)	215	215	313	392	178
Lâmina de escoamento (mm)					232
Coeficiente de escoamento(%)					16,5
Excesso hídrico (mm)					410
LOCAL : XAVANTINA - MT					
	MODELO				
	I	II	III	IV	V
Lâmina de percolação (mm)	604	604	654	700	466
Lâmina de escoamento (mm)					237
Coeficiente de escoamento(%)					15,7
Excesso hídrico (mm)					703
LOCAL : SÃO BORJA - RS					
	MODELO				
	I	II	III	IV	V
Lâmina de percolação (mm)	415	392	544	630	340
Lâmina de escoamento (mm)					312
Coeficiente de escoamento(%)					17,3
Excesso hídrico (mm)					652
LOCAL : ARARANGUÁ - SC					
	MODELO				
	I	II	III	IV	V
Lâmina de percolação (mm)	330	324	381	409	311
Lâmina de escoamento (mm)					99
Coeficiente de escoamento(%)					7,8
Excesso hídrico (mm)					410

- I - Modelo mensal THORNTHWAITE & MATHER não sequencial (chuva total)
- II - Modelo mensal MODIFICADO não sequencial (chuva total)
- III- Modelo mensal MODIFICADO sequencial (chuva total)
- IV - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva total, CN=0)
- V - Modelo diário BALHIDRO sequencial (chuva efetiva, CN=80)

Através da análise da tabela 4.9 podemos notar que no posto Mateus Leme o escoamento superficial é superior a percolação, sendo o total do excesso dividido em 56,6% de escoamento superficial e 43,4% de percolação (fig.2). O coeficiente de escoamento é de 16,5%, significando que, em média, 16,5% da precipitação anual se transforma em escoamento.

No posto Xavantina o escoamento é inferior a percolação, sendo o excesso hídrico dividido em 33,7% de escoamento e 66,3% de percolação (fig.2). O coeficiente de escoamento é de 15,7%, praticamente igual à Mateus Leme. Já o posto São Borja apresenta quase a mesma lâmina para o escoamento (47,9%) e a percolação (52,1%), sendo o coeficiente de escoamento o maior dos quatro postos (17,3%). O posto Araranguá apresenta o menor coeficiente de escoamento (7,8%), sendo que do total do excesso hídrico 76% corresponde a percolação e somente 24% ao escoamento (fig.2).

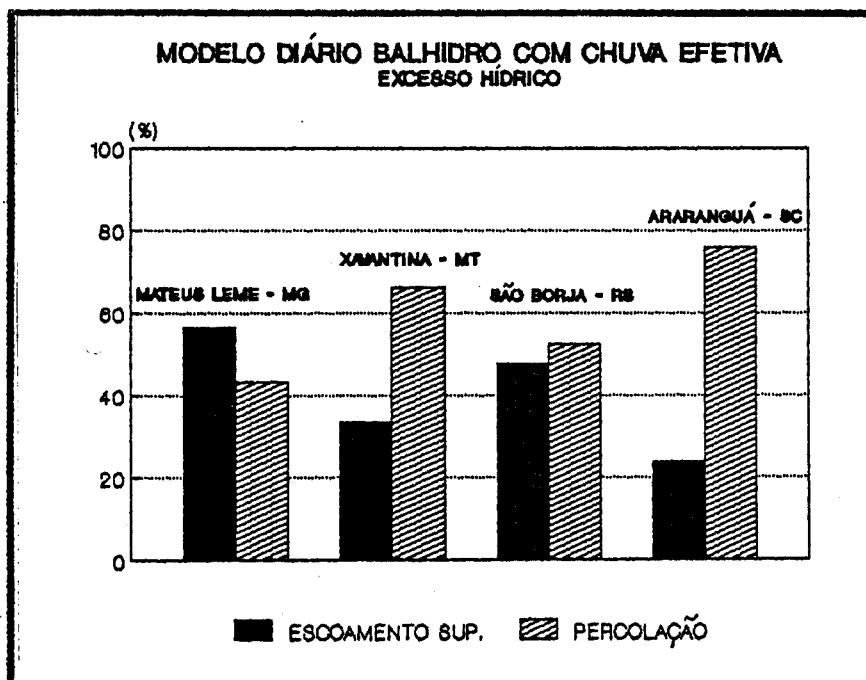


FIGURA 2 - Percentual de escoamento superficial e percolação, em relação ao excesso hídrico, estimado pelo modelo Balhidro com chuva efetiva para os 4 postos analisados.

4 . 4 - Discussão dos resultados

4 . 4 . 1 - Balanços que se diferenciam quanto a modelagem da extração de umidade

Analisando os resultados obtidos no estudo comparativo entre modelos que se diferenciam apenas no algoritmo da extração da umidade do solo, representados pelos modelos Thornthwaite & Mather (teoria de Thornthwaite & Mather) e Modificado (teoria de Veihmeyer & Hendrickson):

a) Com relação as diferenças encontradas nas estimativas dos déficits hídricos médios anuais (fig.3) : não ocorrem diferenças anuais nos postos Mateus Leme e Xavantina. Nos postos São Borja e Araranguá ocorre uma subestimativa do modelo que utiliza a teoria de Veihmeyer & Hendrickson de 34% e 100% respectivamente.

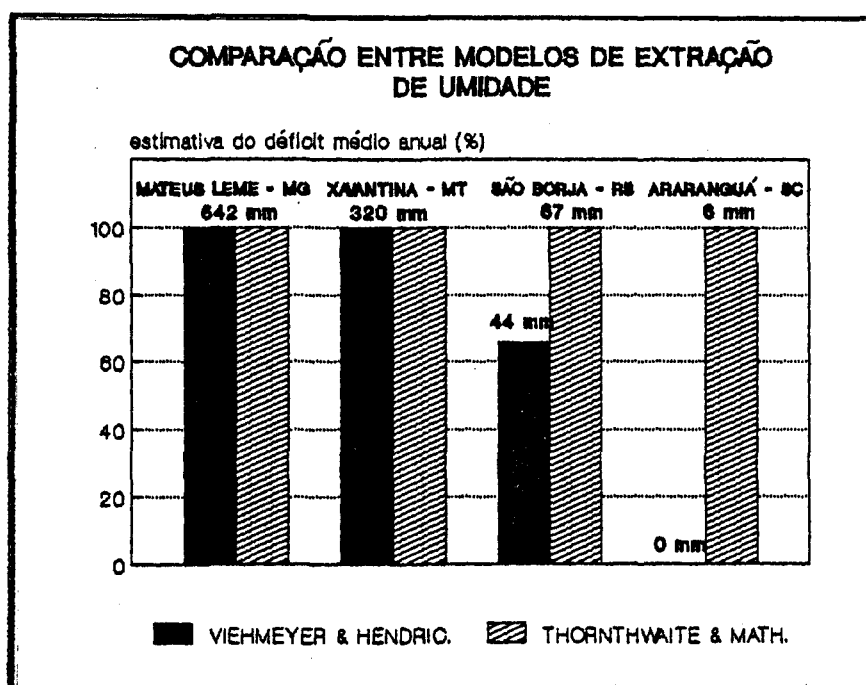


FIGURA 3 - Relação percentual existente entre os déficits médios anuais estimados pelos modelos Modificado e Thornthwaite & Mather, para os quatro postos analisados, tomando por base (100%) o modelo de Thornthwaite & Mather. (Valores dos déficits em mm são colocados sobre as barras).

b) Com relação as diferenças (modelo I menos o modelo II) encontradas nas estimativas dos déficits médios mensais (figuras 4 e 5):

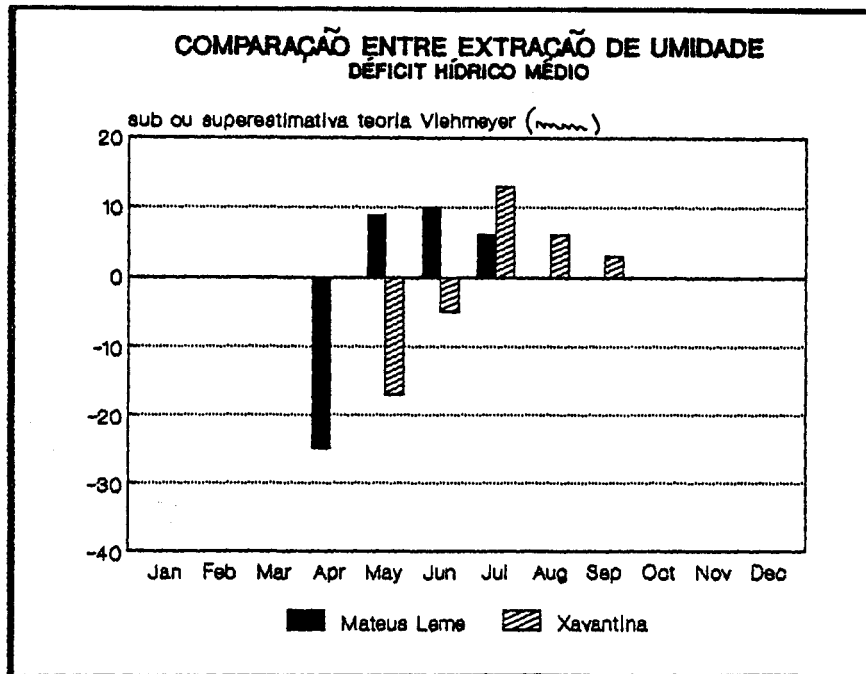


FIGURA 4 - Diferenças nas estimativas dos déficits médios mensais (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela modelagem da extração de umidade, para os postos Mateus Leme e Xavantina.

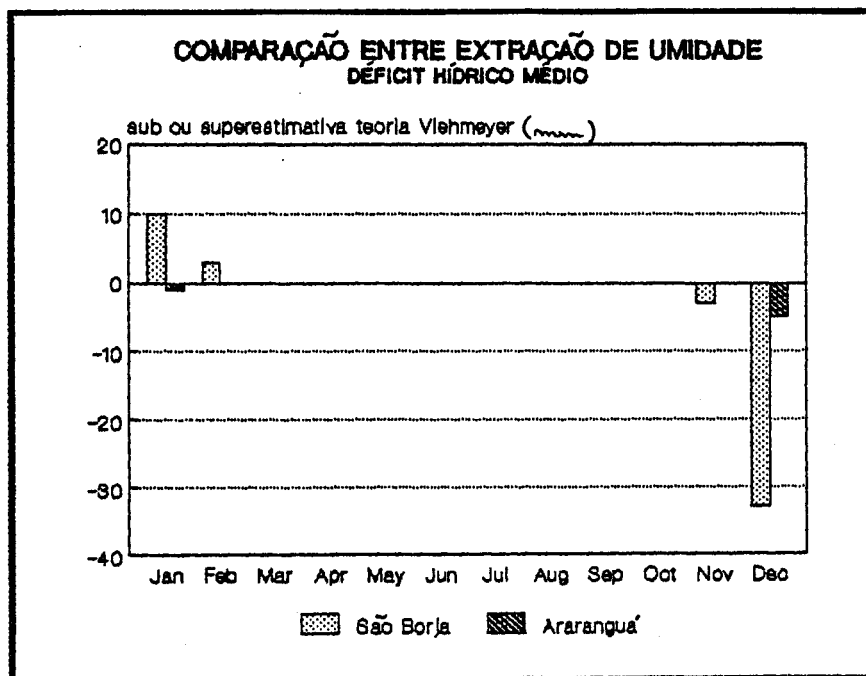


FIGURA 5 - Diferenças nas estimativas dos déficits médios mensais (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela modelagem da extração de umidade, para os postos São Borja e Araranguá.

Analisando as figuras 3 e 4 podemos notar que nos postos Mateus Leme e Xavantina, não ocorrem diferenças anuais mas ocorrem diferenças mensais durante a estação seca. Nos dois postos o modelo que utiliza a teoria de Viehmeyer & Hendrickson subestima os déficits no início da estação seca, e nos meses subsequentes superestima, ocorrendo assim a compensação anual.

Nas figuras 3 e 5 podemos notar que nos postos São Borja e Araranguá ocorrem diferenças tanto mensais como anuais. No posto São Borja a subestimativa média anual do modelo que utiliza a teoria de Viehmeyer & Hendrickson é de 34% (23mm). A subestimativa média anual de 100% no posto Araranguá deve ser analisada com reserva já que representa uma lâmina de apenas 6mm. Assim como ocorre nos postos Mateus Leme e Xavantina, os postos São Borja e Araranguá também apresentam uma subestimativa do modelo de Viehmeyer & Hendrickson no início da estação seca, havendo superestimativa nos meses subsequentes, embora sem compensação anual.

Podemos concluir que, em regiões de clima úmido, a teoria de extração de umidade do solo de Viehmeyer & Hendrickson (V & H) subestima os déficits no início da estação seca, se comparada a teoria de Thorntwaite & Mather (T & M). Isto ocorre porque, na teoria de V & H, a retirada da umidade do solo acontece na sua taxa máxima ($ET_r = ET_m$) enquanto houver umidade disponível no solo. Já na teoria de T & M a extração de umidade só ocorre na sua taxa máxima quando o solo se encontra na capacidade de campo, decrescendo depois de maneira exponencial. Isto significa que a extração de umidade do solo na teoria de T & M é mais lenta, acarretando uma diferença no armazenamento de água no solo entre os dois modelos.

A maior subestimativa do modelo de V & H ocorre no início da estação seca porque neste mês a umidade do solo, remanescente da estação úmida, se encontra próxima à capacidade de campo. Portanto, como no modelo de V & H a retirada da umidade do solo ocorre na taxa potencial, o déficit do mês será menor que o estimado pelo modelo de T & M. No mês seguinte a situação pode se inverter, pois a umidade do solo pode estar baixa no balanço que utiliza a teoria de V & H, e portanto a estimativa do déficit pode ser superior a do modelo de T & M.

Isto pode ser observado no posto Mateus Leme (fig.4), onde a teoria de V & H subestima o déficit no primeiro mês da estação seca (abril) e superestima nos meses seguintes. No posto Xavantina (fig.4), por apresentar uma estação úmida bem mais acentuada, e portanto ter mais umidade no solo no início da estação seca, a subestimativa ocorre nos dois primeiros meses da estação seca e a superestimativa nos meses restantes. Nos postos São Borja e Araranguá (fig.5) a subestimativa também ocorre nos dois primeiros meses da estação seca, sendo que a superestimativa nos meses restantes da estação só acontece em São Borja. A maior subestimativa, nos quatro postos analisados, ocorreu no posto São Borja (33mm).

Através desta análise podemos concluir que a teoria de extração de umidade do solo de Viehmeyer & Hendrickson, se comparada a teoria de Thornthwaite & Mather, subestima os déficits no início da estação seca em regiões de clima úmido. A intensidade desta subestimativa e a sequência de meses de ocorrência, depende do grau de umidade do solo e da severidade do déficit no início da estação seca.

c) Com relação as diferenças (modelo I menos modelo II) encontradas nas estimativas da percolação média anual (fig.6) :

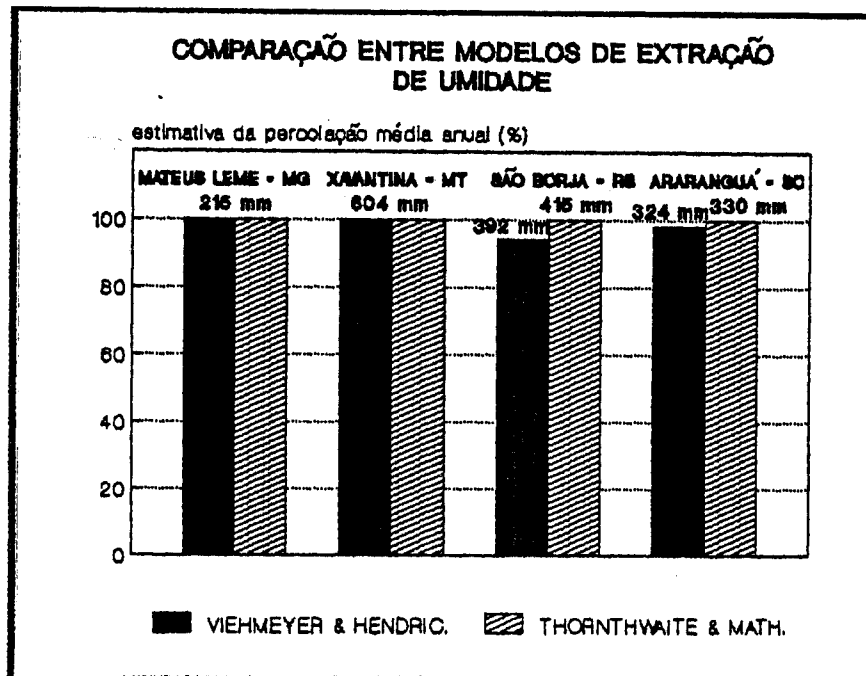


FIGURA 6 - Relação percentual existente entre a percolação média anual estimada pelos modelos Modificado e Thorntwaite & Mather, para os quatro postos analisados, tomando por base (100%) o modelo de Thorntwaite & Mather. (Valores da percolação em mm são colocados sobre as barras).

Não ocorrem diferenças anuais nos postos Mateus Leme e Xavantina. Nos postos São Borja e Araranguá ocorre uma subestimativa do modelo que utiliza a teoria de Veimeyer & Hendrickson de 5,5% e 1,8% respectivamente.

d) Com relação as diferenças encontradas nas estimativas da percolação média mensal (modelo I menos modelo II) : não ocorrem diferenças mensais nos postos Mateus Leme e Xavantina. Nos postos São Borja e Araranguá ocorre subestimativa do modelo que utiliza a teoria de Viehmeyer & Hendrickson (fig 7).

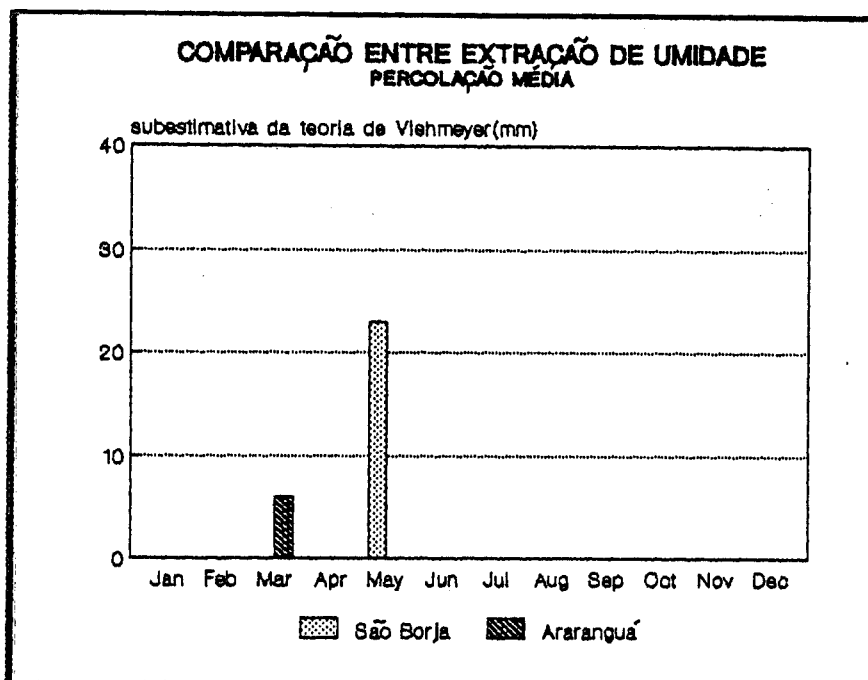


FIGURA 7 - Diferenças nas estimativas da percolação média mensal (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela modelagem da extração de umidade, para os postos São Borja e Araranguá.

As subestimativas da percolação mensal, ocorridas através do modelo de extração de umidade que utiliza a teoria de Veimeyer & Hendrickson, acontecem no início da estação úmida, coincidentemente no mês de maior precipitação do ano, tanto no posto São Borja (maio) quanto no posto Araranguá (março). A maior subestimativa, nos quatro postos analisados, ocorreu no posto São Borja (23mm).

Como foi explicado anteriormente a extração de umidade do solo na teoria de T & M é mais lenta, acarretando uma diferença no armazenamento de água no solo entre os dois modelos. No caso de São Borja e Araranguá o armazenamento de umidade do solo, no final da estação seca, apresentava diferenças entre os dois modelos. Nos primeiros meses da estação úmida o modelo de T & M armazenou mais

umidade no solo, e portanto quando da ocorrência da chuva mais intensa acusou uma percolação maior que o modelo de V & H. Nos postos Mateus Leme e Xavantina não ocorrem diferenças no armazenamento de água no solo no final da estação seca e portanto os dois modelos acusam a mesma percolação na estação úmida.

Através desta análise podemos concluir que a teoria de extração de umidade do solo de Viehmeyer & Hendrickson, se comparada a teoria de Thorntwaite & Mather, subestima a percolação no início da estação úmida em regiões de clima úmido que possuam estações secas curtas e não muito acentuadas. A intensidade desta subestimativa depende do grau de umidade do solo no final da estação seca e da intensidade da precipitação no início da estação úmida.

4 . 4 . 2 - Balanços que se diferenciam quanto a forma de cálculo

Analisando os resultados obtidos no estudo comparativo entre modelos que se diferenciam apenas quanto a forma de cálculo (seriado e não seriado), representados pelos modelos Modificado Seriado e Modificado Não Seriado:

a) Com relação as diferenças (modelo II menos modelo III) encontradas nas estimativas dos déficits hídricos médios anuais (fig.8): o balanço não seriado subestima os déficits médios anuais nos quatro postos. Esta subestimativa é da ordem de 13% nos postos Mateus Leme (99mm) e Xavantina (49mm), 77% no posto São Borja (149mm) e 100% no posto Araranguá (57mm). Nos quatro postos analisados a maior subestimativa anual ocorreu no posto São Borja.

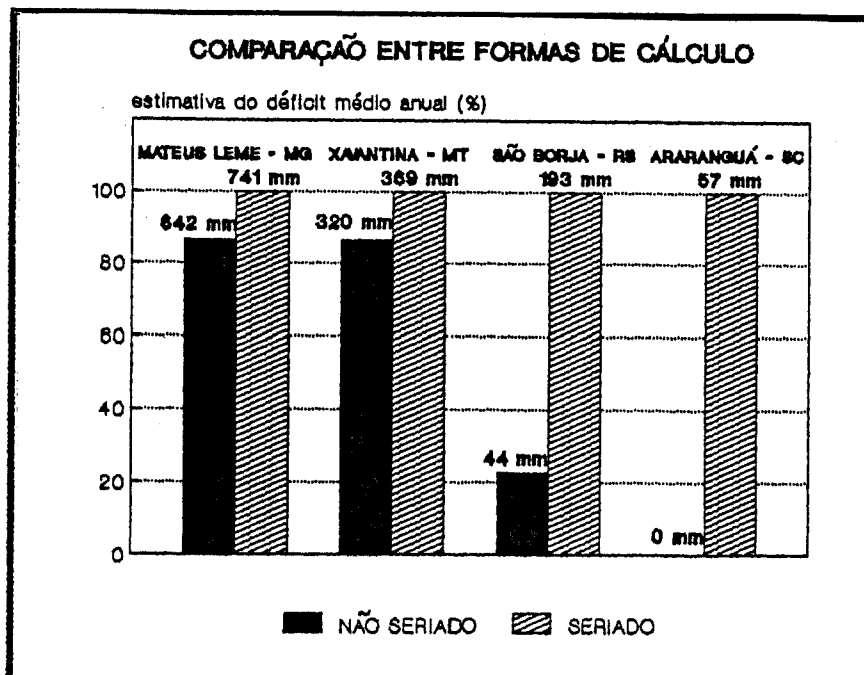


FIGURA 8 - Relação percentual existente entre os déficits médios anuais estimados pelos modelos Modificado Não Seriado e Modificado Seriado, para os quatro postos analisados, tomando por base (100%) o modelo Modificado Seriado. (Valores dos déficits em mm são colocados sobre as barras).

Analisando a figura 8 podemos notar que os maiores percentuais de subestimativa do modelo não seriado ocorrem nos postos São Borja e Araranguá e as menores nos postos Mateus Leme e Xavantina. Analisando as séries históricas de precipitação dos quatro postos constatamos que o coeficiente de variação anual (σ/μ) nos postos Mateus Leme e Xavantina é de 20% e nos postos São Borja e Araranguá é de 25% .

b) Com relação as diferenças (modelo II menos modelo III) encontra das nas estimativas dos déficits médios mensais (fig.9 e 10):

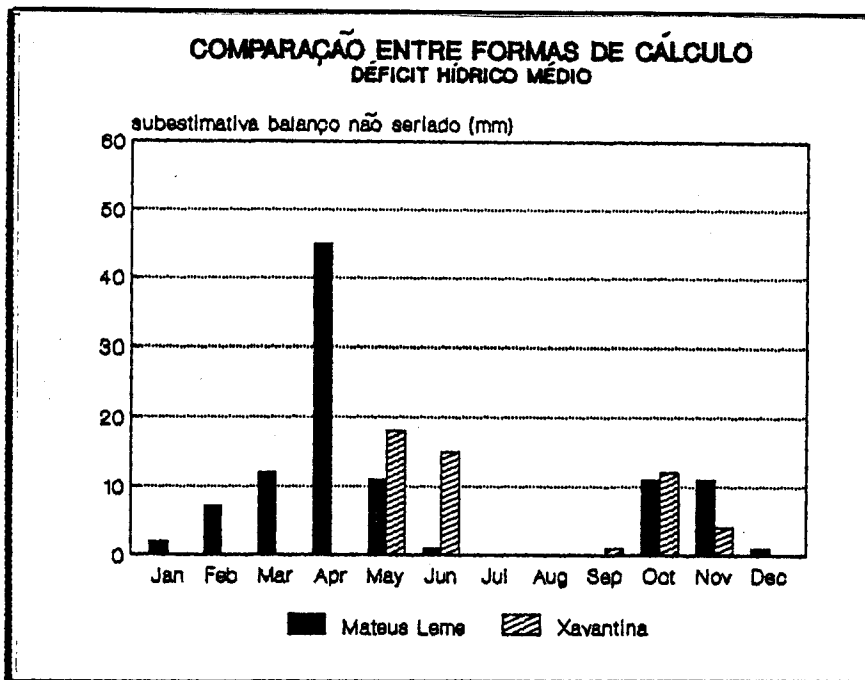


FIGURA 9 - Diferenças nas estimativas dos déficits médios mensais (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela forma de cálculo, para os postos Mateus Leme e Xavantina.

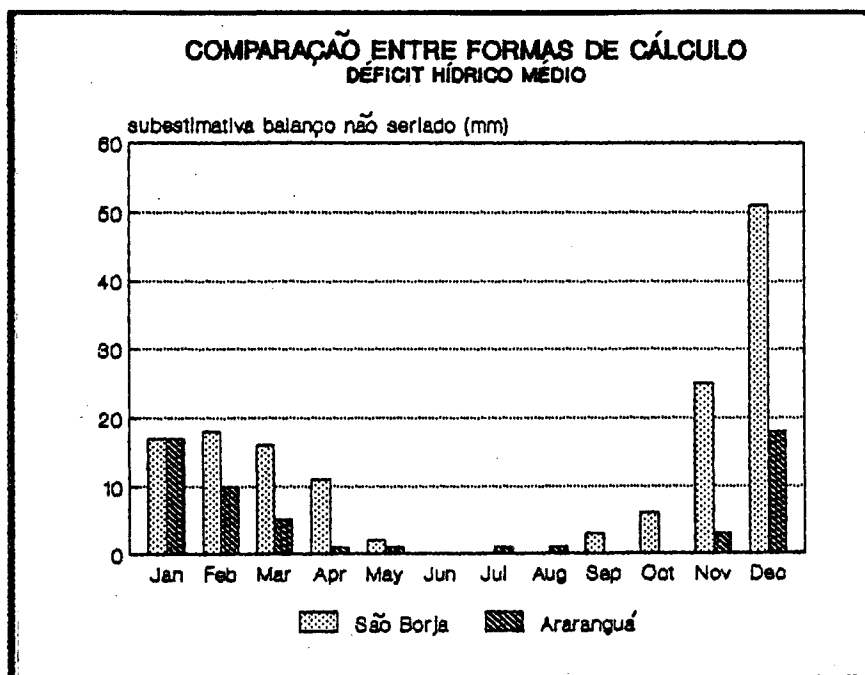


FIGURA 10 - Diferenças nas estimativas dos déficits médios mensais (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela forma de cálculo, para os postos São Borja e Araranguá.

Nos postos Mateus Leme e Xavantina (fig.9) a subestimativa mais significativa do modelo não seriado ocorre no mês em que inicia a estação seca. Nos postos São Borja e Araranguá (fig.10) no mês de maior déficit. Em Mateus Leme e São Borja o número de meses em que ocorrem diferenças é superior à Araranguá e Xavantina. Analisando as tabelas 4.1, 4.3, 4.5 e 4.7 pode-se notar que isto acontece porque o balanço não seriado não acusa déficit, nos quatro postos, durante toda a estação úmida, enquanto o balanço seriado acusa.

Podemos concluir que, em regiões de clima úmido onde as variações interanuais da precipitação são significativas, os balanços não seriados subestimam os déficits hídricos se comparados aos balanços seriados. Nas regiões onde a estação seca é bem definida as maiores subestimativas ocorrem no início da estação seca, devido a variabilidade nas condições hídricas do solo ocasionadas pela variabilidade interanual das chuvas que ocorrem na estação úmida. Nas regiões onde a chuva é bem distribuída ao longo do ano, mas não suficiente para atender a demanda evaporativa em alguns meses, as maiores subestimativas ocorrem durante toda a estação seca e início da úmida, devido a variabilidade nas condições hídricas do solo ocasionadas pela variabilidade interanual das chuvas que ocorrem durante o ano. Portanto, a intensidade da subestimativa dos déficits em um balanço não seriado depende do grau de variação interanual da precipitação.

Das quatro comparações feitas neste trabalho a que apresentou as maiores diferenças anuais e mensais nos déficits foi, justamente, a que compara a forma de cálculo.

c) Com relação as diferenças (modelo II menos modelo III) encontradas nas estimativas da percolação média anual (fig.11) : o balanço não seriado subestima a percolação média anual nos quatro postos. Esta subestimativa é da ordem de 30% nos postos Mateus Leme (98mm) e São Borja (152mm), 15% em Araranguá (57mm) e 8% em Xavantina (50mm). A subestimativa média anual do posto Mateus Leme é maior que em Xavantina porque as chuvas que ocorrem neste posto, durante a estação úmida têm uma variação interanual maior.

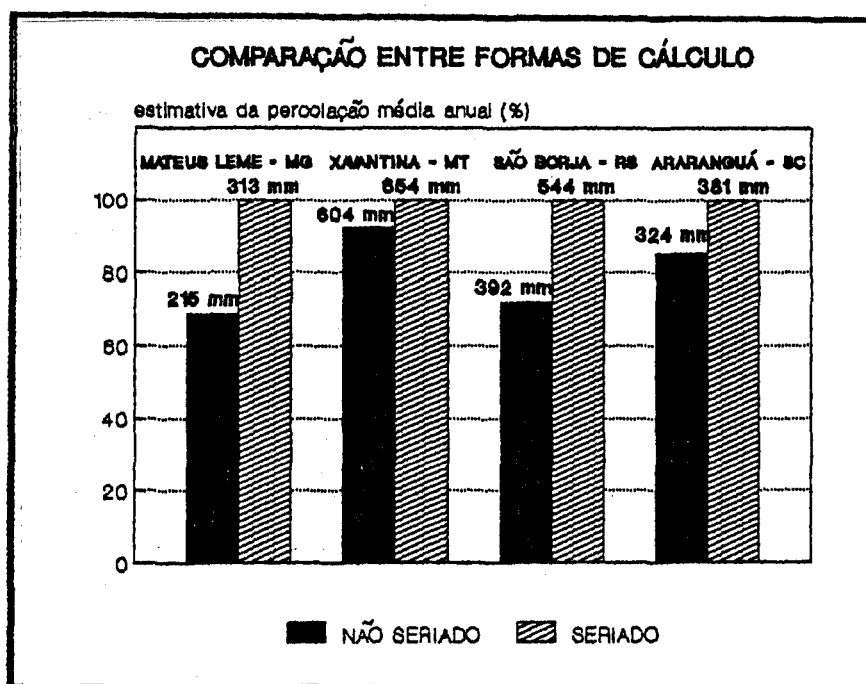


FIGURA 11 - Relação percentual existente entre a percolação média anual estimada pelos modelos Modificado Não Seriado e Modificado Seriado, para os quatro postos analisados, tomando por base o modelo Modificado Seriado. (Valores da percolação em mm são colocados sobre as barras).

d) Com relação as diferenças (modelo II menos modelo III) encontradas nas estimativas da percolação média mensal (figuras 12 e 13):

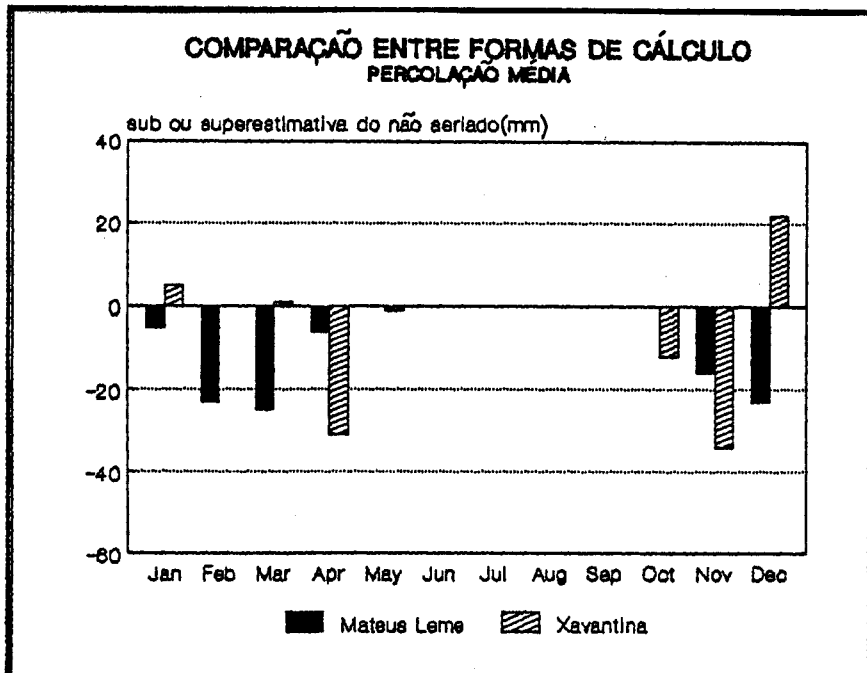


FIGURA 12 - Diferenças nas estimativas da percolação média mensal (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela forma de cálculo, para os postos Mateus Leme e Xavantina.

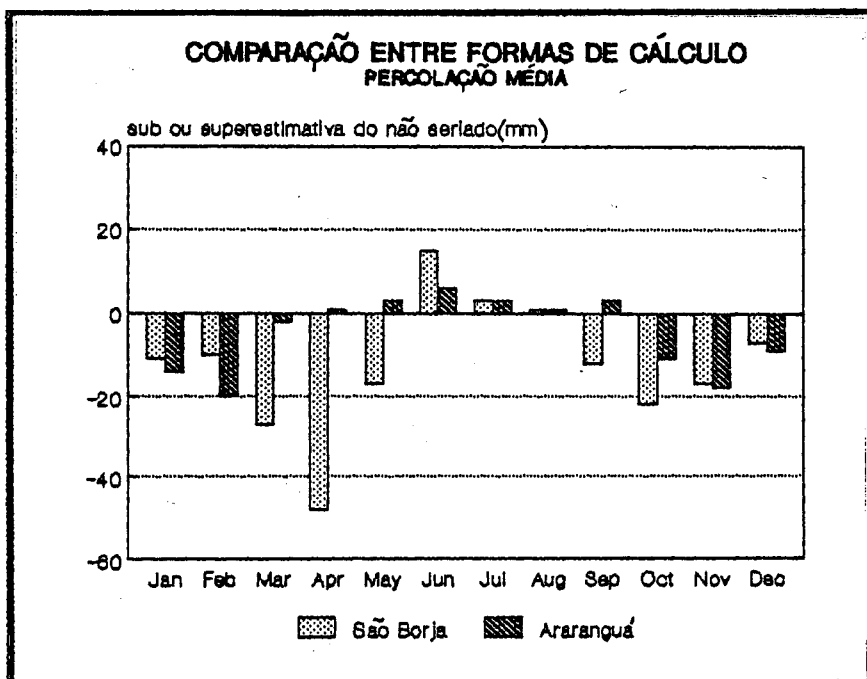


FIGURA 13 - Diferenças nas estimativas da percolação média mensal (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela forma de cálculo, para os postos São Borja e Araranguá.

No posto Mateus Leme (fig.12) as subestimativas do modelo não seriado são significativas durante toda a estação úmida, enquanto no posto Xavantina (fig.12) somente no seu início e fim, sendo que no mês de maior precipitação o modelo não seriado superestima a percolação, ocasionando uma subestimativa média anual mais baixa (fig.11). No posto São Borja (fig.13) as subestimativas são significativas durante quase todo o ano, especialmente nos primeiros meses da estação úmida. No posto Araranguá as subestimativas ocorrem na estação seca e no início e fim da úmida. Em ambos os postos ocorrem também superestimativas do modelo não seriado no meio da estação úmida.

Em São Borja e Araranguá o número de meses em que ocorrem diferenças é superior à Mateus Leme e Xavantina. Analisando as tabelas 4.2, 4.4, 4.6 e 4.8 pode-se notar que isto acontece porque o balanço não seriado não acusa percolação durante toda a estação seca nos quatro postos, enquanto que o balanço seriado acusa em São Borja e Araranguá. Portanto, em regiões onde ocorrem precipitações durante a estação seca, e estas apresentem grande variação interanual, o modelo não seriado subestima a percolação na estação

Conclui-se que, para regiões com estações secas bem definidas, a subestimativa do modelo não seriado acontece apenas na estação úmida quando, nestas regiões, ocorre variação interanual das chuvas nesta época. Já nas regiões com chuvas bem distribuídas, mas com grande variação interanual, a subestimativa pode ocorrer durante todo o ano, já que nestas regiões o excesso não se limita apenas a uma estação.

4 . 4 . 3 - Balanços que se diferenciam quanto a base temporal

Analisando os resultados obtidos no estudo comparativo entre modelos que se diferenciam apenas quanto a base temporal (mensal e diário), representados pelos modelos Modificado Mensal e Balhidro Diário (CN=0):

a) Com relação as diferenças (modelo III menos modelo IV) encontradas nas estimativas dos déficits hídricos médios anuais (fig.14): o balanço mensal subestima os déficits médios anuais nos quatro postos. Esta subestimativa é da ordem de 10% nos postos Mateus Leme (79mm) e Xavantina (46mm) e de 31% nos postos São Borja (86mm) e Araranguá (28mm). Nos quatro postos analisados a maior subestimativa anual ocorreu novamente em São Borja.

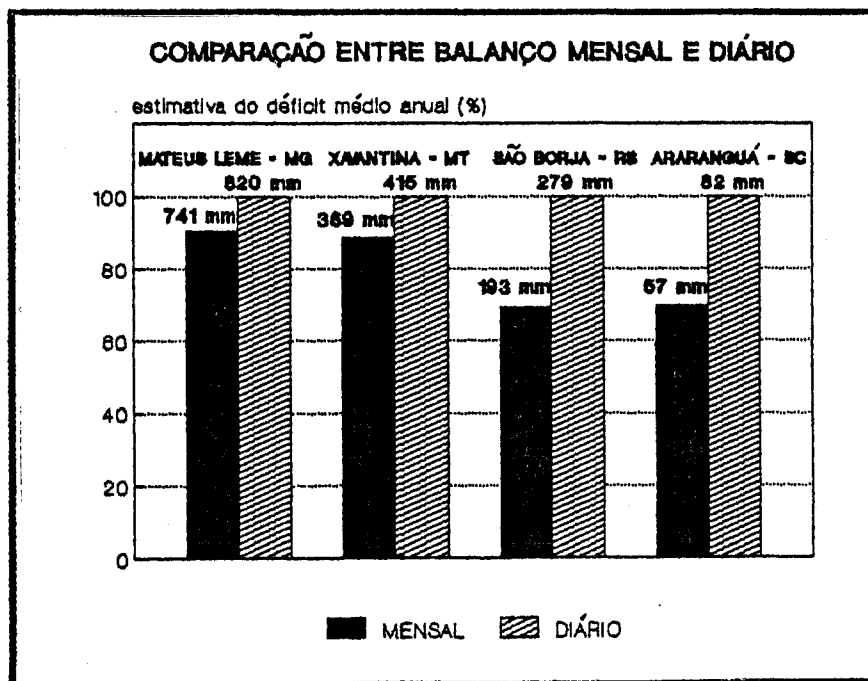


FIGURA 14 - Relação percentual existente entre os déficits médios anuais estimados pelos modelos Modificado Mensal e Balhidro Diário para os quatro postos analisados, tomando por base (100%) o modelo Balhidro Diário. (Valores dos déficits em mm são colocados sobre as barras).

b) Com relação as diferenças (modelo III menos modelo IV) encontra das nas estimativas dos déficits médios mensais (fig.15 e 16):

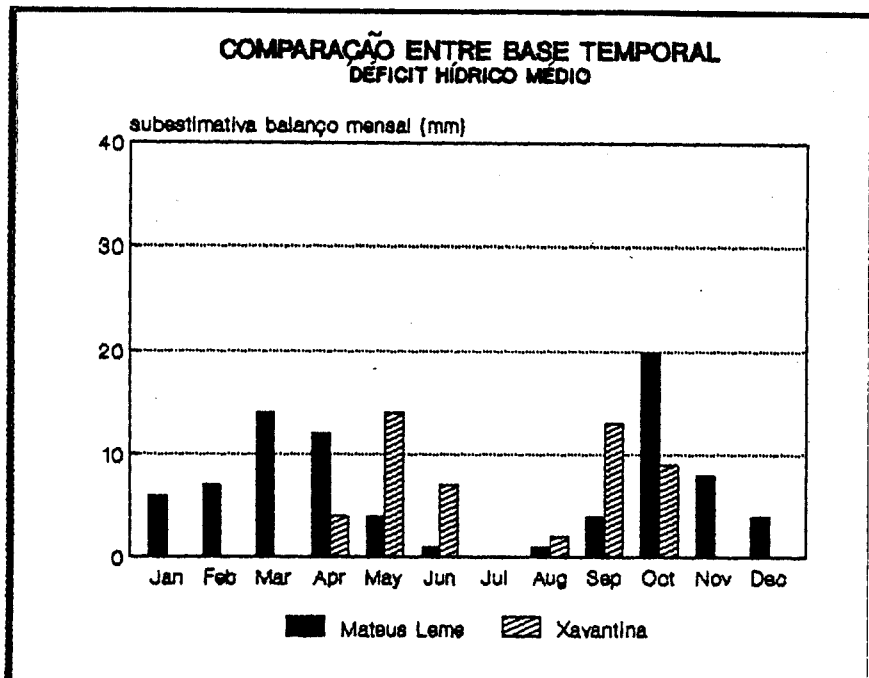


FIGURA 15 - Diferenças nas estimativas dos déficits médios mensais (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela base temporal, para os postos Mateus Leme e Xavantina.

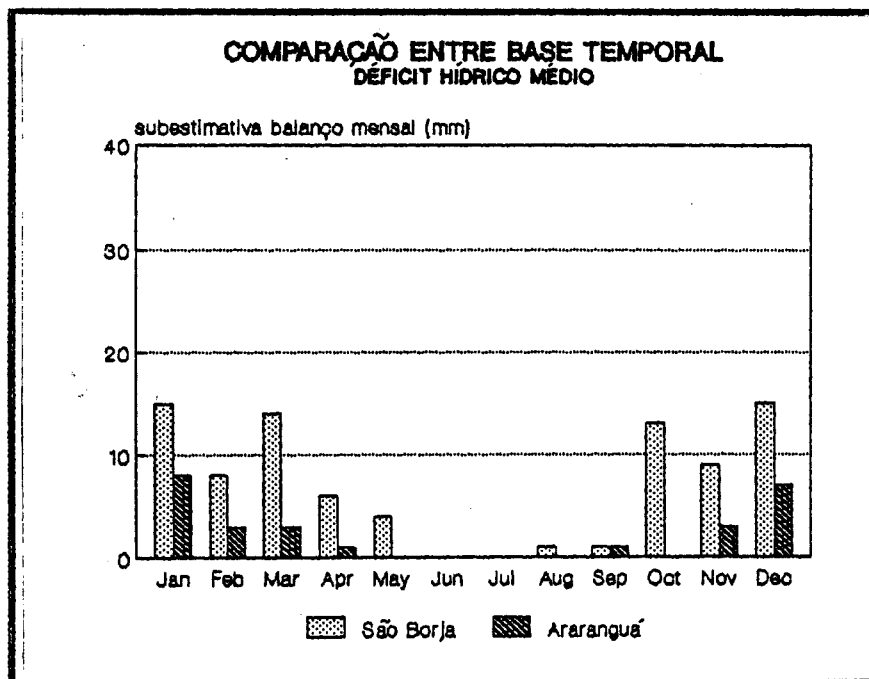


FIGURA 16 - Diferenças nas estimativas dos déficits médios mensais (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela base temporal, para os postos São Borja e Araranguá.

Nos postos Mateus Leme e Xavantina (fig.15) não ocorrem diferenças significativas nos meses de maior déficit devido a ocorrência de pluviosidade quase nula. As subestimativas mais significativas acontecem no início e fim da estação seca. Nos postos São Borja e Araranguá (fig.16) as subestimativas mais significativas ocorrem nos meses de maior déficit, sendo que, no posto São Borja, também são significativas as subestimativas no início e fim da estação úmida.

O balanço mensal subestima os déficits hídricos devido a distribuição das chuvas no decorrer do mês. Em regiões onde ocorrem chuvas de grande intensidade isoladas dentro do mês, ou chuvas concentradas em partes do mês, o balanço mensal pode não acusar déficit, pois estas chuvas podem suprir a ETP mensal. Isto já não acontece em um balanço diário, pois estas chuvas levam o solo até a capacidade de campo sendo o excedente percolado e, portanto, nos intervalos entre chuvas (intensas isoladas ou concentradas) podem ocorrer déficits hídricos.

É interessante notar uma diferença fundamental entre um balanço mensal e um diário. No balanço mensal nunca ocorre déficit e excesso hídrico no mesmo mês. Já em um balanço diário isto pode ocorrer. Analisando os cálculos feitos com estes dois balanços notamos que, do total de meses analisados em cada posto, o percentual de vezes que o balanço diário acusou déficit e excesso no mesmo mês foi de 6,6% em Mateus Leme, 6,4% em São Borja, 2,9% em Araranguá e 1,4% em Xavantina, sendo que, em muitos desses meses, o balanço mensal não acusou nem déficit nem excesso (4,9% em São Borja, 2,2% em Mateus Leme, 1,5% em Araranguá e 0,9% em Xavantina).

Através desta análise pode-se concluir que, das regiões estudadas, as que apresentam a distribuição menos uniforme de chuvas dentro do mês são Mateus Leme e São Borja, acarretando, portanto, as maiores diferenças no armazenamento de água do solo entre o balanço mensal e o diário.

c) Com relação as diferenças (modelo III menos modelo IV) encontradas nas estimativas da percolação média anual (fig.17) : o balanço mensal subestima a percolação média anual nos quatro postos. Esta subestimativa é de 20% em Mateus Leme (79mm), 14% em São Borja (86mm), e da ordem de 7% em Xavantina (46mm) e Araranguá (28mm). Novamente a maior subestimativa ocorreu no posto São Borja.

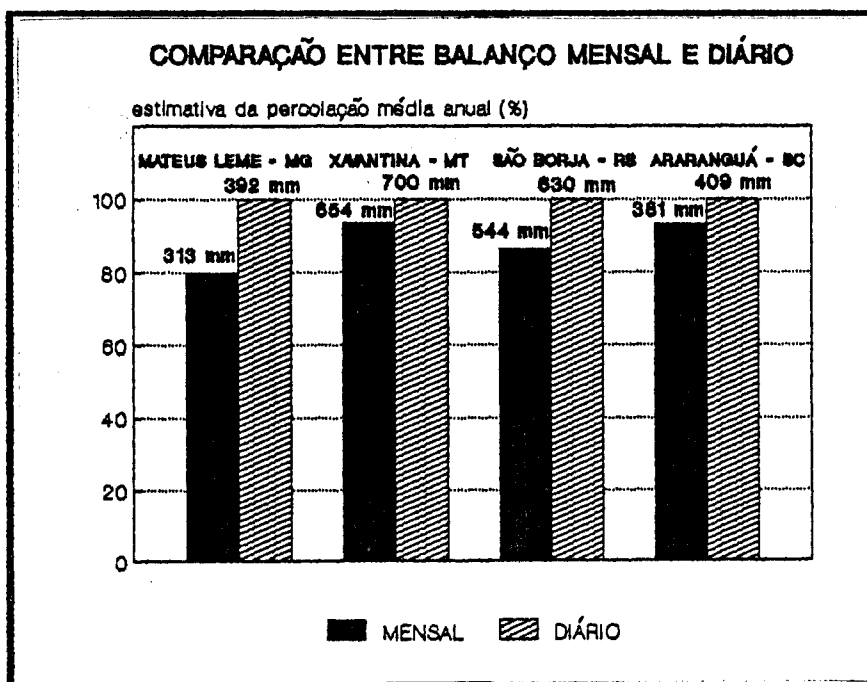


FIGURA 17 - Relação percentual existente entre a percolação média anual estimada pelos modelos Modificado Mensal e Balhidro Diário, para os quatro postos analisados, tomando por base (100%) o modelo Balhidro Diário. (Valores da percolação em mm são colocados sobre as barras).

d) Com relação as diferenças (modelo III menos modelo IV) encontradas nas estimativas da percolação média mensal :

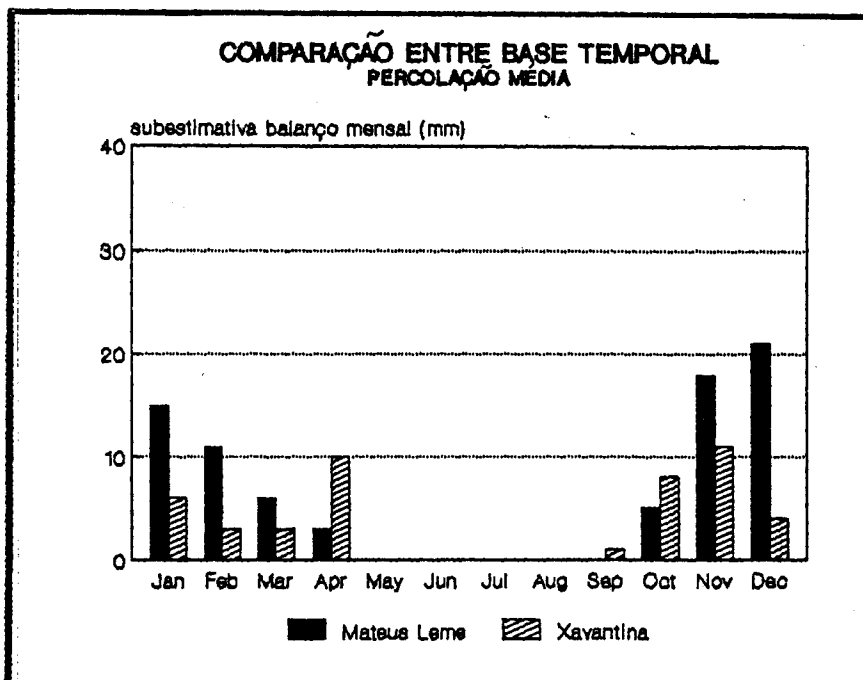


FIGURA 18 - Diferenças nas estimativas da percolação média mensal (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela base temporal, para os postos Mateus Leme e Xavantina.

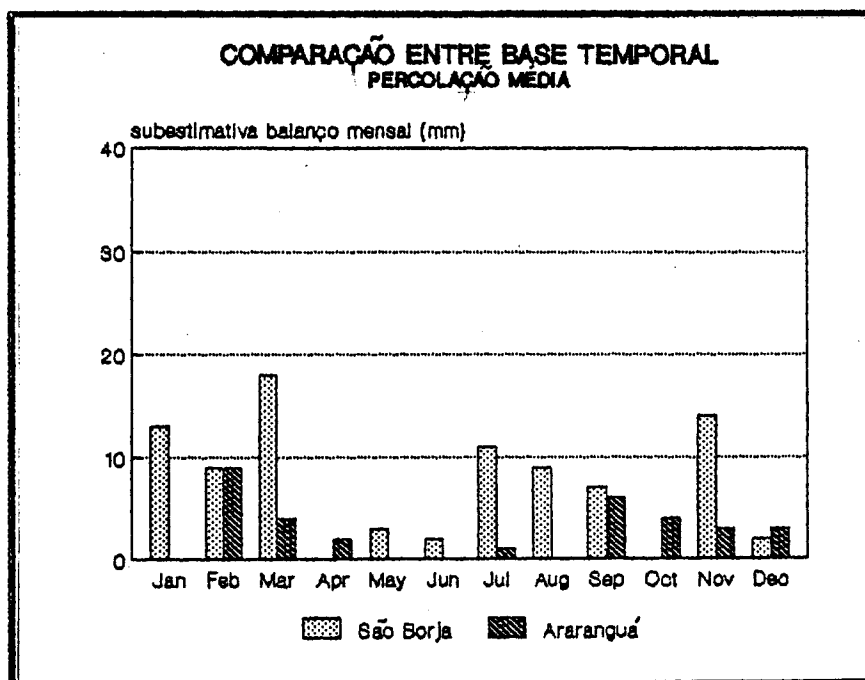


FIGURA 19 - Diferenças nas estimativas da percolação média mensal (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam pela base temporal, para os postos São Borja e Araranguá.

No posto Mateus Leme (fig.18) as subestimativas do modelo mensal são significativas durante toda a estação úmida, enquanto no posto Xavantina (fig.18) somente no início e no fim da estação úmida. No posto São Borja (fig.19) as subestimativas são significativas durante a estação seca (exceto dezembro) e início da úmida. No posto Araranguá (fig.19) a subestimativa só é significativa no início da estação úmida.

Como foi analisado anteriormente, das regiões estudadas, as que apresentam a distribuição menos uniforme de chuvas dentro do mês são Mateus Leme e São Borja, acarretando, portanto, as maiores diferenças no armazenamento de água do solo entre o balanço mensal e o diário, e por conseguinte apresentando maiores diferenças na estimativa da percolação.

Conclui-se que, para regiões com clima úmido que apresentem ocorrência de chuvas intensas ou chuvas concentradas dentro do mês, o balanço mensal subestima tanto os déficits quanto os excessos hídricos. Estas subestimativas do balanço mensal são função, basicamente, das diferenças na estimativa da umidade do solo feitas através de cada balanço ocasionadas por chuvas mal distribuídas dentro do mês.

4 . 4 . 4 - Balanços que se diferenciam quanto à entrada de chuva (chuva total e chuva efetiva)

Analisando os resultados obtidos no estudo comparativo entre modelos que se diferenciam apenas quanto à entrada de chuva (total e efetiva), representados pelos modelos Balhidro com chuva total

(CN=0) e Balhidro com chuva efetiva (CN=80) :

a) Com relação as diferenças (modelo IV menos modelo V) encontradas nas estimativas dos déficits hídricos médios anuais (fig.20): as subestimativas do balanço com chuva total são insignificantes em três postos, Mateus Leme 2,0% (17mm), Araranguá 1,2% (1mm) e Xavantina 1,0% (4mm), e um pouco significativa em São Borja 7,9% (24mm) . A maior diferença novamente ocorreu em São Borja. Neste posto a subestimativa é maior por apresentar um regime de chuvas mais intensas durante a estação seca. Já no posto Mateus Leme este tipo de precipitação ocorre na estação úmida.

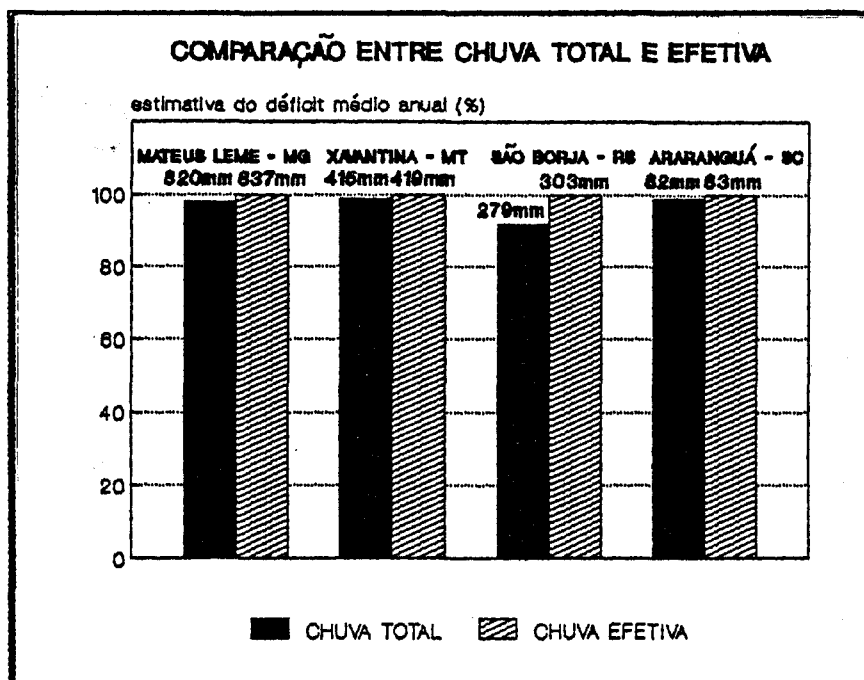


FIGURA 20 - Relação percentual existente entre os déficits médios anuais estimados pelos modelos Balhidro com chuva total e Balhidro com chuva efetiva, para os quatro postos analisados, tomando por base (100%) o modelo Balhidro com chuva efetiva.

b) Com relação as diferenças (modelo IV menos modelo V) encontradas nas estimativas dos déficits médios mensais (fig.21 e 22): nos quatro postos analisados não ocorrem diferenças significativas (>10mm) entre os dois modelos.

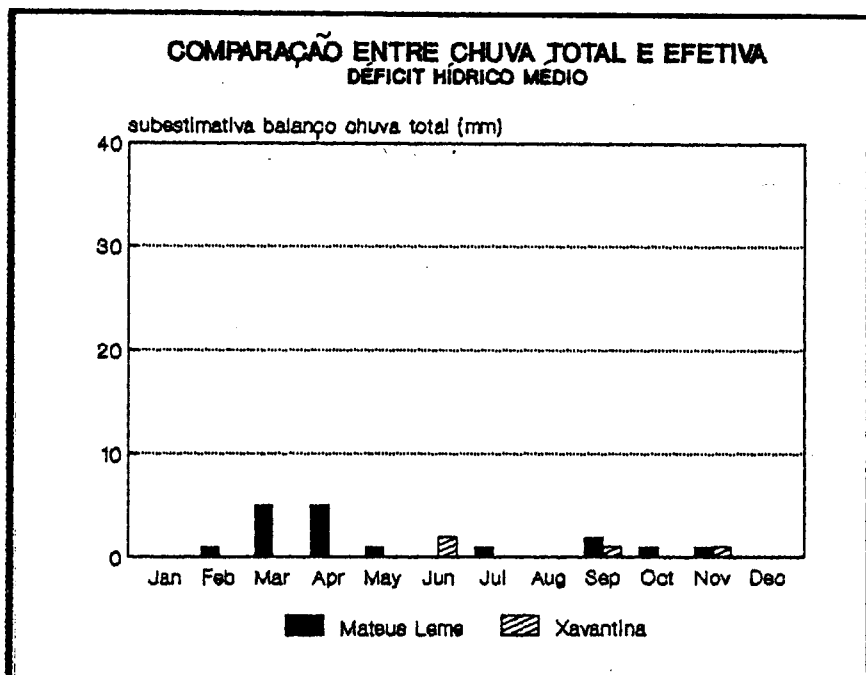


FIGURA 21 - Diferenças nas estimativas dos déficits médios mensais (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam quanto à entrada de chuva, para os postos Mateus Leme e Xavantina.

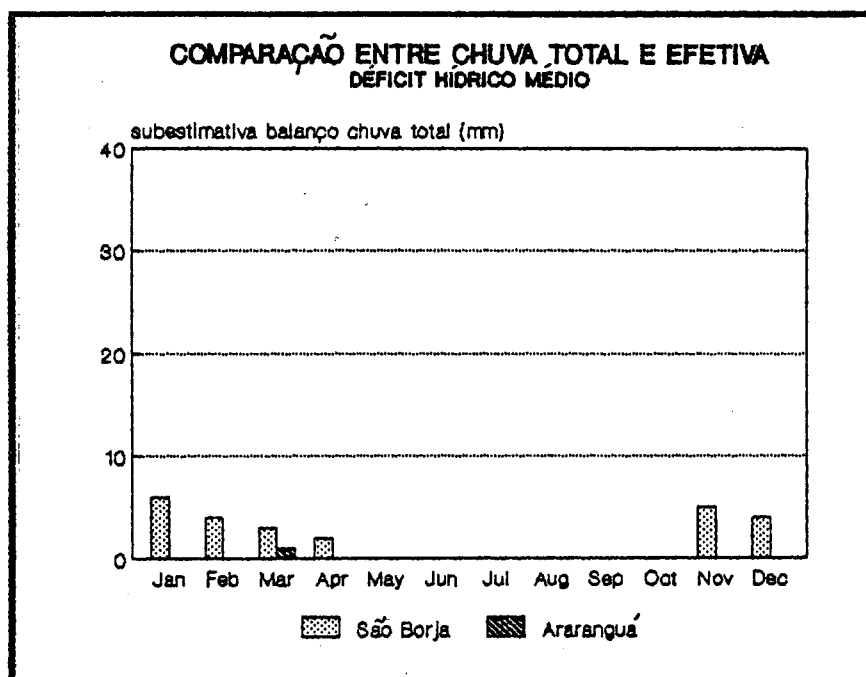


FIGURA 22 - Diferenças nas estimativas dos déficits médios mensais (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam quanto à entrada de chuva, para os postos São Borja e Araranguá.

c) Com relação as diferenças (modelo IV menos modelo V) encontradas nas estimativas da percolação média anual (fig.23) : o balanço com chuva total superestima a percolação em todos os postos. Esta superestimativa é de 120,2% em Mateus Leme (214mm), 50,2% em Xavantina (234mm), 85,3% em São Borja (290mm) e 31,5% em Araranguá (98mm).

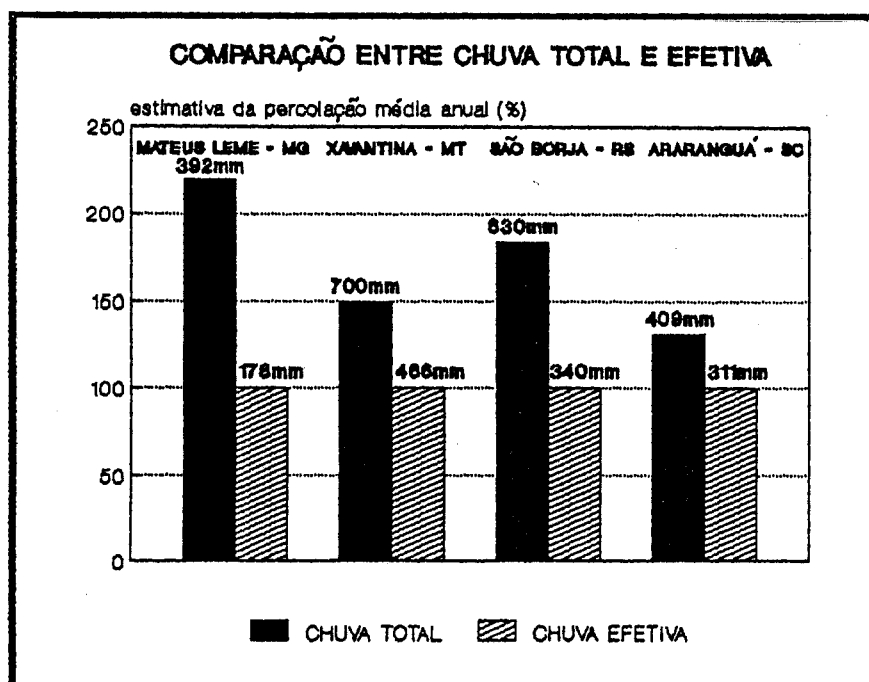


FIGURA 23 - Relação percentual existente entre a percolação média anual estimada pelos modelos Balhidro com chuva total e Balhidro com chuva efetiva, para os quatro postos analisados, tomando por base (100%) o modelo Balhidro com chuva efetiva. (Valores da percolação são colocados sobre as barras).

d) Com relação as diferenças (modelo IV menos modelo V) encontradas nas estimativas da percolação média mensal : nos postos Mateus Leme e Xavantina (fig. 24) a superestimativa do balanço com chuva total ocorre durante toda a estação úmida, sendo bastante significativa no mês de maior precipitação (dezembro).

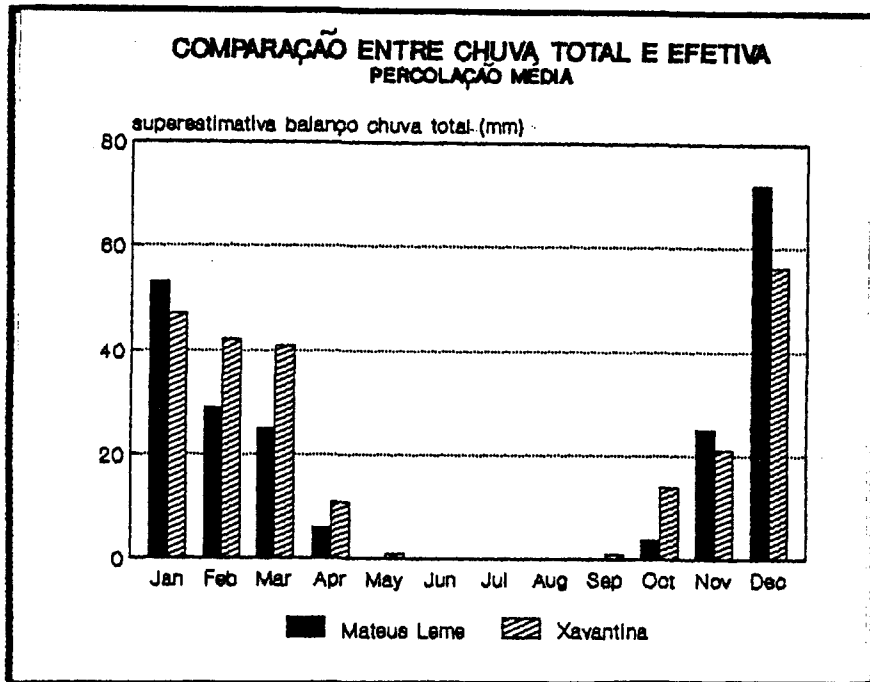


FIGURA 24 - Diferenças nas estimativas da percolação média mensal (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam quanto à entrada de chuva, para os postos Mateus Leme e Xavantina.

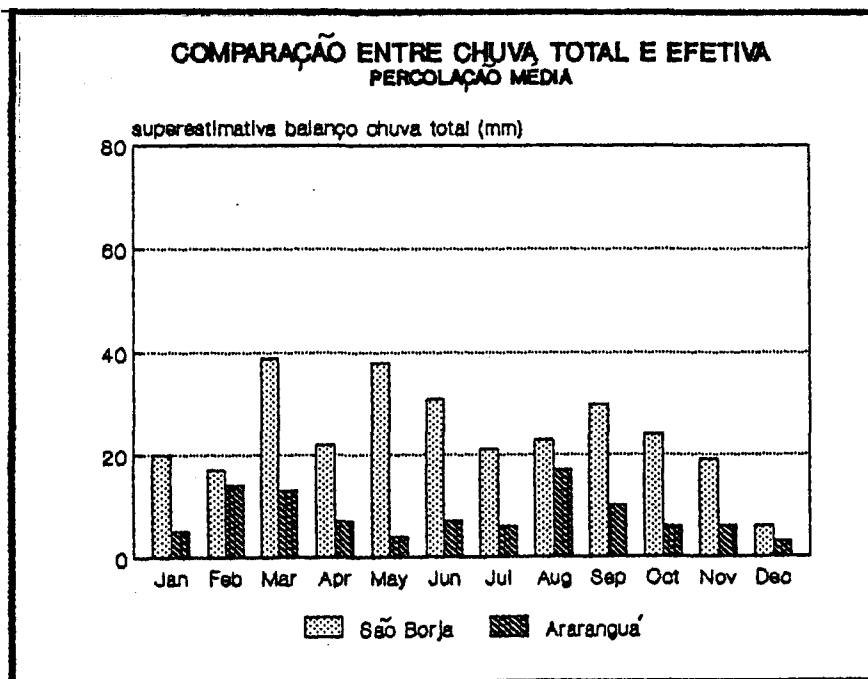


FIGURA 25 - Diferenças nas estimativas da percolação média mensal (mm), encontradas entre os modelos que se diferenciam quanto à entrada de chuva, para os postos São Borja e Araranguá.

Nos postos São Borja e Araranguá (fig.25) a superestimativa do modelo com chuva total ocorre durante todo o ano, sendo mais significativa durante a estação úmida.

No Balhidro com chuva efetiva, a modelação da infiltração independe da umidade do solo quando da ocorrência de chuvas intensas isoladas. Nestes casos o modelo com chuva total acusa percolação, enquanto o com chuva efetiva acusa escoamento superficial e até mesmo déficit. Analisando as figuras 22 e 25 podemos notar que São Borja parece ter este tipo de precipitação durante a estação seca; isto também parece ocorrer em Mateus Leme (fig. 21 e 24) durante o fim da estação úmida e início da seca.

Quando da ocorrência de chuvas de moderada intensidade, mas concentradas em vários dias seguidos, o modelo com chuva total acusa percolação, e o com chuva efetiva escoamento superficial, e conseqüentemente, uma percolação menor. Este tipo de precipitação parece ocorrer nas regiões de Mateus Leme, Xavantina e São Borja durante a estação úmida, e em Araranguá durante todo o ano.

Pode-se concluir que a subestimativa dos déficits hídricos através de um balanço com chuva total é mais acentuada em regiões que apresentem chuvas intensas isoladas. Já a superestimativa da percolação por balanços com chuva total é acentuada em regiões onde ocorrem chuvas mal distribuídas (chuvas intensas isoladas e/ou concentradas em vários dias consecutivos).

4.5 - Análise dos resultados

Através dos resultados obtidos neste estudo comparativo entre balanços hídricos, parece clara a existência de diferenças entre as estimativas dos déficits e excessos hídricos, quando da utilização em regiões de clima úmido. Entretanto, é importante salientar, que estas diferenças variam de acordo com as características climáticas da região, determinadas pela relação entre a demanda evaporativa da atmosfera e a precipitação, sendo portanto perigoso explicitar e generalizar valores percentuais para estas diferenças em regiões de clima úmido. Isto é demonstrado através da tabela 4.10, onde podemos visualizar que, para uma dada região, a diferença encontrada entre modelos pode representar um grande percentual mas uma lâmina insignificante, e para outra região pode ocorrer justamente o contrário, isto é, um pequeno percentual mas uma lâmina significativa.

TABELA 4.10 - Resultados das diferenças anuais encontradas na estimativa dos déficits e da percolação, para as quatro regiões estudadas, através do estudo comparativo entre balanços hídricos.

Diferenças anuais encontradas entre os déficits hídricos médios				
Modelos	Mateus Leme	Xavantina	São Borja	Araranguá
<u>V&H / T&M</u>	0%	0%	34%(23mm)	100%(6mm)
<u>Não Seriado/Seriado</u>	13%(99mm)	13%(49mm)	77%(149mm)	100%(57mm)
<u>Mensal/Diário</u>	10%(79mm)	11%(46mm)	31%(86mm)	31%(25mm)
<u>Chuva Total/Efetiva</u>	2%(17mm)	1%(4mm)	8%(24mm)	1%(1mm)
Diferenças anuais encontradas entre a percolação média				
Modelos	Mateus Leme	Xavantina	São Borja	Araranguá
<u>V&H / T&M</u>	0%	0%	5%(23mm)	2%(6mm)
<u>Não Seriado/Seriado</u>	31%(98mm)	8%(50mm)	28%(149mm)	15%(57mm)
<u>Mensal/Diário</u>	20%(79mm)	7%(46mm)	14%(86mm)	7%(28mm)
<u>Chuva Total/Efetiva</u>	120%(214mm)	50%(234mm)	85%(290mm)	31%(96mm)

SUBESTIMATIVA / SUPERESTIMATIVA

É importante observar que, nas quatro comparações entre modelos de balanço hídrico feitas neste estudo, a região que apresentou as maiores diferenças anuais, tanto para os déficits quanto para os excessos, foi a de São Borja. Este fato é consequência do tipo de clima úmido que ocorre na região, caracterizado pela boa distribuição sazonal da precipitação, mas apresentando grande variação interanual e ocorrência de precipitações intensas, o que acarreta déficits e excessos durante a estação seca, e na estação úmida excessos e até mesmo algum déficit.

Os resultados até aqui obtidos demonstram a ocorrência de diferenças entre as situações retratadas pelos modelos de balanço hídrico utilizados neste estudo comparativo. Para verificar a consistência desses resultados, o modelo Balhidro com chuva efetiva foi validado através de dados de umidade de solo medidas em dois experimentos de campo. A escolha do modelo a ser validado recaiu sobre o modelo Balhidro já que, dos quatro testados, é aquele que busca captar com maiores detalhes as características do processo avaliado, e também devido as modificações feitas no mesmo para utilização neste trabalho. No capítulo 5 são descritos os dois experimentos utilizados nesta validação e no capítulo 6 os resultados obtidos.

5 - MATERIAL UTILIZADO NA VALIDAÇÃO DO MODELO BALHIDRO

5 . 1 - Experimento I

Para validar o Balhidro foi necessário encontrar um experimento que tivesse dados reais de uma das variáveis estimadas pelo modelo. Para isso foi utilizado um experimento de campo realizado no ano agrícola 78/79, por TAYLOR e BELTRAME (1980), com o objetivo de avaliar o efeito de tratamentos de drenagem e subsolagem sobre o rendimento da soja (*Glycine max* (L.) Merrill). A variável medida no experimento, e utilizada para a validação do Balhidro, foi o conteúdo de umidade do solo, medido semanalmente com uma sonda de nêutrons da Didcot Instruments.

5 . 1 . 1 - Descrição do Experimento I

O experimento foi implantado em um solo da unidade de mapeamento Vacacaí (Planosolo) (BRASIL, 1973), localizado na Estação Experimental Agrícola do Instituto Riograndense do Arroz em Cacho-

eirinha (RS). A tabela 5.1 fornece algumas características físico-hídricas desse solo.

TABELA 5.1 - Propriedades físico-hídricas do solo Vacacai

Profundidade (mm)	Granulometria ⁽¹⁾			Densidade do solo (g/cm ³)	Porosidade (%)
	Areia	Silte	Argila		
0 - 125	53	37	10	1,6	37
125 - 250	51	36	13	1,7	36
250 - 950	49	37	14	1,7	36

(1) Método descrito por Bouyoucos (1951).

Profundidade (mm)	umidade volumétrica ⁽²⁾ (cm ³ /cm ³)			Condutividade ⁽³⁾ hidráulica (mm/dia)
	-0,3 (atm)	-3 (atm)	-15 (atm)	
125 - 250	0,267	0,194	0,191	250
250 - 950	0,247		0,175	

(2) Método descrito por Forsythe (1975)

(3) Método descrito por Van Beers (1970)

O delineamento experimental consistiu em três tratamentos de drenagem subterrânea espaçadas de 30, 18 e 4m, repetidos ao acaso em três blocos. Cada parcela foi subdividida em duas partes e, uma dessas, escolhida ao acaso, foi subsolada. O tratamento de subsolagem foi realizado a uma profundidade de 450mm e espaçamento de 500mm. Logo após, toda a área envolvida no experimento, aproximadamente 1,1 ha, foi lavrada e discada.

A soja, variedade Davis, foi plantada a 15 de dezembro, com espaçamento de 500mm, com uma densidade de plantio de 70Kg/ha, e fertilizada segundo análise do laboratório de solos da Faculdade de Agronomia da UFRGS.

Em cada um dos três blocos foram instalados seis tubos de acesso, de PVC-Brasilit com 50mm de diâmetro, para determinação da umidade volumétrica. As medições foram feitas semanalmente à profundidade de 250, 450, 750 e 950mm, com uma sonda de nêutrons utilizando a metodologia e curva de calibração descrita por BELTRAME & TAYLOR (1979). Junto a cada tubo de acesso, foi instalado um piezômetro a 1m de profundidade para leituras semanais do nível freático.

5 . 1 . 2 - Dados de entrada do Balhidro

O plantio da soja ocorreu no dia 15 de dezembro e a colheita no dia 26 de abril. No Balhidro foi considerado apenas o ano de 1979, já que as medições de umidade do solo começaram a ser tomadas à partir do dia 4 de janeiro. Na validação do programa foram analisados os três blocos separadamente, já que os mesmos apresentaram um consumo de água diferenciado. Como cada bloco foi dividido em seis subparcelas, o valor de umidade volumétrica utilizado na validação foi a umidade média espacial obtida para cada bloco (anexo 2). Este procedimento, também utilizado pelos autores do experimento, foi adotado para evitar efeitos não perceptíveis dos tratamentos de drenagem e subsolagem e verificar se as diferenças de rendimento, ocorrida entre blocos, eram resultante do melhor aproveitamento da água pela cultura.

As precipitações diárias foram obtidas da estação climatológica do IPAGRO, instalada a 500m do local do experimento. O ano agrícola 1978/79 foi considerado muito seco e segundo BERLATO (1990), as maiores deficiências ocorreram nas regiões da Campanha

e Depressão Central do Estado, atingindo mais de 300mm de déficit hídrico durante a estação de crescimento das culturas.

Segundo análise dos registros de precipitação mensal dos meses de dezembro, janeiro, fevereiro e março de 1978 a 1979, a precipitação ocorrida em janeiro (13,2mm) foi a menor da série de 52 anos. Em fevereiro, o valor da precipitação foi igual a 55mm, caracterizando-se como um evento raro, tendo ocorrido somente sete vezes no mesmo período de observações. Segundo TAYLOR e BELTRAME (1980), a combinação dos valores de precipitação de janeiro e fevereiro aponta o mais baixo índice pluviométrico para a série estudada.

A evapotranspiração potencial diária (ETP) foi calculada pelo método de Penman, usando dados da Estação Meteorológica Automática de Wallingford, descrita por CLARKE (1978) e localizada no 8.º DISME - Porto Alegre, distante 15Km do local do experimento. Sendo os valores de radiação líquida medidos diretamente pela Estação Automática, os autores do trabalho calcularam a evapotranspiração potencial utilizando a equação de Penman dada abaixo :

$$ETP = (\Delta R_n + \gamma E_a) / (\Delta + \gamma) \quad (5.1)$$

ETP = evapotranspiração potencial (mm/dia)

Δ = declividade da curva pressão de saturação de vapor (mb/°C)

R_n = radiação líquida (mm H₂O/dia)

γ = constante psicrométrica (mb/°C)

Sendo E_a o termo aerodinâmico dado por :

$$E_a = 0,35 (0,5 + 5U/800) (e_o - e_d) \quad (5.2)$$

U = velocidade do vento a 2m de altura (Km/dia)

e_o = pressão de vapor de saturação à temperatura do ar (mb)

e_d = pressão de vapor do ar (mb)

A evapotranspiração potencial do ano de 1979, calculada com base diária, foi acumulada decendialmente, para dar entrada no Balhidro.

No experimento foi utilizada a cultivar Davis de ciclo médio, que apresentou o seguinte desenvolvimento (média dos três blocos):

- Semeadura (S) = 15 de dezembro/78
- Emergência (E) = 22 de dezembro/78
- Emergência + 10 dias = 1° de janeiro/79
- Florescimento (F) = 15 de fevereiro/79
- Florescimento + 50 dias = 6 de abril/79
- Colheita = 26 de abril.

Como as medições de umidade foram efetuadas à profundidades fixas de 250, 450, 750, e 950mm, o perfil do solo considerado foi de 0 - 450mm, já que pelas características do horizonte B2g (Brasil, 1973), a camada impermeável tem início a 700mm. Além disso, analisando os dados medidos de umidade do solo (tabelas 1,2,3 do anexo 2), verifica-se pouca variação abaixo da camada de 450mm, sendo razoável supor que no início de janeiro o sistema radicular já se encontrava na camada de 25mm (E + 10 dias), e que no início de fevereiro (F) já explorava toda o perfil considerado (450mm).

Para a validação do modelo considerou-se que o sistema radicular no dia 1° de janeiro (E + 10 dias) já explorava a profundidade de 450mm. Esta simplificação foi feita porque, quando o dado

de entrada é raízes em crescimento, o programa vai progressivamente aumentando o perfil explorado até atingir a profundidade máxima, o que ocorreria no primeiro decêndio de fevereiro. Portanto, esta simplificação foi utilizada, para possibilitar a comparação das umidades medidas no mês de janeiro com as estimadas através do modelo. Considerou-se as medições efetuadas a 250mm como representativas da umidade da camada de 0 a 250mm, e a medida à 450mm representativa da camada de 250 a 450mm.

Obviamente o plano de cultivo foi considerado único, abrangendo 100% da área. Depois da colheita manteve-se a profundidade de 450mm até o final do ano. Foi incluído na validação do modelo o mês de maio o que possibilitou a visualização do comportamento da água do solo com e sem cultura. Para o cálculo da infiltração foi escolhido um CN igual a 75, através da tabela 2 do anexo 1, de acordo com o tipo de solo (B), prática cultural (LR), condições para ocorrer a infiltração (boa) e cobertura vegetal (grãos pequenos).

No experimento os três blocos receberam irrigação no mês de fevereiro, sendo que cada bloco recebeu apenas uma. Desta maneira não foi possível estabelecer os limites de rega, HMAX e HMIN, pois os mesmos são decendiais e como no mês de fevereiro o solo estava muito seco a utilização dos parâmetros determinava mais de uma rega no decêndio. Para resolver este impasse, a dose de rega utilizada entrou no modelo através dos dados de precipitação.

Para determinação da capacidade de armazenamento do solo, (RUV), através da equação 3.5, foi feita uma análise das umidades

registradas nos três blocos (anexo 2). Verificou-se que a umidade volumétrica obtida através da curva característica para uma tensão de 15 atm (tabela 5.1), representativa da umidade no ponto de murcha, era superior, em todos os blocos, a umidade mínima medida pela sonda. A umidade superior, medida pela sonda, também apresentou valores inferiores a umidade obtida para uma tensão de 0,3 atm. A tabela abaixo mostra os valores máximos e mínimos medidos com a sonda de nêutrons, e os obtidos pela curva característica representativos das umidades na capacidade de campo (-0,3atm) e no ponto de murcha (-15atm). Os valores máximos medidos pela sonda, representados na tabela abaixo, são medições efetuadas após a colheita.

TABELA 5.2 - Comparação entre umidades, obtidas através da "curva" característica de água no solo e medidas através da "sonda" de nêutrons, representativas do solo na capacidade de campo e no ponto de murcha.

BLOCO		profundidade (mm)	θ "curva" (cm^3/cm^3)	θ "sonda" (cm^3/cm^3)
(I)	θ_{cc}	0 - 250	0,267	0,250
		250 - 450	0,247	0,250
	θ_{pm}	0 - 250	0,191	0,134
		250 - 450	0,175	0,145
(II)	θ_{cc}	0 - 250	0,267	0,254
		250 - 450	0,247	0,249
	θ_{pm}	0 - 250	0,191	0,144
		250 - 450	0,175	0,137
(III)	θ_{cc}	0 - 250	0,267	0,246
		250 - 450	0,247	0,246
	θ_{pm}	0 - 250	0,191	0,118
		250 - 450	0,175	0,120

A umidade volumétrica representativa da umidade na capacidade de campo (θ_{cc}) é próxima da medida pela sonda, principalmente na

camada abaixo de 250mm. Já a representativa da unidade no ponto de murcha (θ_{pm}) foge bastante. Isto pode ser uma decorrência da variação espacial das propriedades físico-hídricas dos solos, principalmente na camada superficial, ou ainda uma evidência de que a soja retira umidade do solo mesmo quando esta umidade se encontra retida a tensões maiores que 15 atmosferas. EAGLEMAN E DECKER (1965), em experimentos com soja irrigada e não irrigada, observaram que o consumo relativo de água (E_{Tr}/ETP) da soja não irrigada era de 20% quando a umidade do solo estava à 38 atm, representando um déficit de umidade, relativo a capacidade de armazenamento do solo (0,33 e 15atm), de 115,2% .

Para poder acompanhar a variação real da umidade, durante a validação do modelo, se fez necessário utilizar as unidades máximas e mínimas medidas com a sonda. Portanto, a capacidade de armazenamento (RUV), de cada um dos três blocos foi calculada através da equação 3.5 com os valores apresentados na tabela abaixo.

TABELA 5.3 - Valores de θ_{cc} , θ_{pm} e RUV adotados nos blocos I, II e III, utilizados na validação do Balhidro.

BLOCO	profundidade (mm)	θ_{cc} (cm^3/cm^3)	θ_{pm} (cm^3/cm^3)	RUV (%)	RUV (mm)
(I)	0 - 250	0,250	0,134	11,6	29,0
	250 - 450	0,250	0,145	10,5	21,0
	0 - 450	0,250	0,140	11,0	50,0
(II)	0 - 250	0,254	0,144	11,0	27,5
	250 - 450	0,249	0,137	11,2	22,4
	0 - 450	0,250	0,140	11,0	50,0
(III)	0 - 250	0,246	*0,125	12,0	30,0
	250 - 450	0,246	0,125	12,0	24,0
	0 - 450	0,246	0,125	12,0	54,0

* O segundo menor valor da série de umidade medida no bloco III.

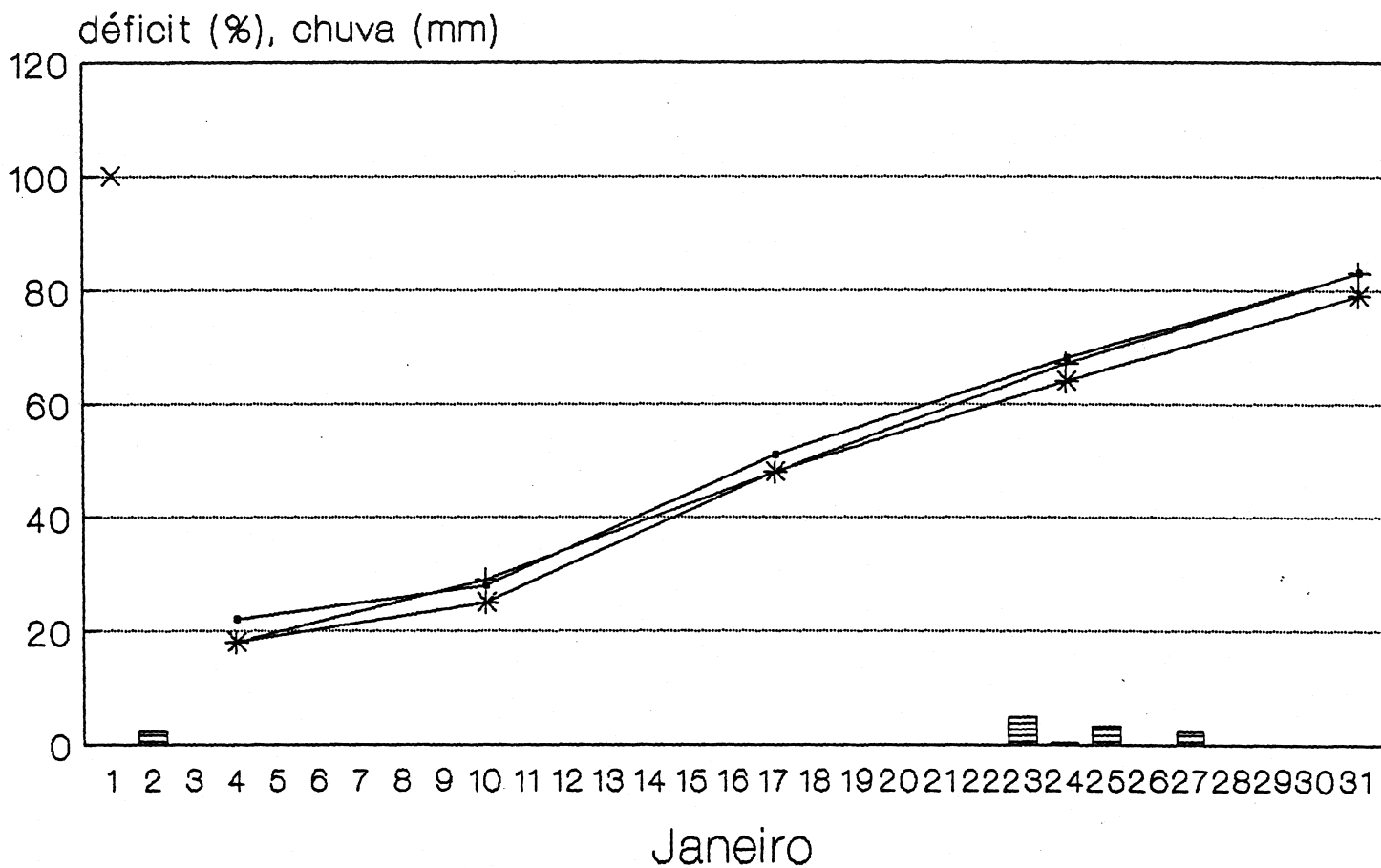
Nas figuras de 26 a 29 são apresentados os déficits ocorridos durante o ciclo da soja. O déficit foi calculado em função do RUV escolhido para cada bloco (tabela 5.3) e das unidades volumétricas medidas com a sonda de nêutrons (anexo 2). O perfil de solo utilizado foi a camada de 0 a 450mm. Um déficit nulo (0%) significa que o solo se encontra na capacidade de campo, e um déficit máximo (100%) que o solo se encontra no ponto de murcha.

São apresentadas também as chuvas ocorridas no período e as irrigações efetuadas nos três blocos durante o mês de fevereiro. Os blocos I e II receberam uma lâmina de irrigação de 31,5mm no dia 4 e 6 respectivamente. O bloco III foi irrigado no dia 13 com uma dose de 20mm.

Através das figuras pode-se visualizar que a umidade do solo, nos três blocos, se encontrava a 80% da capacidade de campo no início do mês de janeiro. No decorrer do mês a retirada de umidade do solo se manteve igual nos três blocos, a uma taxa praticamente constante à partir do dia 10, atingindo um déficit de 80% no dia 1^o de fevereiro.

Neste mês, devido as irrigações, o perfil de umidade entre blocos se modificou. É interessante notar que a chuva de apenas 12mm, ocorrida no dia 7 de fevereiro, produziu um acréscimo de umidade de 3% no bloco III e de 9% no bloco I. No bloco II não foi possível fazer esta verificação pois não houve medição no dia 7. No dia 19 de fevereiro ocorreu uma chuva de 26,5mm e os três blocos apresentaram ou ganho de umidade de 6%, sendo que na medição anterior (14/2) a umidade era a mesma para os três.

DÉFICIT DE UMIDADE NO SOLO BLOCOS I II III

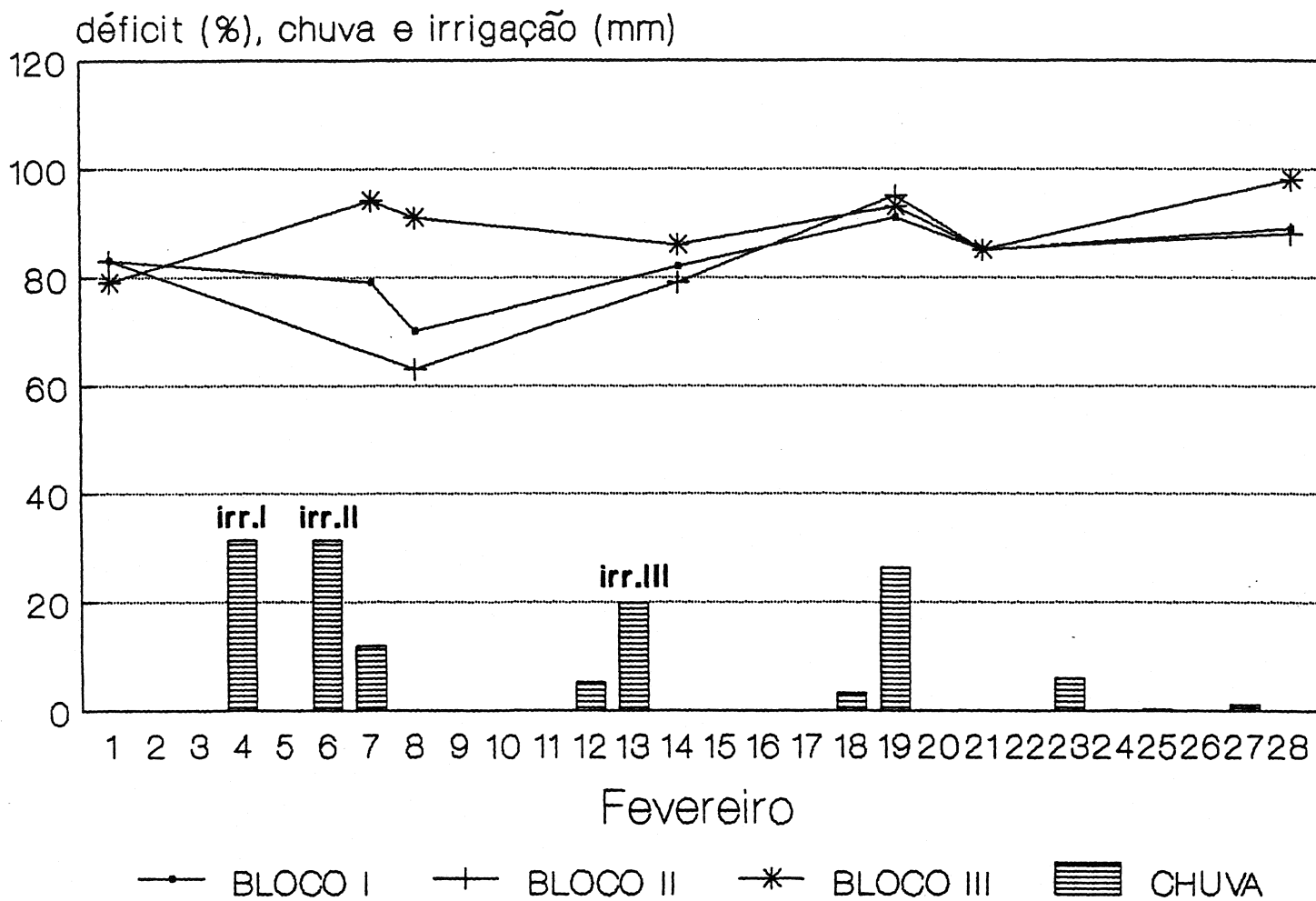


—●— BLOCO I
—+— BLOCO II
—*— BLOCO III
▒ CHUVA

DÉFICIT --- [0% = θ_{cc} 100% = θ_{pm}]
 CAMADA --- [0 - 45cm]

FIGURA 26 - Déficit de água no solo (%) e chuva (mm), ocorridos no mês de janeiro, nos blocos I, II e III.

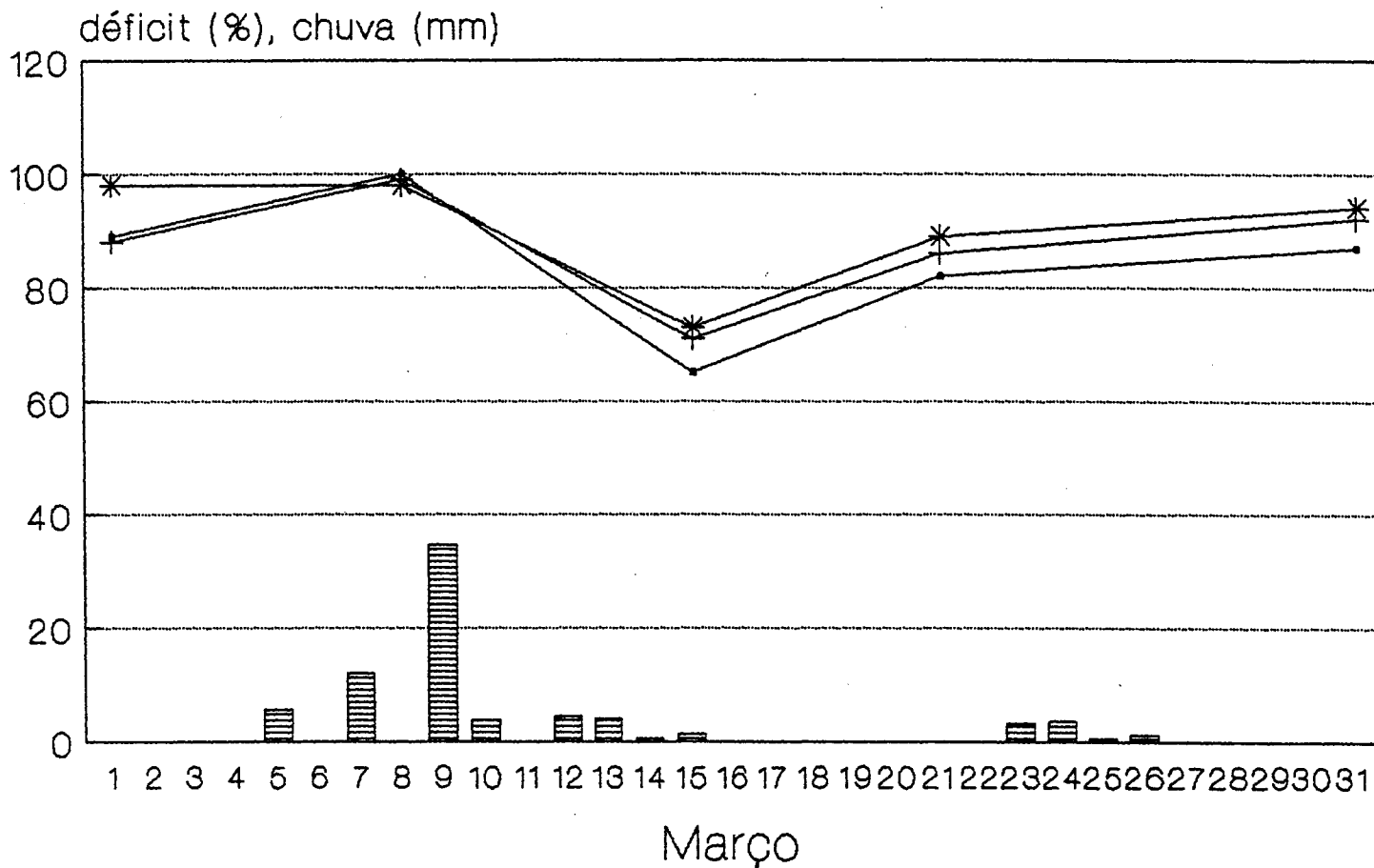
DÉFICIT DE UMIDADE NO SOLO BLOCOS I II III



DÉFICIT --- [0% = θ_{cc} 100% = θ_{pm}]
 CAMADA --- [0 - 45cm]

FIGURA 27 - Déficit de água no solo (%), chuva (mm) e irrigação (mm), ocorridos no mês de fevereiro, nos blocos I, II e III.

DÉFICIT DE UMIDADE NO SOLO BLOCOS I II III

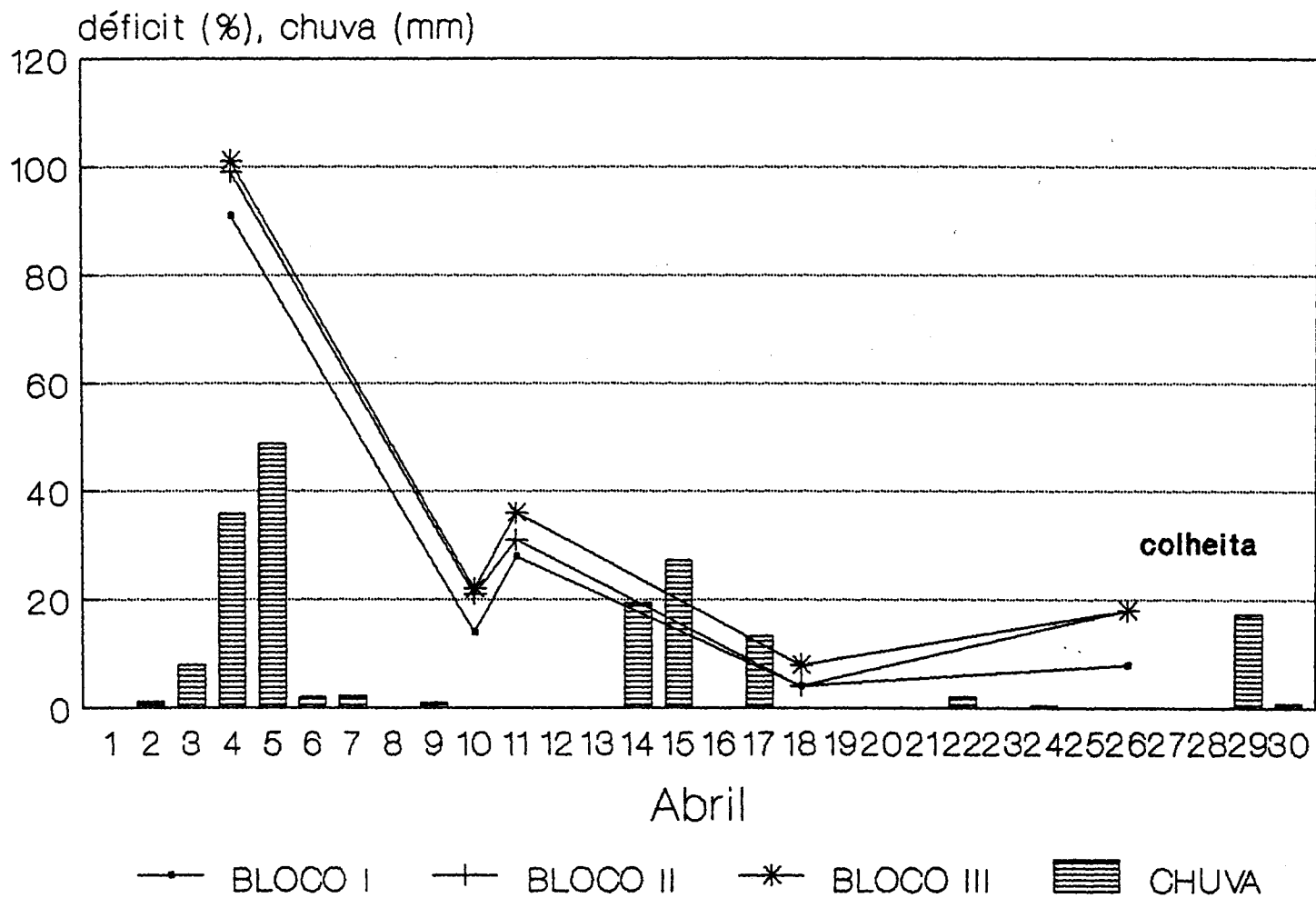


BLOCO I
 + BLOCO II
 * BLOCO III
 CHUVA

DÉFICIT --- [0% = θ_{cc} 100% = θ_{pm}]
 CAMADA --- [0 - 45cm]

FIGURA 28 - Déficit de água no solo (%) e chuva (mm) ocorridos no mês de março, nos blocos I, II e III.

DÉFICIT DE UMIDADE NO SOLO BLOCOS I II III



DÉFICIT --- [0% = θ_{cc} 100% = θ_{pm}]
 CAMADA --- [0 - 45cm]

FIGURA 29 - Déficit de água no solo (%) e chuva (mm), ocorridos no mês de abril, nos blocos I, II e III.

A partir do dia 20 de fevereiro, a retirada de umidade do solo foi maior no bloco III, atingindo um déficit de 100% no final de fevereiro. No dia 8 de março os três blocos apresentavam um déficit de 100%. O menor déficit ocorreu no segundo decêndio de abril, não chegando, entretanto, ao déficit nulo (θ_{cc}).

O Balhidro, por ser um programa destinado ao cálculo dos requerimentos de água para irrigação, necessita como entrada valores do coeficiente de cultura (K_c). Por definição o coeficiente de cultura (K_c) é a relação entre a evapotranspiração máxima da cultura (ET_m) e a potencial ou de referência (ETP). A estimativa da evapotranspiração máxima pressupõe que não exista restrição de água à cultura o que implica em que a umidade do solo permaneça próxima à capacidade de campo. Os experimentos relacionados com a determinação do K_c são efetuados de acordo com esta premissa.

No experimento em estudo, a umidade do solo só esteve próxima da capacidade de campo no início e no fim do ciclo da soja, sendo portanto esperado que o consumo de água não tenha ocorrido na sua taxa máxima. Entretanto devido à necessidade de se fornecer ao programa dados decendiais de K_c , foi feita uma pesquisa em estudos realizados para sua determinação, com o objetivo de se ter uma idéia da sua ordem de grandeza.

Em um experimento realizado em Taquari, RS, com a cultivar Bragg, semeada em 21 de novembro de 1985, FONTANA et ali. (1988) encontraram que em condições de cobertura completa e sem restrição de água no solo, a evapotranspiração máxima (ET_m) da soja, determinada através do método do balanço de energia, se correlacio-

nou com a ETP, estimada pelo método de Penman, através da seguinte equação :

$$ET_m = 0,39 + 0,86 ETP \quad (5.3)$$

com um coeficiente de correlação (r^2) de 0,94.

BERLATO et alli.(1986), através da análise de cinco anos de experimentos com soja na Estação Experimental de Taquari, semeada na segunda quinzena de novembro, encontraram os seguintes valores médios para K_c , utilizando a ETP estimada por Penman :

- da semeadura até a planta com uma folha trifoliada : 0,56
- da folha trifoliada até o início da floração : 1,21
- do início da floração até o início do enchimento de grãos : 1,50
- do enchimento de grãos até a maturação fisiológica : 1,41

DOORENBOS & KASSAN (1979) apresentam os seguintes valores de K_c para a soja :

- fase inicial = 0,3 - 0,4
- fase de desenvolvimento = 0,7 - 0,8
- meio do ciclo = 1,0 - 1,15
- fim do ciclo = 0,7 - 0,8
- colheita = 0,4 - 0,5

sendo o primeiro valor para umidade do ar maior que 70% e ventos com velocidade menor que 5m/s, e o segundo valor para umidade inferior à 20% e ventos superiores à 5m/s.

BERLATO et alli.(1986) salientaram que a evapotranspiração máxima pode variar em função das condições climáticas de cada região e em função do ano e época de semeadura na mesma região climática. Segundo MATZENAUER (1990), a evapotranspiração máxima de

uma cultura medida em um determinado local é função, basicamente das condições meteorológicas ocorridas durante o desenvolvimento das plantas. Naturalmente que as características do crescimento e desenvolvimento das plantas, que estão associadas ao tipo de solo, fertilidade do solo, época de semeadura, híbrido utilizado e práticas culturais entre outros, também exerce influência sobre o consumo de água. No entanto, os fatores preponderantes são aqueles relacionados com a demanda evaporativa da atmosfera.

Pelo exposto pode-se notar a dificuldade em escolher o K_c para o experimento em estudo. Partiu-se então da idéia de utilizar o K_c como parâmetro de ajuste na validação do modelo (deve-se salientar que o Balhidro não é um modelo de ajuste de parâmetros, e que este expediente só foi utilizado para poder efetuar sua validação). Para inicia-la, foi escolhido o K_c indicado pela FAO (DOORENBOS & KASSAN, 1979) no período inicial do ciclo da soja, que no experimento compreende o mês de janeiro, e para os períodos subsequentes a equação encontrada por FONTANA et alii (1988). No mês de maio, após a colheita, utilizou-se um K_c de 0,1 para representar a perda de água por evaporação da camada de 0 a 450mm.

A umidade inicial da camada superior do solo introduzida no programa Balhidro foi de 80% do RUV (camada superficial 0 - 450mm) para ficar de acordo com a umidade medida no dia 4 de janeiro (figura 26).

5 . 2 - Experimento II

O segundo experimento utilizado para a validação do modelo Balhidro é parte de um trabalho realizado (POMPEO,1990) para o estudo hidrológico do balanço hídrico da zona não saturada do solo, em uma bacia rural, localizada em região de afloramento do Aquífero Botucatu. Neste estudo foram monitoradas as variações de umidade em 14 pontos da bacia, através de uma sonda de nêutrons, durante um período de dois anos.

5 . 2 . 1 - Descrição do Experimento II

O experimento foi realizado na Bacia do Ribeirão da Onça, localizada na região do Município de Brotas, no centro-norte do Estado de São Paulo, entre os paralelos $22^{\circ}10'$ e $22^{\circ}15'$ de latitude sul e entre os meridianos $47^{\circ}55'$ e $48^{\circ}00'$ de longitude oeste. O Ribeirão da Onça é um dos formadores do Rio Jacaré-Guaçu, afluente do Rio Tietê pela margem direita.

O monitoramento da umidade do solo na bacia foi feito através de uma sonda nuclear da marca Campbell, modelo 501 DR, utilizada em 14 furos de sondagem distribuídos ao longo da área da bacia. As medidas iniciaram no final do mês de outubro de 1985 e se estenderam até dezembro de 1987 em alguns furos, com um período sem observação ocorrido em junho e julho de 1986. As medidas de umidade tomadas em cada furo de sondagem foram feitas em intervalos de 50 cm a partir da superfície, atingindo em alguns a profundidade de 11 metros.

A classificação climática de Koeppen para a região indica que a bacia possui clima subtropical úmido com chuvas de verão, apresentando variação para clima tropical úmido com inverno seco (CONVENIO DNAEE-EESC, 1980).

5 . 2 . 2 - Dados de entrada do Balhidro

Para a validação do Balhidro foi escolhido apenas um dos 14 pontos de observação. O furo de sondagem escolhido, denominado de FS-08, localiza-se em área de cerrado, na região de cabeceira da bacia próximo ao curso d'água principal, a uma altitude de 710m. O perfil de solo considerado para a validação do Balhidro foi de um metro, e as unidades medidas a 50cm e 100cm foram consideradas representativas da camada 0 - 50cm e da camada 50 - 100cm, respectivamente.

Segundo POMPEU (1990) os solos da Bacia do Ribeirão da Onça, provinientes do arenito desagregado, apresentam composição homogênea, não havendo presença de argilas com exceção da região próxima a seção de controle da bacia. A distribuição granulométrica é relativamente uniforme tanto a nível superficial quanto em perfis verticais (PRETO FILHO, 1985), apresentando uma variação granulométrica, em dois furos analisados (FS-02 e FS-04), de 1,28mm a 0,075mm, caracterizando um solo arenoso.

Para definir a capacidade de armazenamento de água no solo (RUV) da área de influência do furo FS-08, foi necessário analisar as unidades medidas no mesmo (tabela 4, anexo 2), já que não se dispunha de sua curva característica. Sendo assim optou-se pe-

la umidade volumétrica (%) medida no dia 8 de agosto de 1986 como sendo representativa da umidade no ponto de murcha, respectivamente 6,63% para a camada de 0 a 50cm e 7,97% para a camada de 50 a 100cm. Para representar a umidade na capacidade de campo foi analisada as máximas umidades observadas, bem como as chuvas que as originaram e as condições de umidade antecedente. Através desta análise foi adotada uma umidade de 12,3% em volume para o perfil. Portanto a capacidade de armazenamento ficou definida em 5%, coerente com valores citados na literatura (PRADO(1991), REICHARDT (1985), BERNARDO(1987)).

As precipitações diárias para os três anos de estudo (1985, 1986,1987) foram obtidas da estação Reflorestamento Campo Alegre, (DAEE), localizada na bacia e próxima ao furo FS-08. Segundo POMPEO (1983), estudo regional mostra que a precipitação média é da ordem de 1300mm anuais, sendo que 45% deste valor ocorre na estação do verão, devido principalmente a chuvas convectivas de grande intensidade.

A evapotranspiração potencial diária foi estimada através de dados de evaporação do tanque Classe A, obtidos na Estação Hidroclimatológica do Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada (CRHEA), localizada no Município de São Carlos (SP), distante 3 Km da Bacia do Ribeirão da Onça. Para estimativa da evapotranspiração potencial decendial (ETP), para os anos de 1985, 1986 e 1987 foi utilizada a seguinte equação :

$$ETP = K_p * E \quad (5.4)$$

onde ETP é a evapotranspiração potencial decendial (mm), K_p coeficiente de correção do tanque e E a evaporação decendial do tanque

classe A (mm). O coeficiente de correção utilizado foi um K_p médio mensal estimado para o Estado de São Paulo, apresentado na tabela abaixo (tabela 5.4).

TABELA 5.4 - Valores médios mensais do coeficiente K_p para o Estado de São Paulo

MÊS	K_p	MÊS	K_p
Janeiro	0,74	Julho	0,72
Fevereiro	0,80	Agosto	0,69
Março	0,69	Setembro	0,66
Abril	0,75	Outubro	0,80
Maio	0,63	Novembro	0,79
Junho	0,75	Dezembro	0,87

Fonte : Elaboração de Projetos de Irrigação, PORTO (1986)

A cobertura vegetal da área de contorno do furo FS-08 é ainda parte da vegetação nativa da região (cerrado). A escolha do valor do coeficiente da cultura K_c , necessário como dado de entrada no Balhidro, foi de 0,80 para todo o período de estudo. Para o cálculo da infiltração foi escolhido um CN igual a 30, através da tabela 2 (anexo 1), de acordo com o tipo de solo (A), cobertura vegetal (matas agrícolas) e condições hidrológicas para ocorrer a infiltração (entre pobre e regular). O perfil escolhido foi de 100 cm, sendo que em coletas de amostras de solo da área em estudo (cerrado) não foi observado raízes a profundidade superior a 200 cm (POMPEO,1990).

A umidade inicial considerada, tanto para a camada superficial como para a profunda, foi a umidade na capacidade de campo, já que o mês de dezembro é o segundo mês do ano que apresenta o maior índice pluviométrico observado (223mm, média mensal de longo período).

6 - RESULTADOS E DISCUSSÃO DA VALIDAÇÃO DO MODELO BALHIDRO

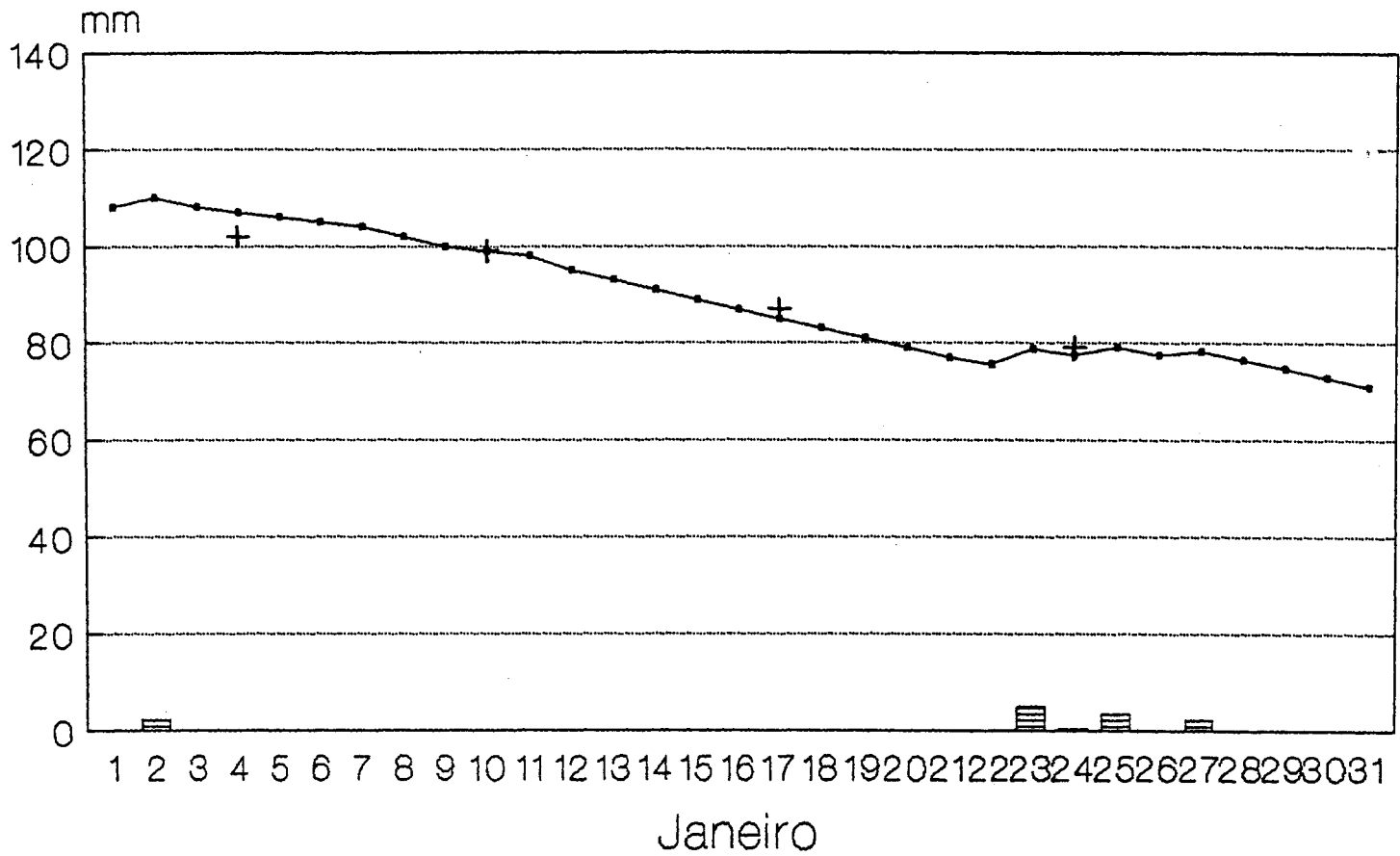
6 . 1 - Experimento I

As figuras 30, 31, 32, 33 e 34 apresentam, para o bloco I, as chuvas observadas (mm), a lâmina de irrigação (mm) aplicada, as umidades medidas (mm) com a sonda de nêutrons e os perfis de umidade estimados (mm) pelo Balhidro para a camada de 450 mm. O período analisado foi de 1^o de janeiro à 26 de abril, referente aos períodos fenológicos da soja, que compreendem o período vegetativo (10 dias após a emergência até o início do florescimento), o período reprodutivo (50 dias após o florescimento) e a maturação. Foi analisado também o mês de maio, referente ao período logo após a colheita. Os blocos II e III, por não apresentarem diferenças significativas do bloco I, encontram-se representados no anexo 3.

Para todos os blocos, a capacidade de armazenamento do solo , RUV, foi calculada de acordo com os dados da tabela 5.3.

BLOCO I

Kc decencial (0.2 0.3 0.3)

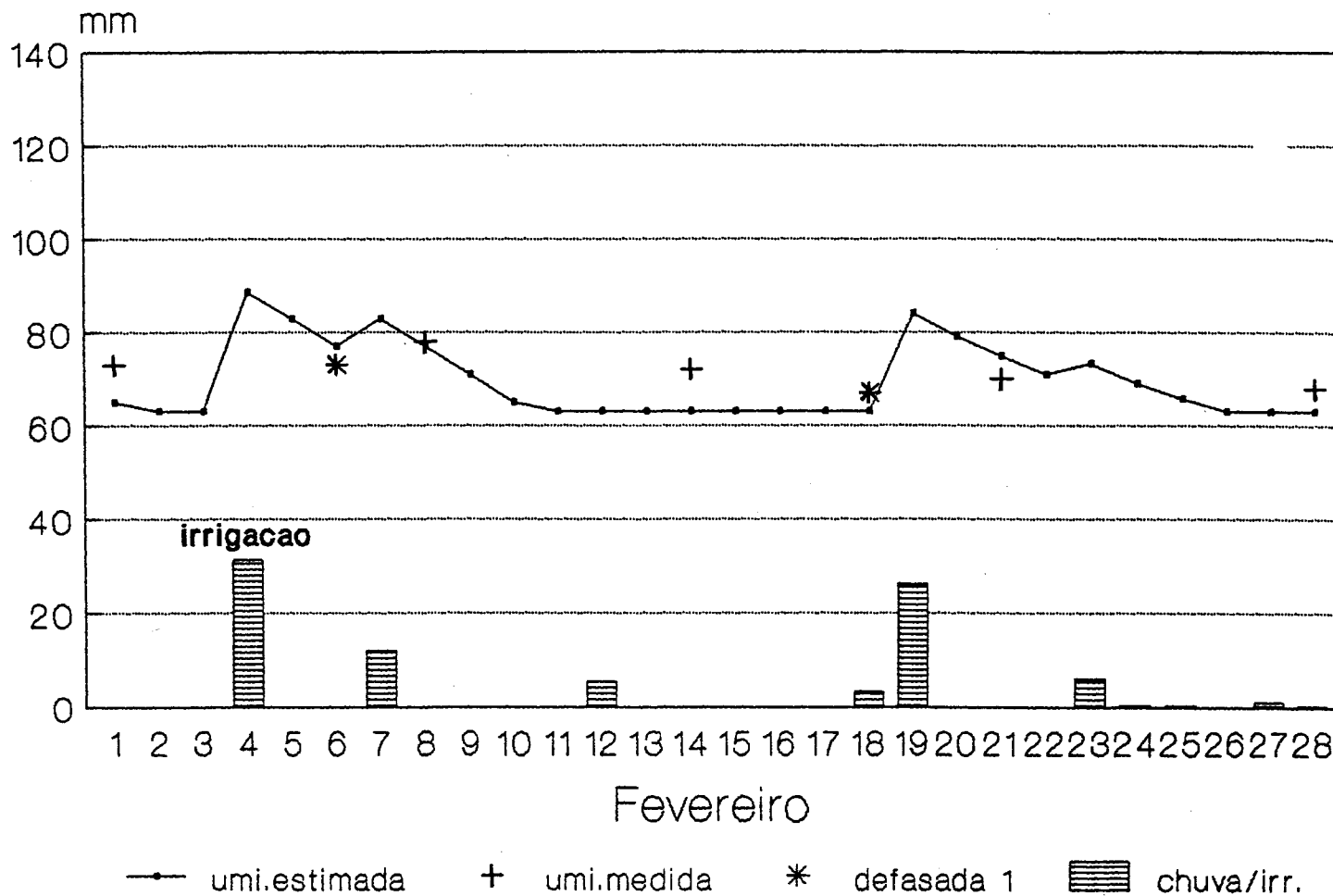


$\theta_{cc} = 25\%$ $\theta_{pm} = 14\%$ $RUV = 11\%$
 camada (0 - 450mm)

Figura 30 - Chuva, unidade medida e unidade estimada no bloco I, referente ao mês de janeiro de 1979.

BLOCO I

Kc decencial (1.0 1.0 1.0)



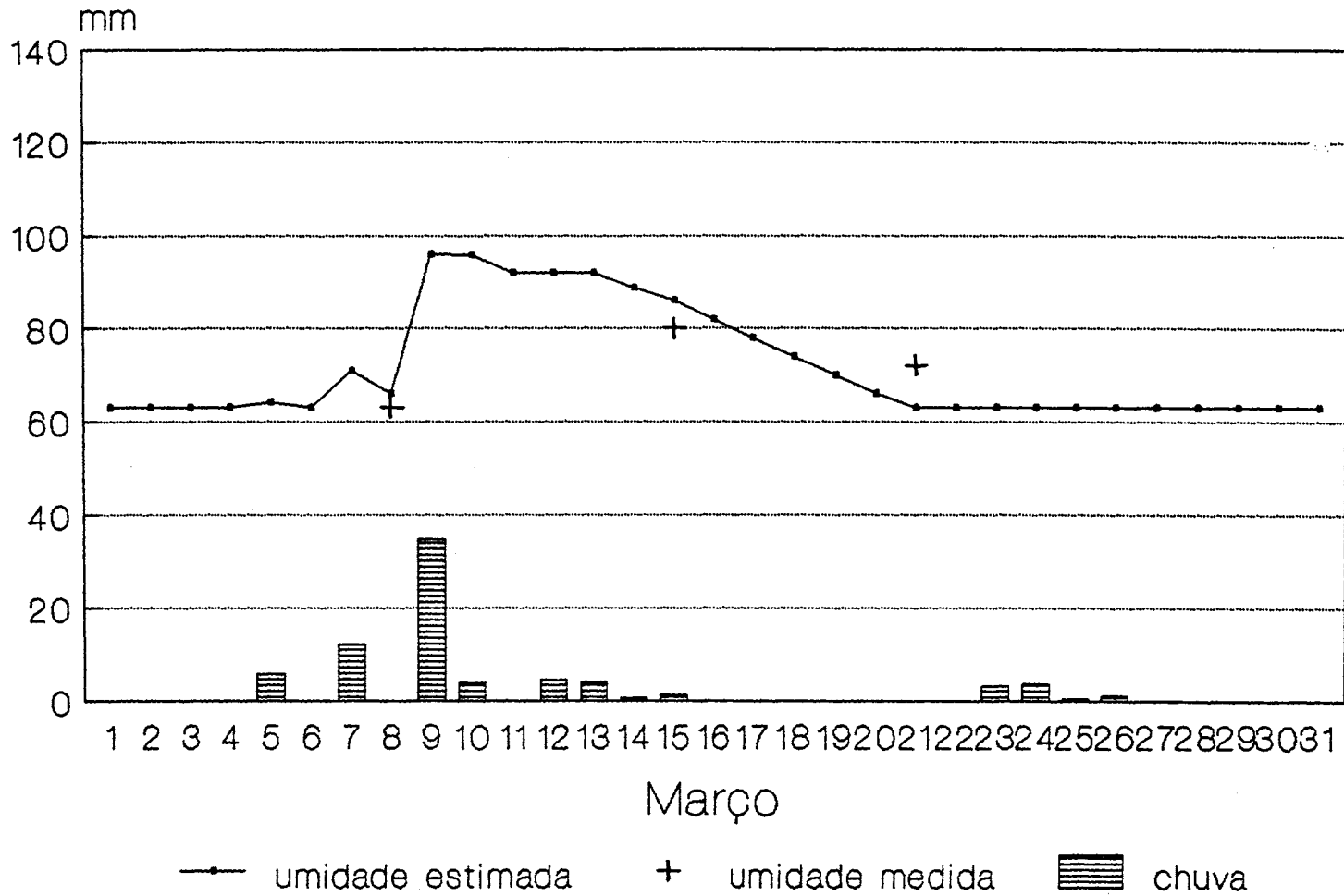
$\theta_{cc} = 25\%$ $\theta_{pm} = 14\%$ $RUV = 11\%$
camada (0 - 450mm)

Figura 31 - Chuva, irrigação, unidade estimada, unidade medida, unidade medida e unidade medida com defasagem de um dia no bloco I, referente ao mês de fevereiro de 1979.

BLOCO I

Kc decencial (1.0 1.0 1.0)

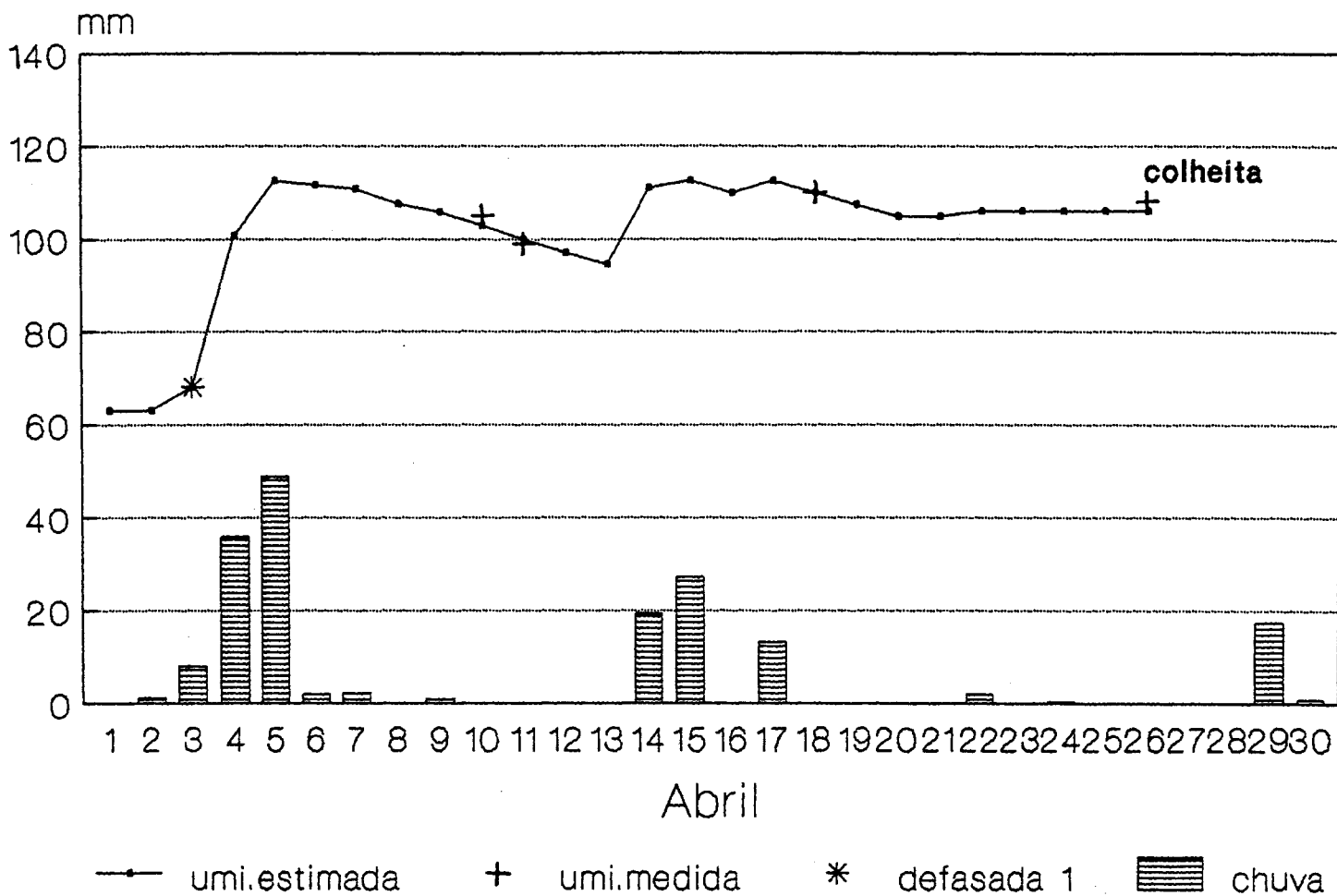
Figura 32 - Chuva, unidade medida e unidade estimada no bloco I, referente ao mês de março de 1979.



$\theta_{cc} = 25\%$ $\theta_{pm} = 14\%$ $RUV = 11\%$
camada (0 - 450mm)

BLOCO I

Kc decencial (1.2 1.0 0.1)

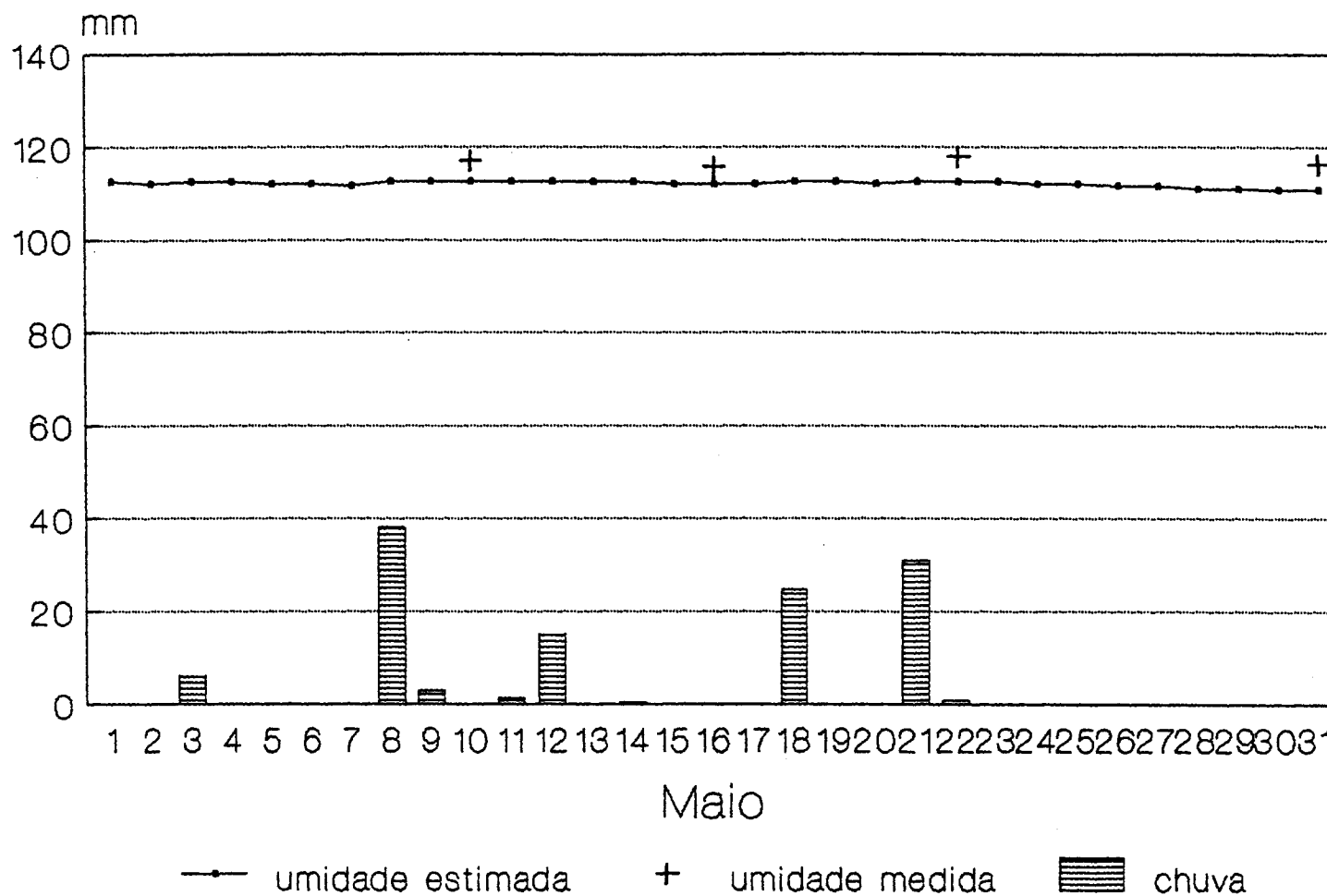


$\theta_{cc} = 25\%$ $\theta_{pm} = 14\%$ $RUV = 11\%$
 camada (0 - 450mm)

Figura 33 - Chuva, unidade estimada, unidade medida e unidade medida com defasagem de um dia no bloco I, referente ao mês de abril de 1979.

BLOCO I

Kc decencial (0.1 0.1 0.1)



$\theta_{cc} = 25\%$ $\theta_{pm} = 14\%$ $RUV = 11\%$
camada (0 - 450mm)

Figura 34 - Chuva, unidade medida e unidade estimada no bloco I, referente ao mês de maio de 1979.

Na tabela abaixo é apresentada a evapotranspiração potencial, valor médio diário para o decêndio, e os coeficientes da cultura por bloco analisado (KcI, KcII, KcIII) que melhor se ajustaram as unidades medidas. É apresentado também os coeficientes encontrados por outros pesquisadores anteriormente citados.

TABELA 6.1 - Valores médios decendiais de ETP (mm/dia), dos coeficientes de cultura ajustados (KcI, KcII, KcIII), e dos Kc encontrados por outros pesquisadores (Kc1, Kc2, Kc3).

Decêndio	ETP	KcI	KcII	KcIII	¹ Kc1	² Kc2	³ Kc3
1º JAN	6.4	0.2	0.2	0.2	—	0.56	0.3-0.4
2º JAN	6.6	0.3	0.3	0.3	—	1.21	0.3-0.4
3º JAN	5.7	0.3	0.3	0.3	—	1.21	0.3-0.4
1º FEV	5.9	1.0	1.0	1.0	0.93	1.21	0.7-0.8
2º FEV	5.4	1.0	1.0	1.0	0.93	1.50	1.0-1.15
3º FEV	4.0	1.0	1.0	1.0	0.96	1.50	1.0-1.15
1º MAR	4.5	1.0	1.0	1.0	0.95	1.41	1.0-1.15
2º MAR	4.1	1.0	1.0	1.0	0.96	1.41	1.0-1.15
3º MAR	3.9	1.0	1.0	1.0	0.99	1.41	1.0-1.15
1º ABR	2.5	1.2	1.3	1.5	1.02	1.41	1.0-1.15
2º ABR	2.7	1.0	1.0	1.3	1.01	1.41	0.7-0.8
3º ABR	3.2	0.1	0.3	0.2	0.98	—	0.4-0.5

¹FONTANA et alli.(1988), ²BERLATO et alli.(1986), ³FAO (1979)

O melhor ajuste do Kc, para o período de cobertura completa do solo, é próximo ao encontrado por BERLATO et alli. (1986), para os períodos com menor déficit de água no solo e menor demanda atmosférica (1º e 2º decêndio de abril). Neste período a umidade do solo estava próxima à capacidade de campo, e o consumo de água pela soja ocorreu na sua taxa máxima, caracterizando realmente o coeficiente da cultura. No período inicial da cultura, correspondente ao mês de janeiro, o Kc melhor ajustado se aproxima dos valores indicados pela FAO (1979), pois neste período o solo não apresentava cobertura completa e as raízes ainda se encontravam em fase de crescimento, não explorando totalmente a camada de 450 mm

assumida no modelo. No último decêndio de abril, novamente o K_c ajustado é aproximadamente igual ao recomendado pela FAO.

No período de maior déficit de água no solo, registrados nos meses de fevereiro e março, não é possível fazer comparações entre o " K_c " ajustado e o K_c encontrado em pesquisas sem restrição de água no solo. Pode-se notar através das figuras 30 e 31 que quando a disponibilidade de água no solo é maior, o consumo de água real é maior que o estimado, e quando é menor, o consumo real é menor que o estimado. Esta falta de ajuste é devida a base temporal utilizada pelo modelo para a entrada do K_c . Desta maneira, o " K_c " ajustado para os meses de fevereiro e março, representa o consumo relativo (ET_r/ETP) médio decendial.

Isto também pode ser notado através dos coeficientes de correlação encontrados entre a unidade medida com a sonda de nêutrons e a estimada pelo modelo (tabela 6.2). A melhor correlação ocorreu no mês de abril (menor déficit), e a pior no mês de fevereiro (maior déficit). O comportamento é semelhante em todos os blocos, sendo que o melhor ajuste, para o ciclo completo da soja, ocorreu no bloco III.

TABELA 6.2 - Coeficiente de correlação entre a unidade medida e estimada nos blocos I, II e III.

mês	bloco I	bloco II	bloco III
Janeiro	0.986	0.990	0.980
Fevereiro	0.680	0.426	0.775
Março	0.774	0.827	0.880
Abril	0.997	0.997	0.996
Ciclo	0.934	0.956	0.981

Os coeficientes de correlação foram calculados levando em conta a defasagem de um dia de algumas medidas. Estes atrasos de um dia, entre unidade medida e unidade estimada, podem ter ocorrido por erro na datação da medida ou pela medida ter sido feita antes, durante ou imediatamente após o evento chuvoso. Acreditamos que seja pouco provável que a base temporal diária seja pequena para que ocorra a redistribuição de água no solo para o perfil de 450 mm, já que o solo do experimento apresenta uma textura arenosa e camada impeditiva abaixo da camada considerada, além, é claro da subsolagem ocorrida em algumas subparcelas.

Até o final da colheita o nível freático sempre esteve abaixo de um metro. No mês de maio, devido as chuvas ocorridas em abril e maio, e principalmente devido a retirada da cultura, o nível freático subiu, chegando em algumas subparcelas à 20 cm da superfície do solo. O Balhidro por trabalhar no intervalo do RUV, não representa umidades acima da capacidade de campo. O "Kc" de 0,1 foi o que melhor se ajustou ao mês de maio, representando a perda de água por evaporação ocorrida no solo sem cobertura vegetal. Deve ficar claro que, em períodos fora do ciclo de uma cultura, o Kc utilizado no Balhidro não representa o coeficiente de cultivo, mas sim a perda relativa de água por evapotranspiração ou seja, a relação entre a evapotranspiração real e a potencial. No caso do mês de maio a perda real foi 10% da evapotranspiração potencial estimada pelo método de Penman.

O resultado obtido para o mês de maio nos parece bastante interessante já que comprova a redução acentuada na perda de água pelo perfil do solo após a colheita. Normalmente, na utilização de

um balanço hídrico para estimativas diversas, é utilizada a suposição de que a variação de umidade no solo é igual a precipitação menos a evapotranspiração potencial estimada, sendo o K_c utilizado apenas durante o ciclo da cultura. No período sem cultura normalmente não se inclui nenhum tipo de correção na estimativa da ETP, pressupondo uma perda de água igual a ETP estimada.

Através dos resultados do mês sem cultivo fica claro que a perda de água pelo solo acontece bem abaixo da taxa potencial, já que só ocorre a evaporação. Isto deve ser levado em conta quando da utilização de um balanço hídrico pois pode acarretar uma superestimativa da perda de água pelo perfil.

TAYLOR & BELTRAME (1980) estimaram a evapotranspiração real, dos três blocos, partindo do pressuposto que a umidade do solo antes do início de uma precipitação pode ser estimada pela extrapolação das umidades medidas anteriormente. Da mesma maneira, a umidade do solo, logo depois de uma precipitação, pode ser estimada pela extrapolação dos registros posteriores. Usando os valores de umidade do solo estimados e medidos, calcularam a lâmina de água retirada do solo ou evapotranspiração real da cultura. O perfil de solo utilizado foi de 950 mm.

Os valores estimados da evapotranspiração real, bem como os valores médios dos componentes de produção e rendimento, obtidos pelos pesquisadores, se encontram registrados na tabela 6.3. Para efeito comparativo é apresentado também a evapotranspiração real estimada pelo Balhidro para a camada de 450 mm. O período utilizado é o de 4 de janeiro a 26 de abril. A evapotranspiração potenci-

al estimada para o mesmo período foi de 516 mm.

TABELA 6.3 -Valores médios dos componentes de produção, rendimento e consumo de água por bloco, estimado por Taylor e Beltrame (¹ET_r) e estimado pelo Balhidro(²ET_r).

Bloco	Plantas/ /metro	Vagens/ /planta	Rendimento (Kg/ha)	¹ ET _r (mm)	² ET _r (mm)
I	23.5	14	1700	145	272
II	21.0	17	1850	178	279
III	20.3	19	2000	203	280

Mesmo utilizando uma camada de solo menor, a estimativa feita através do Balhidro, do consumo de água pela soja, foi superior a encontrada pelos pesquisadores, não apresentando diferença significativa entre blocos. Em ambas as estimativas a evapotranspiração real ficou bem abaixo da potencial. Pelos valores encontrados por Taylor e Beltrame o consumo relativo (ET_r/ETP) médio nos três blocos foi de 34%, e pelo modelo foi de 54%.

BERLATO (1987) encontrou um rendimento máximo para cultivares de ciclo médio e para as condições climáticas do Rio Grande do Sul de 4120 Kg/ha, sendo o rendimento máximo (y_m) definido como a produção de grãos por unidade de área de culturas bem adaptadas às condições climáticas locais, sem limitação de água no solo, sem limitação de nutrientes e onde condições sanitárias não limitam o rendimento.

No experimento estudado o fator limitante foi a deficiência hídrica, já que os outros fatores foram controlados. O rendimento relativo (y/y_m) do experimento foi de 48,5%, se considerarmos o

rendimento máximo encontrado por Berlato e o rendimento real do bloco III.

A diferença de rendimento entre blocos é difícil de explicar. Segundo BERLATO (1987) a variável consumo relativo de água (E_{Tr}/ETP) é a mais eficiente indicadora da variação do rendimento de grãos da soja de ano para ano e de local para local no Estado do Rio Grande do Sul, porque considera as interações no sistema solo-água-planta-atmosfera.

O autor utilizou um modelo para relacionar o rendimento de grãos da soja e o déficit hídrico para o Estado e encontrou o período reprodutivo da soja (50 dias após o início do florescimento) como o mais crítico em relação ao déficit hídrico, sendo que o consumo relativo de água neste período explicou 86% da variação do rendimento de grãos da soja do grupo de maturação médio. O segundo período crítico seria o vegetativo (10 dias após a emergência até o início do florescimento).

Analisando a tabela 6.4 nota-se que o bloco com maior rendimento (bloco III) apresentou o menor consumo relativo no período vegetativo (1º decêndio de janeiro - 2º decêndio de fevereiro) e o maior no período reprodutivo (2º decêndio de fevereiro - 2º decêndio de abril). A variação no rendimento entre blocos acompanha a variação no consumo relativo durante o período reprodutivo, sendo o bloco I o de menor rendimento e menor consumo relativo no período reprodutivo e o Bloco III o de maior rendimento e maior consumo no mesmo período. É interessante notar que o bloco III recebeu a menor dose de irrigação e sofreu o maior déficit.

TABELA 6.4 - Evapotranspiração potencial decendial utilizada no modelo, evapotranspiração real decendial e consumo relativo nos períodos vegetativo e reprodutivo, estimado pelo modelo.

Decêndio /período	ETP (mm/dec)	ET _r (mm/dec)		
		Bloco I	Bloco II	Bloco III
1º Jan	64.1	12.8	12.8	12.8
2º Jan	65.9	19.8	19.8	19.8
3º Jan	62.7	18.8	18.8	18.8
1º Fev	58.7	49.3	37.6	24.7
2º Fev	53.8	21.4	33.1	39.0
vegetativo	ET _r /ETP	40.0%	40.0%	37.7%
3º Fev	31.8	24.0	24.0	24.0
1º Mar	44.5	23.5	23.5	23.5
2º Mar	41.0	41.0	41.0	41.0
3º Mar	42.3	11.1	11.1	11.1
1º Abr	24.9	25.0	27.0	31.0
reprodutivo	ET _r /ETP	67.5%	68.6%	70.8%
2º Abr	26.5	26.5	26.5	34.4
3º Abr	31.8	3.2	9.5	6.4

Segundo os pesquisadores que realizaram o experimento, no bloco III, onde a população de plantas foi menor, é razoável supor que ocorreu menor competição pela água disponível no solo, resultando em melhor desenvolvimento individual das plantas e maior volume de solo explorado, resultando em maior número de vagens/planta e maior peso dos grãos/planta, compensando a menor população e alcançando rendimentos mais elevados por hectare (tabela 6.3). Além disso pode-se supor que pelo maior déficit ocorrido no bloco III durante o período vegetativo, o florescimento tenha começado mais tarde e a fase reprodutiva (F + 50 dias) tenha avançado no segundo decêndio de abril que apresentou boa disponibilidade hídrica.

O fato do Balhidro ser um programa de simulação do complexo sistema solo-água-planta-atmosfera dificulta a análise rigorosa de seu desempenho com relação a processos isolados que ocorrem dentro do sistema. Isto ocorre principalmente com relação à infiltração, redistribuição e percolação da água dentro do perfil considerado. Estes fenômenos, extremamente dinâmicos e dependentes, são analisados pelo modelo através de várias simplificações tais como chuva de intensidade constante no intervalo diário, conceito estático de umidade na capacidade de campo e ponto de murcha, redistribuição uniforme da água no perfil, retirada da água do solo por percolação pressupondo o intervalo diário como necessário e suficiente e a não subtração das parcelas interceptadas e retidas da precipitação total.

A despeito de todas estas simplificações parece bom o desempenho do Balhidro com relação a estimativa da chamada chuva efetiva agrônômica, aqui definida como sendo a parcela da precipitação total efetiva ao sistema solo-água-planta-atmosfera considerado. Segundo estimativa do Balhidro, a única precipitação que gerou escoamento superficial, durante o ciclo da cultura, foi a ocorrida no dia 5 de abril. Do total precipitado de 48,8mm, 40,1mm infiltrou, gerando a primeira lâmina de percolação desde o início do ciclo da cultura. Analisando as umidades medidas com a sonda de nêutrons (tabelas 1,2,3 do anexo 2) comprova-se a estimativa do modelo.

Os valores da lâmina de percolação estimada pelo Balhidro para o dia 5 de abril, correspondente a retirada de água da camada de 450mm, foram de 25,4mm para o bloco I, 24,7mm para o bloco II e

18,8mm para o bloco III. Analisando as unidades medidas do dia 4 ao dia 11 de abril para a camada de 450mm a 950mm, verifica-se um aumento na lâmina de água armazenada de 10,6mm para o bloco I, 9,5mm para o bloco II e de 10,3mm para o bloco III. A lâmina percolada total estimada para o período compreendido entre 4 e 26 de abril foi de 56,6mm (blocoI), 54,4mm (blocoII) e 40,8mm (blocoIII) e o aumento na umidade do solo verificado para a camada de 450mm a 950mm, para o mesmo período, foi de 29,9mm (blocoI), 26,3mm (bloco II) e 29,7mm (blocoIII).

A suposição feita de que as parcelas da precipitação interceptada e retida não se configuram em perdas pelo sistema, parece se confirmar na estimativa da umidade do mês de janeiro. Analisando a figura 30, e as do anexo 3, representativas do referido mês nos três blocos analisados, nota-se a mudança de declividade na curva de depleção real, gerada por um total precipitado de apenas 10,9mm e o bom ajuste das umidades estimadas pelo modelo. O ganho de umidade gerado pela chuva do dia 7 de fevereiro (12mm) também parece confirmar a suposição feita.

Segundo MOTA (1987), as chuvas leves ou a parte da chuva interceptada pode ser utilizada pela planta na superfície foliar. Além disso, a água interceptada ou retida no solo pode evaporar, utilizando a maior parte da energia disponível. Quando isto ocorrer, a transpiração de água através da planta será conseqüentemente reduzida. Segundo o autor, o papel significativo da chuva fraca no crescimento do milho no árido leste da África foi demonstrado por GLOVER e GWYNNE (1962).

6 . 2 - Experimento II

As figuras de 35,36,37 apresentam as chuvas observadas (mm), as umidades medidas (mm) com a sonda de nêutrons e os perfis de umidade estimados (mm) pelo Balhidro, para a camada de 0 a 100 cm do furo de sondagem FS-08. No anexo 4 são apresentados, graficamente, os resultados de todo o período analisado que foi de novembro de 1985 a agosto de 1987, com um intervalo sem observações ocorrido nos meses de junho e julho de 1986.

O objetivo da validação do Balhidro através da utilização de dados facilmente disponíveis tais como evaporação do tanque classe A de uma bacia vizinha, estimativas regionais do coeficiente de correção do tanque (K_p), estimativa de um coeficiente de cultura médio (K_c), para todo o período de estudo, em se tratando de uma cobertura permanente (mata nativa), parece ter dado bons resultados, visto que o coeficiente de correlação obtido foi de 0,738 para todo o período de estudo.

Deve ficar claro que o coeficiente da cultura K_c , neste experimento, representa uma estimativa do consumo relativo de água (ET_r/ETP) da cobertura vegetal existente na área em estudo, para uma camada de 100cm. Como no experimento não foi observado raízes a uma profundidade superior a 200cm, se supos que 80% da demanda evaporativa da atmosfera seria suprida pela umidade contida na camada de 100cm. Esta suposição parece se confirmar se analisarmos as umidades medidas através da sonda de nêutrons e os perfis de umidade estimados pelo Balhidro, graficados nas figuras apresentadas à seguir.

FS-08

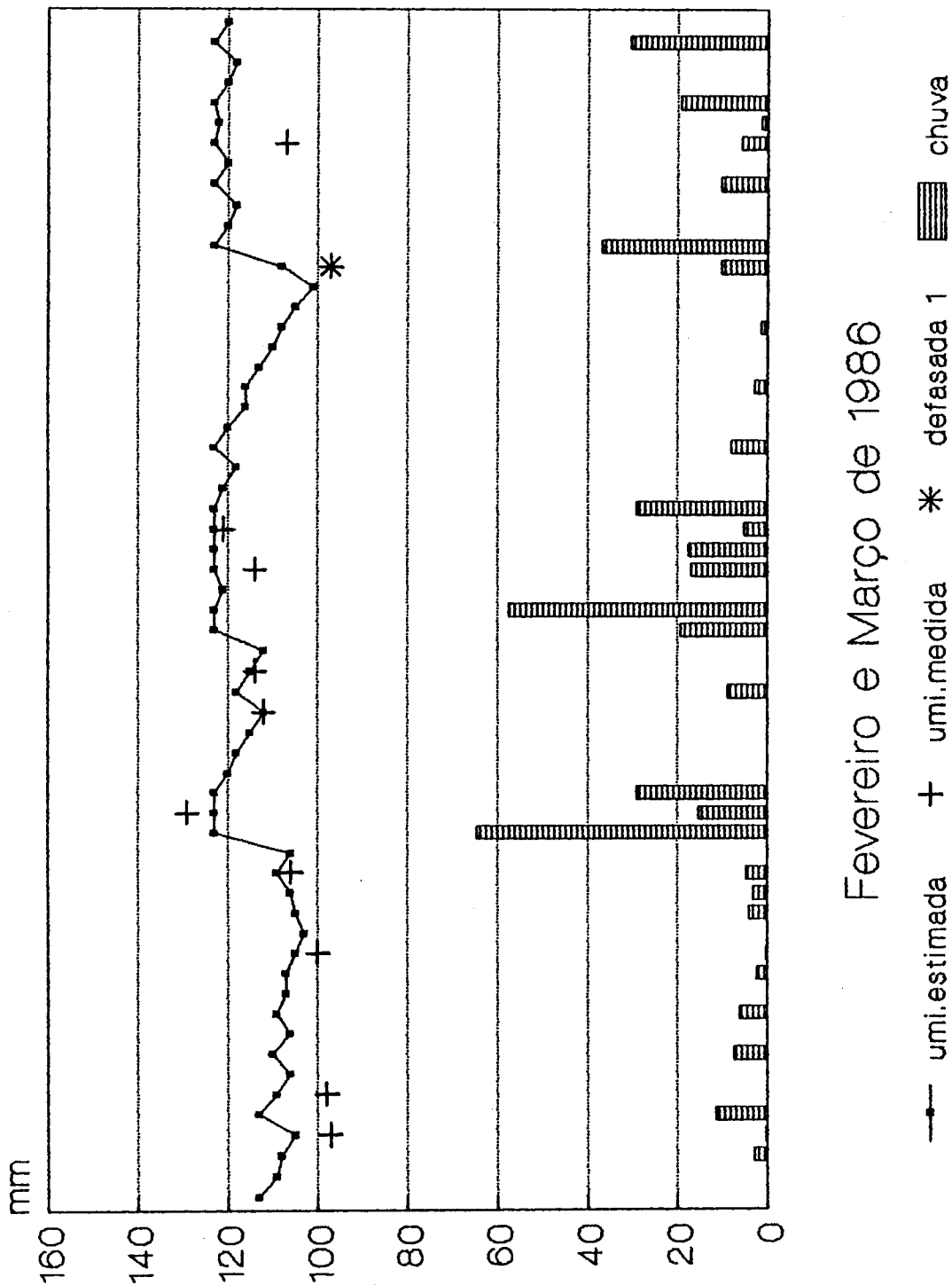
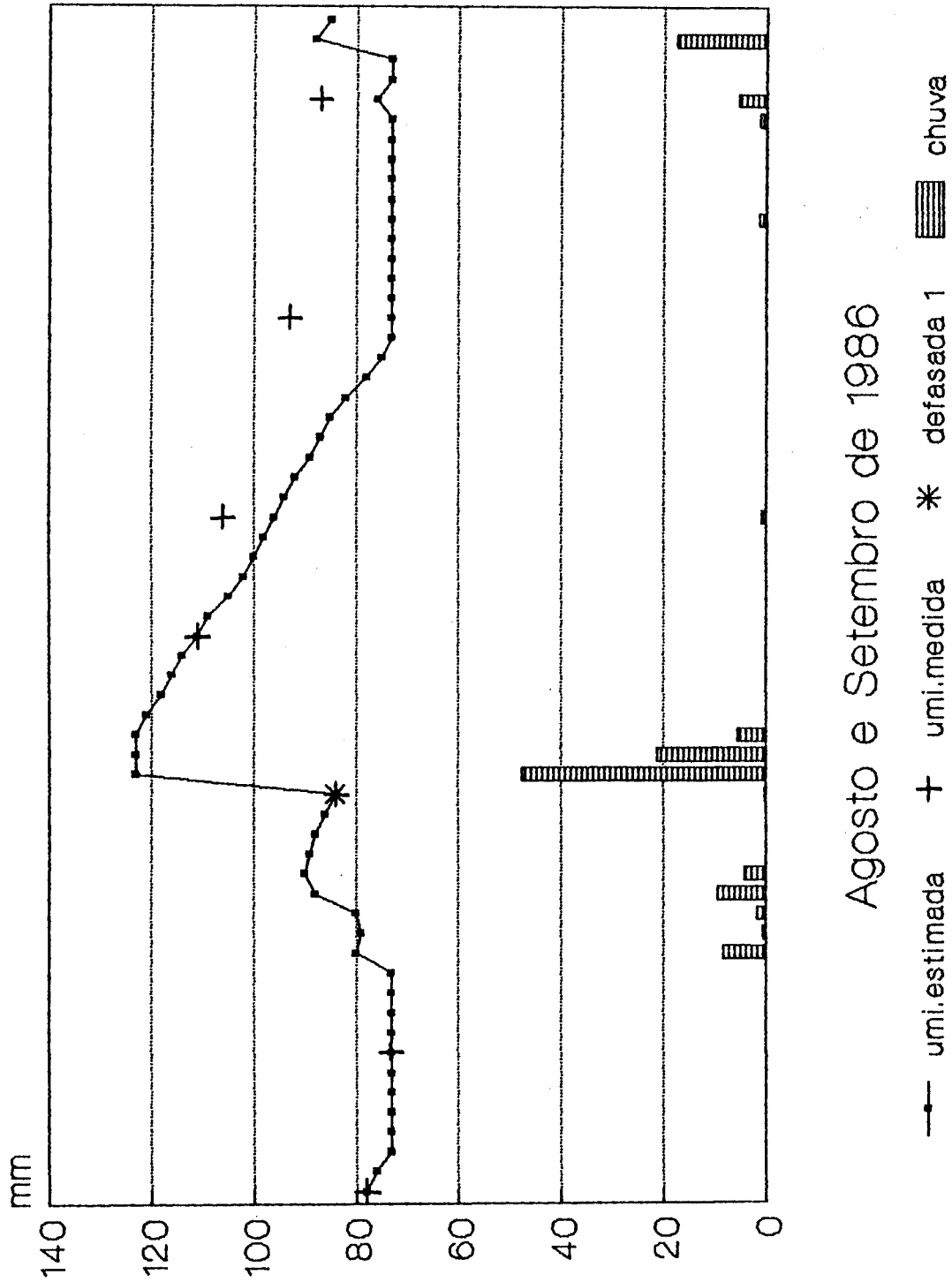


FIGURA 35 - Chuva, umidade estimada, umidade medida, e umidade medida com defasagem de um dia no furo de sondagem 08 (FS-08), referente aos meses de fevereiro e março de 1986.

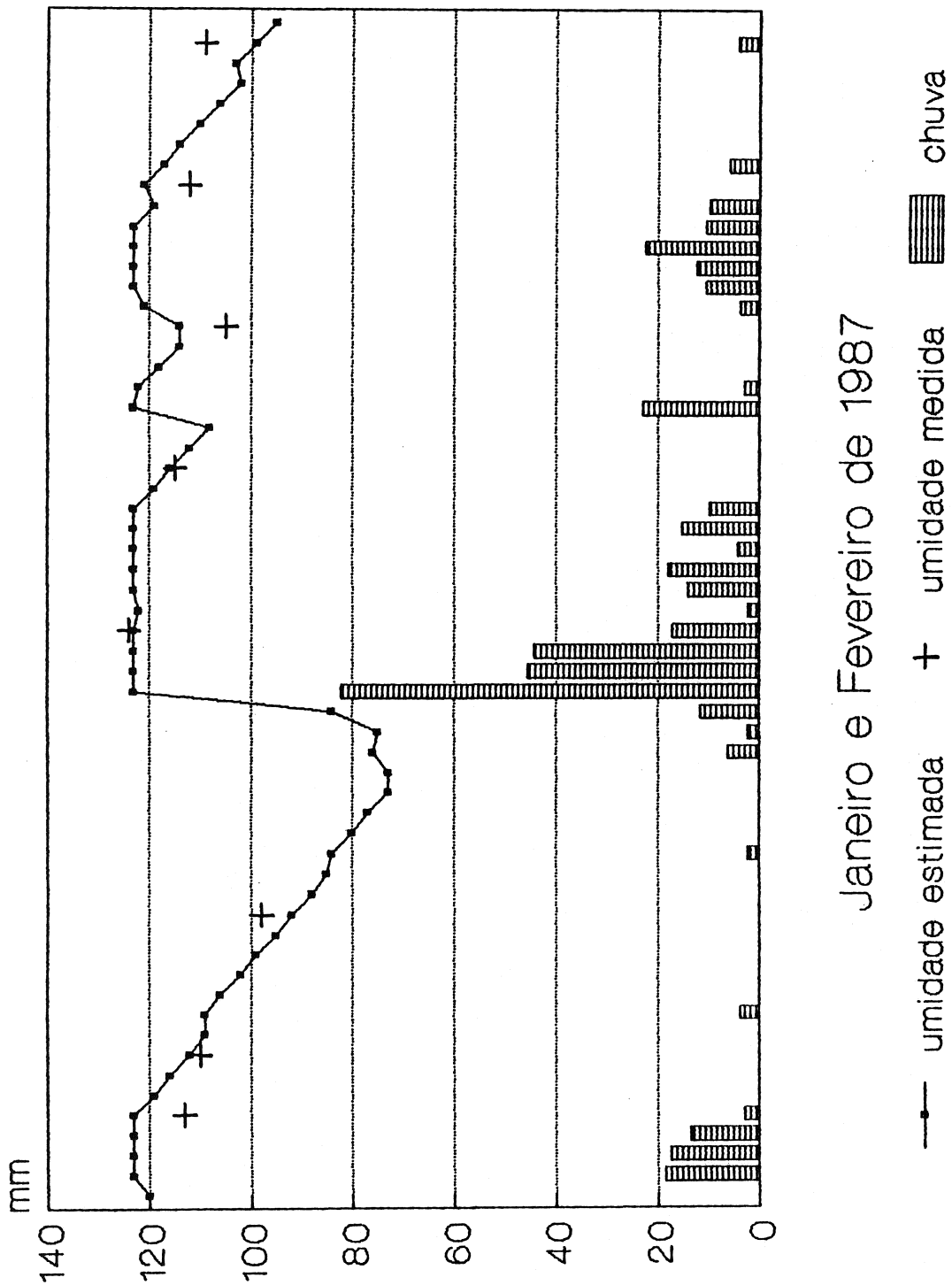
FS-08



Agosto e Setembro de 1986

FIGURA 36 - Chuva, umidade estimada, umidade medida, e umidade medida com defasagem de um dia no furo de sondagem 08 (FS-08), referente aos meses de agosto e setembro de 1986.

FS-08



Janeiro e Fevereiro de 1987

FIGURA 37 - Chuva, umidade estimada, umidade medida, e umidade medida com defasagem de um dia no furo de sondagem 08 (FS-08), referente aos meses de janeiro e fevereiro de 1987.

Nos meses de menor índice pluviométrico do período analisado, (setembro e outubro de 1986 e abril, julho e agosto de 1987) o modelo subestimou a umidade do solo. Esta subestimativa pode ser explicada pela modelagem da extração de umidade usada no Balhidro, (Viehmeyer & Hendrickson), ou pelo tipo de solo existente na região, pois segundo REICHARDT (1987), a camada superficial de um solo arenoso pode funcionar como um mulche, pois depois de seca atua como uma cobertura morta.

Devido ao grande índice pluviométrico ocorrido na região no decorrer do mês de dezembro de 1986, as leituras da evaporação do tanque não são confiáveis, não podendo, portanto, ficar caracterizado a subestimativa da umidade por parte do Balhidro.

O modelo representou muito bem o fenômeno da infiltração, pois praticamente toda a água precipitada infiltrou, não ocorrendo escoamento superficial. Este fato é confirmado por POMPEO (1990). Analisando em especial o mês de fevereiro de 1986, parece se confirmar a suposição de que chuvas leves influenciam na taxa de depleção da umidade do solo, quer pelo aumento da umidade do solo ou pela diminuição da evapotranspiração.

Os resultados obtidos através do experimento II parecem indicar um futuro promissor na utilização do Balhidro em estudos hidrológicos de bacias hidrográficas rurais, com o objetivo de estimar o coeficiente médio de escoamento da bacia, através da análise estatística de uma série histórica de precipitação e evapotranspiração.

6.3 - Análise dos resultados da validação do Balhidro

Analisando os resultados da simulação do sistema solo-água-planta-atmosfera pelo Balhidro, para os experimentos I e II, pode-se concluir que o modelo apresenta resultados satisfatórios para solos arenosos e franco arenosos, para estações secas e úmidas, bem como para cultivos agrícolas ou não. Além disso, a profundidade máxima analisada (1m), representa um perfil satisfatório para a maioria dos cultivos agrícolas.

Deve-se salientar a importância de uma boa estimativa para as umidades representativas do solo na capacidade de campo e do ponto de murcha, já que o parâmetro capacidade de armazenamento de água no solo é o ponto de partida de qualquer balanço hídrico. Além disso deve-se ter cuidado na estimativa do "Kc", principalmente quando o solo apresenta pouca ou nenhuma cobertura vegetal. Neste sentido o Balhidro também poderia ser utilizado para analisar os efeitos, nas bacias rurais, do desmatamento, de diferentes condições de uso e manejo do solo, entre outros.

Através da análise dos resultados obtidos nos experimentos I e II, pode-se notar que o modelo tende a subestimar a umidade do solo quando a mesma se encontra próxima de seu limite mínimo. Isto parece ocorrer devido ao decréscimo acentuado da condutividade hidráulica do solo, ocasionando uma taxa de depleção mais lenta à partir de um certo teor de umidade do solo. Este comportamento parece sugerir a relação exponencial entre o armazenamento de água no solo e a demanda evaporativa da atmosfera, admitida no modelo Thornthwaite & Mather, ou ainda, as diversas relações encontradas

por DENMEAD e SHAW (1962), variáveis de acordo com a demanda atmosférica ou evapotranspiração potencial.

Outro resultado interessante parece ser a confirmação, pelo menos nos dois sistemas analisados, da suposição de que as chuvas leves tem influência sobre a taxa de depleção da umidade do solo. Isto parece ter muita importância se analisarmos as equações comumente utilizadas para o cálculo da chuva efetiva agrônômica, que consideram a chuva efetiva como nula se, por exemplo, a precipitação mensal for igual ou inferior a 24mm (FAO,1991).

Analisando a memória do modelo, definida como o espaço de tempo, no passado, durante o qual a entrada afeta o estado presente do sistema (DOOGE, 1973), nota-se que a mesma dura até a ocorrência de um evento chuvoso significativo para as condições do sistema em estudo. Isto pode significar uma melhor estimativa para regiões de clima úmido, o que de certa forma vem ao encontro da necessidade de melhores estimativas para os requerimentos de irrigação da região sul do Brasil.

Apesar das simplificações adotadas na modelação dos fenômenos constituintes do ciclo hidrológico, os resultados obtidos para os sistemas analisados parecem satisfatórios. Deve-se salientar entretanto que o mesmo não foi testado para solos com textura argilosa e nem para raízes em crescimento, ficando sua validação, neste trabalho, restrita a solos de textura mais leve e profundidade radicular fixa.

7 - CONCLUSÕES

A análise dos resultados da validação do modelo de balanço hídrico sequencial diário "Balhidro", permite concluir que :

1 - O modelo apresenta bom desempenho na estimativa das variáveis umidade do solo, percolação e escoamento superficial, para as condições testadas (solos arenosos e franco arenosos, e profundidade radicular fixa).

2 - O modelo subestima a umidade do solo quando a mesma se encontra próxima ao ponto de murcha, sugerindo que a relação admitida pela teoria de Veihmeyer & Hendrickson com relação à extração de umidade, não representa a realidade da perda de água para a atmosfera.

3 - A suposição de que a parcela de chuva interceptada e retida é parte da chuva efetiva agronômica se confirma nos dois experimentos analisados. Esta confirmação nos permite concluir que : chuvas leves devem ser consideradas em um balanço hídrico e que,

para a estimativa da chuva efetiva agronômica, deve-se descontar da precipitação total apenas a percolação e o escoamento superficial.

A análise dos resultados das estimativas de déficits e excessos hídricos, obtidos através de diferentes modelos de balanço hídrico, permite concluir que, nas regiões de clima úmido analisadas neste estudo:

1 - A teoria de extração de umidade do solo de Viehmeyer & Hendrickson, se comparada a teoria de Thorntwaite & Mather, subestima os déficits e os excessos hídricos;

- a subestimativa dos déficits ocorre no início da estação seca, sendo que sua intensidade e sequência de meses de ocorrência, depende do grau de umidade do solo e da severidade do déficit no início da estação seca;

- a subestimativa dos excessos hídricos acontece em regiões que possuem estações secas pouco acentuadas, ocorrendo no início da estação úmida. A intensidade desta subestimativa depende do grau de umidade do solo no final da estação seca e da intensidade das precipitações no início da estação úmida.

2 - Os balanços não seriados apresentam uma significativa subestimativa dos déficits e excessos hídricos, se comparados aos balanços seriados. A intensidade desta subestimativa depende da variação interanual das condições hídricas do solo, que é determinada pelo grau de variação interanual da precipitação;

- em regiões de clima úmido, com estações secas bem definidas, as maiores subestimativas dos déficits hídricos ocorrem no início da

estação seca, e da percolação durante toda a estação úmida. Estas subestimativas acontecem devido a variação interanual das chuvas que ocorrem na estação úmida;

- em regiões de clima úmido, com chuvas bem distribuídas ao longo do ano, mas não suficientes para atender a demanda evaporativa em alguns meses, as maiores subestimativas dos déficits hídricos ocorrem durante toda a estação seca e início da úmida, e da percolação durante quase todo o ano.

3 - Os balanços com base temporal mensal subestimam os déficits e os excessos hídricos, se comparados aos balanços diários. A intensidade desta 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;

- em regiões de clima úmido, com estações secas bem definidas, as maiores subestimativas dos déficits hídricos ocorrem no início e no fim da estação seca, e da percolação durante toda a estação úmida;

- em regiões de clima úmido, com chuvas bem distribuídas ao longo do ano, mas não suficientes para atender a demanda evaporativa em alguns meses, as maiores subestimativas dos déficits hídricos ocorrem durante toda a estação seca, e da percolação durante quase todo o ano.

4 - Os balanços que utilizam como entrada a chuva total apresentam uma subestimativa insignificante dos déficits hídricos, se comparados aos balanços que utilizam como entrada apenas a parcela da chuva que infiltra. A intensidade desta subestimativa depende

da ocorrência de chuvas intensas isoladas durante a estação seca, e, obviamente, do potencial da região em gerar escoamento superficial;

- os balanços que utilizam como entrada a chuva total superestimam a percolação, se comparados aos balanços que utilizam como entrada apenas a parcela infiltrada. A intensidade desta superestimativa depende da ocorrência de chuvas intensas isoladas e ou concentradas em vários dias consecutivos, e, obviamente, do potencial da região em gerar escoamento superficial.

5 - Em regiões de clima úmido, as diferenças encontradas nas estimativas dos déficits e excessos hídricos, entre balanços com diferentes modelagens da extração de umidade, seriados e não seriados, mensais e diários, com chuva total ou com chuva efetiva, variam principalmente devido as características da precipitação da região, quais sejam, distribuição anual, variação interanual, ocorrência e distribuição anual de chuvas intensas. As maiores diferenças ocorrem em regiões que possuem alta demanda evaporativa e grande precipitação, caracterizadas pela boa distribuição sazonal da precipitação, mas com acentuada variação interanual e má distribuição dentro do mês (chuvas intensas isoladas ou concentradas em vários dias consecutivos).

8 - RECOMENDAÇÕES

1 - Para regiões de clima úmido parece ser mais realista o modelo de extração de umidade admitido por Thornthwaite & Mather que o de Viehmeyer & Hendrickson. Recomenda-se a pesquisa das diversas relações encontradas por Denmead & Shaw, variáveis de acordo com a demanda evaporativa da atmosfera.

2 - Quando da utilização de um balanço hídrico para estimativas diversas, recomenda-se um fator redutor na evapotranspiração potencial quando o solo estiver sem cultivo, já que as perdas por evaporação ocorrem a uma taxa bem inferior a evapotranspiração potencial. Isto deve ser levado em conta para que não ocorra uma superestimativa da perda de água pelo perfil, e um conseqüente erro nas estimativas feitas pelo balanço.

3 - As chuvas leves tem influência sobre a taxa de depleção da umidade do solo, fazendo parte, portanto, da chuva efetiva agronômica.

4 - Em regiões de clima úmido, que se caracterizem por apresentar precipitações com grande variação interanual, é imperativo a utilização de um balanço hídrico seriado.

5 - Em regiões de clima úmido, que se caracterizem por apresentar uma má distribuição da precipitação dentro do mês (chuvas intensas isoladas ou concentradas em vários dias consecutivos) é imperativo a utilização de um balanço com base temporal diária, já que um balanço mensal nunca registra déficits e excessos dentro de um mesmo mês.

6 - A utilização de um balanço hídrico seriado diário com chuva efetiva parece ser imperativa na estimativa de déficits e excessos hídricos em regiões úmidas, que possuam alta demanda evaporativa e grande precipitação, caracterizada pela boa distribuição sazonal da precipitação, mas com acentuada variação interanual e má distribuição dentro do mês (chuvas intensas isoladas ou concentradas em vários dias consecutivos).

7 - Recomenda-se que seja feito o mesmo estudo comparativo entre balanços hídricos, em regiões de clima úmido que possuam as mesmas características climáticas, com o objetivo de avaliar os percentuais encontrados neste trabalho.

9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, M.B. (1979) - Research and development for the unsaturated zone component of the European Hydrologic System (SHE). In: Computacional Hydraulics. Pitman Publishing Limited, London. Vol I 40-70.
- ABDULMUMIN, S. (1989) - Irrigation scheduling model with groundwater and limited rooting. Journal of Irrigation and Drainage Engineering. 115(6) : 938-953.
- ALMEIDA, J. P. (1987) - Infiltração. Porto Alegre, IPH, UFRGS. 20f
- AGUINSKY, S.D. (1991) - Prognóstico e otimização do rendimento do milho (*Zea Mays L.*). Apud: PARFITT, J.M.B. (1991) - Modelos água rendimento para a cultura da soja (*Glycine max L. Merrill*) em planossolo Pelotas. Tese de Mestrado. IPH/UFRGS, Porto Alegre Alegre. 93f
- BAHRANI, B. , TAYLOR, S.A. (1961) - Influence of soil moisture potential and evaporative demand on the actual evapotranspiration from an alfafa field. Agro.J. 53 : 233-237.
- BAVER, L. , GARDNER, W. (1973) - Física de Suelos. México, UTEHA. 529p.
- BELTRAME, L. , TAYLOR, J. (1979) - Uso da sonda de nêutrons para pesquisa na área de ciência do solo: I - Técnicas de uso. Trabalho apresentado no XVII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo Manaus, julho/1979.

BELTRAME, L. , TAYLOR, J. , CAUDURO, F. (1979) - Probabilidade de ocorrência de déficits e excessos hídricos em solos do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, IPH, UFRGS, 79p.

BERLATO, M.A. , MATZENAUER, R. , BERGAMASCHI, H. (1986) - Evapotranspiração máxima da soja e relações com a evapotranspiração calculada pela equação de Penman, evaporação do tanque "classe A" e radiação solar global. Agronomia Sul Riograndense, Porto Alegre, 22(2) : P. 251-259.

BERLATO, M.A. (1987) - Modelo de relação entre o rendimento de grãos da soja e o déficit hídrico para o estado do Rio Grande do Sul. Tese (Doutorado), INPE, São José dos Campos, São Paulo. 93f.

BERLATO, M.A. (1990) - As condições de precipitações do Estado do Rio Grande do Sul e os impactos das estiagens na produção agrícola In : Agrometeorologia aplicada à irrigação. Faculdade de Agronomia, UFRGS, Porto Alegre.146f.

BERNARDO, D.J. , WHITTLESEY, N.K. , SAXTON, K.E. , BASSET, D.L. (1988) - Irrigation optimization under limited water supply. Transactions of the ASAE. 31(3) : 712-719. May-June.

BERNARDO, S. (1987) - Manual de Irrigação. Viçosa. UFV. 488p.

BOHM, W. (1979) - Methods of studying root systems. Apud : CLOTHIER, B.E. (1989) - Research imperatives for irrigation science. Journal of Irrigation and Drainage Engineering. 115(3) : 421-448.

BOUIYOUCOS, L.J. (1951) - A calibration of the hydrometer method for making mechanical analysis of soil. Apud: TAYLOR, J.C., BELTRAME, L. (1980) - Uso consuntivo da água pela soja sob condições extremamente secas. Revista Brasileira de Ciência do Solo, 4 : 9-13.

BRASIL (1973) - Departamento Nacional de Pesquisa Agropecuária. Divisão de Pesquisa Pedológica - Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado do Rio Grande do Sul. Ministério da Agricultura. Recife, 431p. (Boletim técnico n°30).

CAMARGO, A.P. , PEREIRA, A.R. (1990) - Prescrição de rega por modelo climatológico. Fundação Cargill. Campinas, 27p.

- CLARKE, R.J. (1978) - Procedimentos de campo para o uso da Estação Meteorológica Automática de Wallingford e interpretação dos valores computados a partir de seus registros. Projeto PNUD/ UNESCO/ BRA/75/007 Porto alegre, RS. Publicação n° 6.
- CLOTHIER, B.E. (1989) - Research imperatives for irrigation science. Journal of Irrigation and Drainage Engineering. 115(3):421-448.
- CONVENIO DNAEE-EESC (1980) - Bacia experimental do Jacaré-Guaçu. Apud POMPEO, C.A. (1990) - Balanço hídrico da zona não-saturada do solo na bacia do Ribeirão da Onça (SP). Tese de Doutorado. 177f. São Carlos, SP.
- CORDOVA, J.R. , BRAS, R.L. (1981) - Physically based probabilistic of models of infiltration, soil moisture and actual evapotranspiration. Water Resources Research, 17(1), 93-106.
- DAWDY, D.R. , LICHTY, R.W. , BERGMANN, J.M. (1972) - A rainfall-runoff simulation model for estimation of flood peaks for small drainage basins. Synthesis in Hydrology. Geological Survey Professional Paper 506-B. Washington. 28p.
- DENMEAD, J.A. , SHAW, R.H. (1962) - Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. Agron. J. 54 : 385-390.
- DOOGE, J.C.I. (1973) - Linear theory of hydrology systems. Apud : TUCCI, C.E.M. (1986) - Modelos matemáticos em hidrologia e hidráulica. Revista Brasileira de Engenharia. Vol.1/3. Rio de Janeiro.
- DOOGE, J.C.I. (1986) - Looking for hydrologic laws. Water Resources Research, 22, 46-58
- DOORENBOS, J., KASSAN, A.H. (1979) - Efectos del agua sobre el rendimiento de los cultivos. Estudio FAO : Riego y Drenaje, série 33. Roma 212p.
- DORFMAN, R. (1977) - Critérios de avaliação de alguns métodos de cálculo da evapotranspiração potencial. Porto Alegre,IPH/UFRGS, 130f. Dissertação de mestrado.
- EAGLEMAN, J.R., DECKER, W.L. (1965) - The Role of Soil Moisture in Evapotranspiration. Agronomy Journal, 57(6) : 626-629, Nov/Dec.

EINSTEIN, A. (1942) - QUEST. Apud : CLOTHIER, B.E. (1989) - Research imperatives for irrigation science. Journal of Irrigation and Drainage Engineering. 115(3) : 421- 448.

FAO (1990) - Expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements. FAO.

FAO (1991) - Manual and guidelines for CROPWAT (version 5.7) - A computer program. FAO.

FERREIRA, Lobo J.P.C. (1980) - Modelação matemática do balanço hídrico sequencial diário. Aplicação ao estudo dos recursos hídricos da Ilha de Porto Santo. In : Seminário sobre problemas de recursos hídricos em ilhas e zonas costeiras. Lisboa, LNEC.

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 Sulriograndense, 24(1) : 149-157.

FONTANA, D.C. (1990) - Determinação da evapotranspiração. In : Agrometeorologia aplicada à irrigação. Faculdade de Agronomia UFRGS, Porto Alegre.146f.

FORSYTHE, W (1975) - Física de Suelos. IICA. Costa Rica, 212p.

GARDNER, W.R. (1960) - Dynamic aspects of water availability to plants. Apud : CLOTHIER, B.E. (1989) - Research imperatives for irrigation science. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 115(3) : 421- 448.

GLOVER, J. , GWYNNE, M.D. (1962) - Light rainfall and plant survival in East Africa. Apud : MOTA, F. (1987) - Meteorologia agrícola. 7^a ed. São Paulo, Nobel. 376p.

HALL, D.G.M., REEVE, M.J., THOMASSON, A.J., WRIGTH, V.F. (1977) - Water retention, porosity and density of field soils. Apud:BELTRAME, L. , DIAZ, L. (1988) - Análise de modelos de regressão aplicados para estimativa de propriedades hidrológicas do solo. Revista Brasileira de Engenharia. Caderno de Recursos Hídricos, Rio de Janeiro, 6(1) : 5-29.

HILLEL, D. (1970) - Solo e água. Porto Alegre, UFRGS. 231p.

- HIMAT (1985) - Calculo estadístico de requerimientos de agua de riego. Programa Balhídr. Memoria de utilización. Instituto Colombiano de Hidrología, Meteorología y Adecuación de Tierras. Bogotá.
- KLEMES, V. (1986) - Dilettantism in hydrology : Transition or destiny? Water Resources Research, 22, 177-188.
- KOCH, R. , ALLEN, R. , MTUNDU, N. (1987) - Evaluation of simple, dynamic soil moisture model. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 113(3) : 288-302, Aug.
- LANNA, A. , ALMEIDA, J.P. (1991) - Estimativa de necessidades de irrigação por balanço hídrico diário, Programa Balhídrico-Manual do usuário. IPH, UFRGS. 25p.
- MEIN, R.G., LARSON, C.L. (1973) - Modeling infiltration during a steady, uninterrupted rain. Apud KOCH, R., ALLEN, R., MTUNDU, N (1987) - Evaluation of simple, dynamic soil moisture model. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 113(3):288-302, Aug
- 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, 17(7) : 1051-1056.
- MATZENAUER, R. , WESTPHALEN, S.L. , BERGAMASCHI, H. (1983) - Relações entre a evapotranspiração do milho e as fórmulas de Penman e Thornthwaite. Pesquisa Agropecuária Brasileira, Brasília, 18 (11) : 1207-1214.
- MATZENAUER, R. , BUENO, A.C. , (1988) - Evapotranspiração máxima do girassol. Apud : MATZENAUER, R. (1990) - Evapotranspiração de plantas cultivadas e coeficiente de cultura. In : Agrometeorologia aplicada à irrigação. Faculdade de Agronomia, UFRGS, 146f
- MATZENAUER, R. , MALUF, J.R.T. , SUTILI, V.R. (1989) - Evapotranspiração máxima e coeficiente de cultura para o milho em três épocas de semeadura. Apud : MATZENAUER, R. (1990) - Evapotranspiração de plantas cultivadas e coeficiente de cultura. In: Agrometeorologia aplicada à irrigação. Faculdade de Agronomia, UFRGS Porto Alegre. 146f.
- MATZENAUER, R. , BUENO, A.C. , MALUF, J.R.T. (1990) - Evapotranspiração máxima e coeficiente de cultura para o feijão. Apud: MATZENAUER, R. (1990) - Evapotranspiração de plantas cultivadas e coeficiente de cultura. In: Agrometeorologia aplicada à irrigação Faculdade de Agronomia, UFRGS, Porto Alegre. 146f.

- MOTA, F., VERONA, L., AGENDES, M. (1985) - Processamento manual e microcomputadorizado do balanço hídrico diário versátil para monitoramento das secas no Brasil. Pelotas, Estação Agroclimatológica da UFPel. 30f.
- MOTA, F. (1987) - Meteorologia agrícola. 7^ª ed. São Paulo, Nobel. 376p.
- NEUMANN, J. (1953) - On a relationship between evaporation and evapotranspiration. Apud: MOTA, F. (1987) - Meteorologia agrícola, 7^ª ed. São Paulo, Nobel. 376p.
- PARFITT, J.M.B. (1991) - Modelos água-rendimento para a cultura da soja (Glycine max L.Merril) em planossolo Pelotas. Tese de Mestrado. IPH/UFRGS. Porto Alegre. 93f.
- PIERCE, L.T. (1958) - Estimating seasonal 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. Agron. J. 54 : 385-390.
- PENMAN, H.L. , SCHOFIELD, R.K. (1951) - Some physical aspects of assimilation and transpiration. Apud : MOTA, F. (1987) - Meteorologia agrícola. 7^ª ed. São Paulo, Nobel. 376p.
- PLEBAN, S. , ISRAELI, I. (1989) - Improved approach to irrigation scheduling programs. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 115(4) : 577-587, Aug.
- POMPÊO, C.A. (1983) - A precipitação na bacia do Jacaré-Guaçu. Caracterização e Modelação Matemática. Apud POMPÊO, C.A. (1990) Balanço hídrico da zona não-saturada do solo na bacia do Ribeirão da Onça (SP). Tese de Doutorado. 177f. São Carlos, SP.
- POMPÊO, C.A. (1990) - Balanço hídrico da zona não-saturada do solo na bacia do Ribeirão da Onça (SP). Tese de Doutorado. 177f. São Carlos, SP.
- PORTO, R.L. (1986) - Bases hidrológicas para projetos de irrigação
 * In : Elaboração de projetos de irrigação. PRONI, Brasília.
- PRADO, H. (1991) - Manejo dos solos. Descrições pedológicas e suas implicações. Editora Nobel, 117p.

- PRETO FILHO, V.O. (1985) - Implantação de uma Bacia Experimental para Estudos Hidrogeológicos. Apud POMPEO, C.A. (1990) - Balanço hídrico da zona não-saturada do solo na bacia do Ribeirão da Onça (SP). Tese de Doutorado. 177f. São Carlos, SP.
- RAO, N.H. (1987) - Field test of a simple soil-water balance model for irrigated areas. J.Hydrology, 91, 179-186.
- REICHARDT, K. (1985) - Processos de Transferência no Sistema Solo-Planta-Atmosfera. 4ª ed. Campinas, Fundação Cargill. 445p.
- REICHARDT, K. (1987) - A Água em Sistemas Agrícolas. 1ª ed. São Paulo, Ed. Manole, 188p.
- REICHARDT, K. (1988) - Capacidade de Campo. Revista Brasileira de Ciência do Solo. Campinas, 12 : 201-216.
- RUSHTON, K.R. , WARD, G. (1979) - The estimation of groundwater recharge. J.Hydrology, 41 : 345-361.
- SANCHEZ, S.N. (1972) - Conceptos de lluvia efectiva y su aplicación en la programación de los riegos. Memorandum Técnico num.307 Secretaría de Recursos Hidráulicos. México. 102p.
- SAXTON, K.E. , JOHNSON, H.P. , SHAW, R.H. (1974) - Modeling evapotranspiration and soil moisture. Transactions of the ASAE, 17(4) :673-677.
- SCHULZE, R.E. , GEORGE, W.J. (1989) - ACRU, user manual. Agricultural Catchments Research Unit, report n°36. Natal, South Africa, 25p.
- SCHWAB, G., FREVERT, R., EDMINSTER, T., BARNES, K. (1981) - Soil and Water Conservation Engineering. John Wiley and Sons, New York.
- SOIL CONSERVATION SERVICE (1972) - Hidrology National Engineering Handbook, Section 4. Washington, D.C.
- STEENHUIS, T.S. , VAN DER MOLEN, W.H. (1986) - The Thornthwaite-Mather procedure as a simple engineering method to predict recharge. J.Hydrology, 84 : 221-229.
- SUDAR, R.A. , SAXTON, K.E. , SPOMER, R.G. (1981) - A predictive model of water stress in corn and soybeans. Transactions of the ASAE, 24(1) : 97-102.

- TAYLOR, J.C. , BELTRAME, L. (1980) - Uso consuntivo da água pela soja sob condições extremamente secas. Revista Brasileira de Ciência do Solo, 4 : 9-13.
- THORNTHWAITE, C.W. , MATHER, J.R. (1955) - The Water Budget and its use in irrigation. Yearbook of Agriculture, 346-358.
- TUCCI, C.E.M. (1986) - Modelos matemáticos em hidrologia e hidráulica. Revista Brasileira de Engenharia.Vol.1/3. Rio de Janeiro.
- UNESCO/ROSTLAC (1982) - Guia metodológica para la elaboración del balance hídrico de América del Sur. Apud : POMPEO, C.A.(1990) - Balanço hídrico da zona não-saturada do solo na bacia do Ribeirão da Onça (SP). Tese de Doutorado. São Carlos, SP.
- VAN BEERS, W.F.J. (1970) - The auger-Hole method. Apud : TAYLOR, J.C. , BELTRAME, L. (1980) - Uso consuntivo da água pela soja sob condições extremamente secas. Revista Brasileira de Ciência do Solo, 4 : 9-13.
- VAN DER MEER, K. (1974) - Estudio hidropedológico. In : Principios y Aplicaciones del Drenaje. Publi. 16, vol.III, ILRI, Wageningen. p. 123-164.
- VEIHMEYER, F.J., HENDRICKSON, A.H. (1949) - Methods of measuring field capacity and wilting percentages of soils.Apud REICHARDT, K. (1988) - Capacidade de Campo. Revista Brasileira de Ciência do Solo. Campinas, 12 : 201-216.
- VEIHMEYER, F.J., HENDRICKSON, A.H. (1955) - Does transpiration decrease as the soil moisture decrease? Apud: DENMEAD, J.A.,SHAW R.H (1962) - Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. Agron. J. 54:385-90
- WESTPHALEN, S.L. (1983) - Evapotranspiração máxima de uma cultivar precoce de trigo em evapotranspirômetro "tipo Thornthwaite" e relações com tanque classe A e radiação solar.Apud: MATZENAUER, R. (1990) - Evapotranspiração de plantas cultivadas e coeficiente de cultura. In : Agrometeorologia aplicada à irrigação. Faculdade de Agronomia, UFRGS, Porto Alegre.146f.
- WMO (1974) - International glossary of hydrology. Appud : SCHULZE, R.E. , GEORGE, W.J. (1989) - ACRU, user manual. Agricultural Catchments Research Unit, report n°36. Natal, South Africa,25p.

YARON, D. (1973) - Wheat response to soil moisture and optimal irrigation policy under conditions of unstable rainfall. Appud: KOCH, R. , ALLEN, R. , MTUNDU, N. (1987) - Evaluation of simple dynamic soil moisture model. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 113(3) : 288-302, Aug.

YEVJEVITCH, V. (1969) - Modern developments of hydrology and their impact within the International Association of Scientific Hydrology. Appud :SCHULZE, R.E. , GEORGE, W.J. (1989) - ACRU, user manual. Agricultural Catchments Research Unit, report n°36. Natal, South Africa, 25p.

10 - ANEXO 1

TABELA 1 - Descrição dos tipos de solo para entrada na tabela 2

grupo de solo	descrição	taxa final de infiltração (mm/h)
A	Baixo potencial de escoamento : incluem areias profundas com muito pouco silte e argila.	8 - 12
B	Potencial de escoamento médio baixo : incluem principalmente solos arenosos menos profundos que do tipo A, mas este grupo tem no conjunto uma taxa de infiltração média alta depois de completamente umedecidos.	4 - 8
C	Potencial de escoamento médio alto : incluem solos rasos e solos que contém considerável quantidade de argila e colóides , ainda que menos que os solos do grupo D. Este grupo tem uma taxa de infiltração média baixa depois da pré-saturação.	1 - 4
D	Alto potencial de escoamento : incluem principalmente argilas expansivas, mas também alguns solos rasos com sub-horizontes quase impermeáveis próximos à superfície.	0 - 1

Fonte : U.S. Soil Conservation Service, National Engineering Handbook, Hydrology, Section 4 (1972) e Soil and Water Conservation Engineering, Schwab et alli.(1981).

TABELA 2 - Valores de CN (condição II) com base no uso do solo, prática cultural, condições para a infiltração, e tipo de solo.

uso do solo ou cobertura veg.	prática cultural	condições infiltração	tipo de solo			
			A	B	C	D
pousio	LR		77	86	91	94
culturas em linha	LR	pobre	72	81	88	91
	LR	boa	67	78	85	89
	C	pobre	70	79	84	88
	C	boa	65	75	82	86
	C e T	pobre	66	74	80	82
	C e T	boa	62	71	78	81
grãos pequenos	LR	pobre	65	76	84	88
	LR	boa	63	75	83	87
	C	pobre	63	74	82	85
	C	boa	61	73	81	84
	C e T	pobre	61	72	79	82
	C e T	boa	59	70	78	81
semeadura à lanço, legumes ou campos para fenação em rotação	LR	pobre	66	77	85	89
	LR	boa	58	72	81	85
	C	pobre	64	75	83	85
	C	boa	55	69	78	83
	C e T	pobre	63	73	80	83
	C e T	boa	51	67	76	80
pastagem nativa		pobre	68	79	86	89
		regular	49	69	79	84
		boa	39	61	74	80
	C	pobre	47	67	81	88
	C	regular	25	59	75	83
	C	boa	6	35	70	79
fenação permanente			30	58	71	78
matas agrícolas		pobre	45	66	77	83
		regular	36	60	73	79
		boa	25	55	70	77
florestas		+pobre	56	75	86	91
		-pobre	46	68	78	84
		regular	36	60	70	76
		boa	26	52	62	69
		ótima	15	44	54	61
estradas		permeável	72	82	87	89
		impermeável	74	84	90	92
zonas sociais rurais			59	74	82	86

Convenções : LR = linha reta, C = contorno, T = terraceada

Fonte : U.S. Soil Conservation Service, Hydrology Section 4, (1972)

TABELA 3 - Valores tabelados para correção do CN

CN para condição II	VALOR CORRIGIDO DE CN	
	para condição I	para condição III
	100	100
95	87	98
90	78	96
85	70	94
80	63	91
75	57	88
70	51	85
65	45	82
60	40	78
55	35	74
50	31	70
45	26	65
40	22	60
35	18	55
30	15	50
25	12	43
20	9	37
15	6	30
10	4	22
5	2	13

Condições antecedentes de umidade, em função da irrigação e da chuva total ocorrida nos últimos 5 dias

sem cultivo	com cultivo	
< 12 mm	< 36 mm	—————> condição I
> 28 mm	> 53 mm	—————> condição III
12 a 28 mm	36 a 53 mm	—————> condição II

Fonte : U.S. Soil Conservation Service, National Engineering Handbook, Hydrology, Section 4, (1972).

TABELA 4 - Valores do coeficiente "c" da expressão exponencial de THORNTHWAITE & MATHER (1955) em função da capacidade de armazenamento de água disponível (CA) (BRAGA, 1982. apud BERLATO, 1990).

CA (mm)	c	CA (mm)	c
15	-58.37 * 10 ⁻³	80	-12.82 * 10 ⁻³
20	-51.28 * 10 ⁻³	85	-12.07 * 10 ⁻³
25	-41.02 * 10 ⁻³	90	-11.40 * 10 ⁻³
30	-34.19 * 10 ⁻³	95	-10.80 * 10 ⁻³
35	-29.30 * 10 ⁻³	100	-10.26 * 10 ⁻³
40	-25.64 * 10 ⁻³	115	- 8.81 * 10 ⁻³
45	-22.79 * 10 ⁻³	125	- 8.10 * 10 ⁻³
50	-20.51 * 10 ⁻³	135	- 7.50 * 10 ⁻³
55	-18.65 * 10 ⁻³	150	- 6.75 * 10 ⁻³
60	-17.09 * 10 ⁻³	165	- 6.14 * 10 ⁻³
65	-15.78 * 10 ⁻³	175	- 5.79 * 10 ⁻³
70	-14.65 * 10 ⁻³	185	- 5.48 * 10 ⁻³
75	-13.67 * 10 ⁻³	200	- 5.07 * 10 ⁻³

10 - ANEXO 2

TABELA 1 - Valores médios de unidade volumétrica (cm^3/cm^3) para o BLOCO I, medidos através da sonda de nêutrons durante o período do ciclo da soja, nas camadas de 0-25, 25-45, 45-75 e 75-95 cm.

data de medição	unidade volumétrica (cm^3/cm^3) camada (cm)			
	0-25	25-45	45-75	75-95
04/01/79	0.220	0.234	0.268	0.301
10/01/79	0.214	0.226	0.267	0.298
17/01/79	0.183	0.207	0.251	0.287
24/01/79	0.160	0.194	0.241	0.282
01/02/79	0.143	0.179	0.236	0.274
07/02/79	0.153	0.174	0.230	0.269
08/02/79	0.172	0.174	0.234	0.269
14/02/79	0.155	0.167	0.228	0.264
19/02/79	0.140	0.163	0.222	0.262
21/02/79	0.155	0.158	0.219	0.258
28/02/79	0.147	0.158	0.215	0.255
08/03/79	0.134	0.145	0.206	0.246
15/03/79	0.196	0.156	0.208	0.247
21/03/79	0.165	0.154	0.207	0.249
04/04/79	0.149	0.151	0.203	0.244
10/04/79	0.245	0.221	0.226	0.254
11/04/79	0.216	0.223	0.232	0.255
18/04/79	0.242	0.250	0.268	0.290
26/04/79	0.242	0.240	0.270	0.293

TABELA 2 - Valores médios de unidade volumétrica (cm^3/cm^3) para o BLOCO II, medidos através da sonda de nêutrons durante o período do ciclo da soja, nas camadas de 0-25, 25-45, 45-75 e 75-95 cm.

data de medição	unidade volumétrica (cm^3/cm^3) camada (cm)			
	0-25	25-45	45-75	75-95
04/01/79	0.231	0.229	0.256	0.283
10/01/79	0.217	0.218	0.251	0.280
17/01/79	0.194	0.202	0.240	0.265
24/01/79	0.171	0.185	0.231	0.259
01/02/79	0.151	0.168	0.220	0.269
08/02/79	0.201	0.153	0.206	0.242
14/02/79	0.169	0.155	0.203	0.239
19/02/79	0.147	0.144	0.195	0.231
21/02/79	0.164	0.146	0.195	0.231
28/02/79	0.161	0.142	0.192	0.229
08/03/79	0.145	0.135	0.182	0.216
15/03/79	0.199	0.138	0.180	0.218
21/03/79	0.165	0.142	0.180	0.215
04/04/79	0.144	0.137	0.178	0.210
10/04/79	0.245	0.205	0.201	0.219
11/04/79	0.223	0.206	0.203	0.220
18/04/79	0.258	0.230	0.233	0.239
26/04/79	0.233	0.226	0.237	0.253

TABELA 3 - Valores médios de unidade volumétrica (cm^3/cm^3) para o BLOCO III, medidos através da sonda de nêutrons durante o período do ciclo da soja, nas camadas de 0-25, 25-45, 45-75 e 75-95 cm.

data de medição	unidade volumétrica (cm^3/cm^3) camada (cm)			
	0-25	25-45	45-75	75-95
04/01/79	0.218	0.228	0.258	0.291
10/01/79	0.212	0.219	0.255	0.278
12/01/79	0.207	0.212	0.240	0.271
17/01/79	0.179	0.199	0.242	0.275
24/01/79	0.158	0.182	0.231	0.269
01/02/79	0.139	0.163	0.219	0.263
07/02/79	0.118	0.149	0.204	0.243
08/02/79	0.126	0.147	0.207	0.232
14/02/79	0.143	0.141	0.200	0.242
19/02/79	0.135	0.132	0.189	0.233
21/02/79	0.148	0.137	0.181	0.235
28/02/79	0.125	0.129	0.173	0.225
08/03/79	0.134	0.120	0.174	0.218
15/03/79	0.177	0.132	0.175	0.218
21/03/79	0.138	0.139	0.173	0.208
04/04/79	0.125	0.121	0.171	0.205
10/04/79	0.240	0.193	0.193	0.221
11/04/79	0.213	0.194	0.194	0.222
18/04/79	0.242	0.227	0.231	0.246
26/04/79	0.228	0.218	0.236	0.256

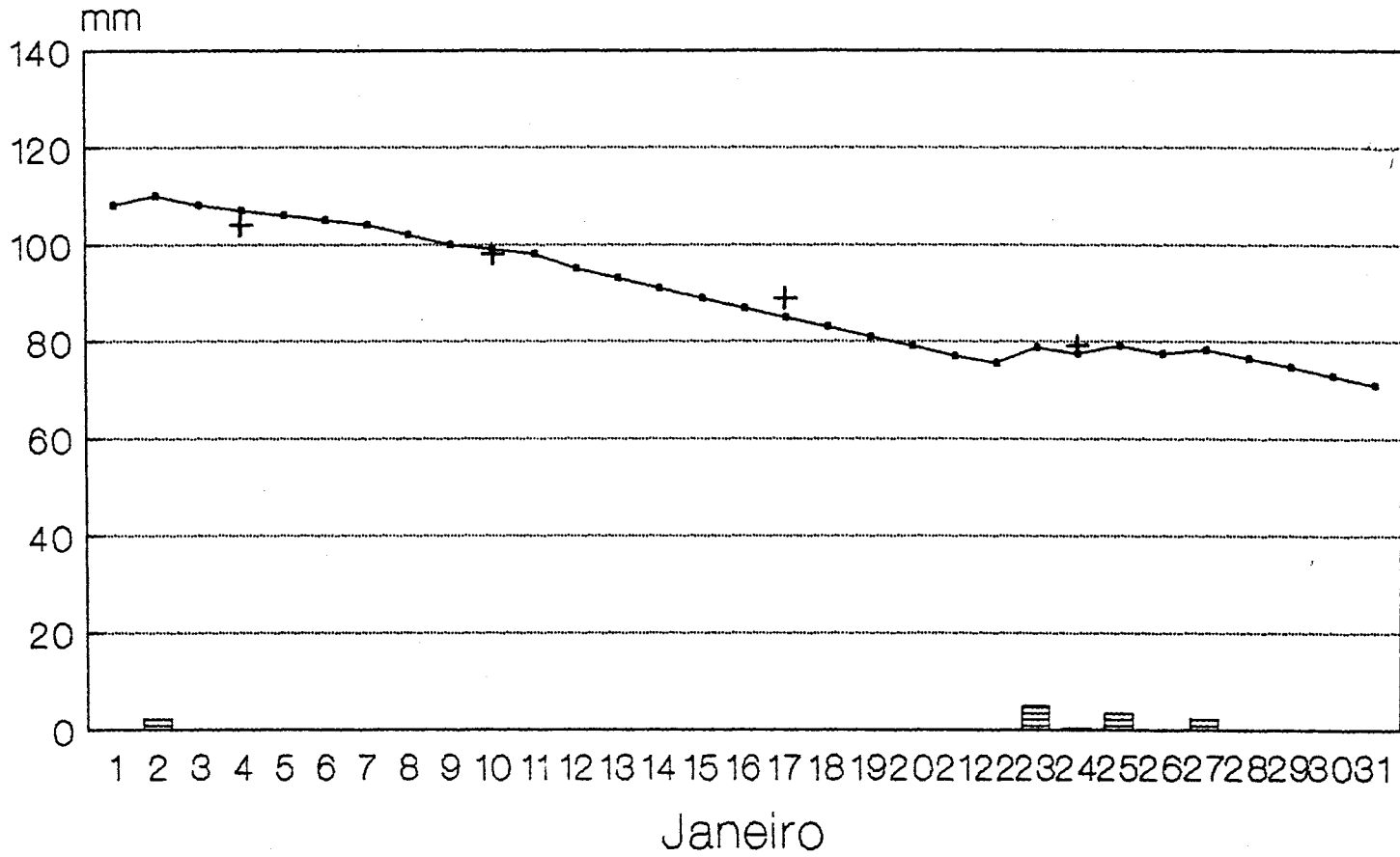
TABELA 4 - Valores de umidade volumétrica (%) obtidas no furo de sondagem FS-08, através da sonda de nêutrons, para as camadas de 0 a 50cm e de 50 a 100cm.

data de medição	umidade volumétrica(%)		data de medição	umidade volumétrica (%)	
	camada 0 - 50cm	camada 50 -100cm		camada 0 - 50cm	camada 50 - 100cm
07/11/85	11.29	6.24	15/09/86	8.72	9.88
26/11/85	10.90	9.11	26/09/86	8.16	9.33
04/12/85	13.18	13.99	03/10/86	8.58	9.63
17/12/85	9.28	9.73	10/10/86	7.67	9.20
24/12/85	9.68	9.70	17/10/86	7.50	8.76
26/12/85	11.15	9.27	24/10/86	7.37	8.39
02/01/86	10.64	10.07	07/11/86	7.39	8.82
07/01/86	10.20	10.19	14/11/86	7.42	8.36
09/01/86	9.77	10.42	04/12/86	10.66	9.01
14/01/86	10.47	11.50	18/12/86	10.79	11.34
28/01/86	10.21	10.54	26/12/86	12.05	12.71
04/02/86	9.17	10.30	05/01/87	11.12	11.52
06/02/86	9.07	10.59	08/01/87	10.79	11.16
13/02/86	9.72	10.33	15/01/87	9.29	10.39
17/02/86	10.54	10.65	29/01/87	12.17	12.56
20/02/86	12.80	12.91	06/02/87	11.19	11.71
25/02/86	11.03	11.46	13/02/87	9.97	11.02
27/02/86	11.15	11.34	20/02/87	10.90	11.54
04/03/86	10.99	11.87	27/02/87	10.48	11.32
06/03/86	12.14	11.98	06/03/87	9.19	10.30
20/03/86	9.22	10.22	20/03/87	9.49	9.71
25/03/86	10.40	10.97	27/03/87	8.82	9.49
22/04/86	10.40	11.99	03/04/87	8.14	9.45
16/05/86	8.06	9.39	10/04/87	7.48	9.08
30/05/86	9.88	10.34	29/05/87	10.65	11.12
01/08/86	6.79	8.71	05/06/87	9.92	10.38
08/08/86	6.63	7.97	26/06/87	9.60	10.30
22/08/86	8.52	8.23	23/07/87	9.11	9.61
29/08/86	10.98	11.23	20/08/87	7.79	9.38
05/09/86	10.61	10.54			

10 - ANEXO 3

BLOCO II

BLOCO II
Kc decendial (0.2 0.3 0.3)

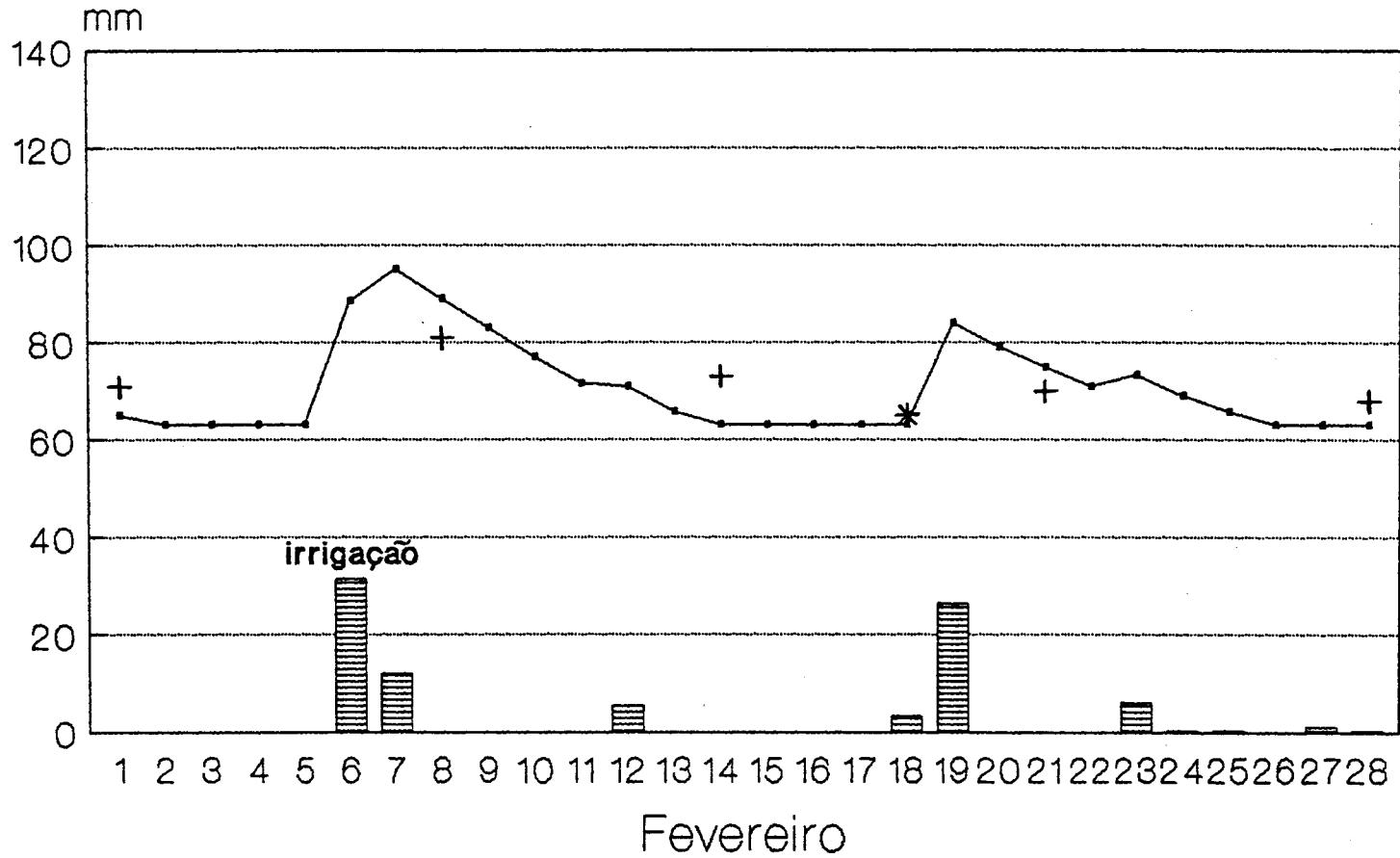


—•— umidade estimada + umidade medida ☰ chuva

$\theta_{cc} = 25\%$ $\theta_{pm} = 14\%$ $RUV = 11\%$
camada (0 - 450mm)

BLOCO II

Kc decencial (1.0 1.0 1.0)

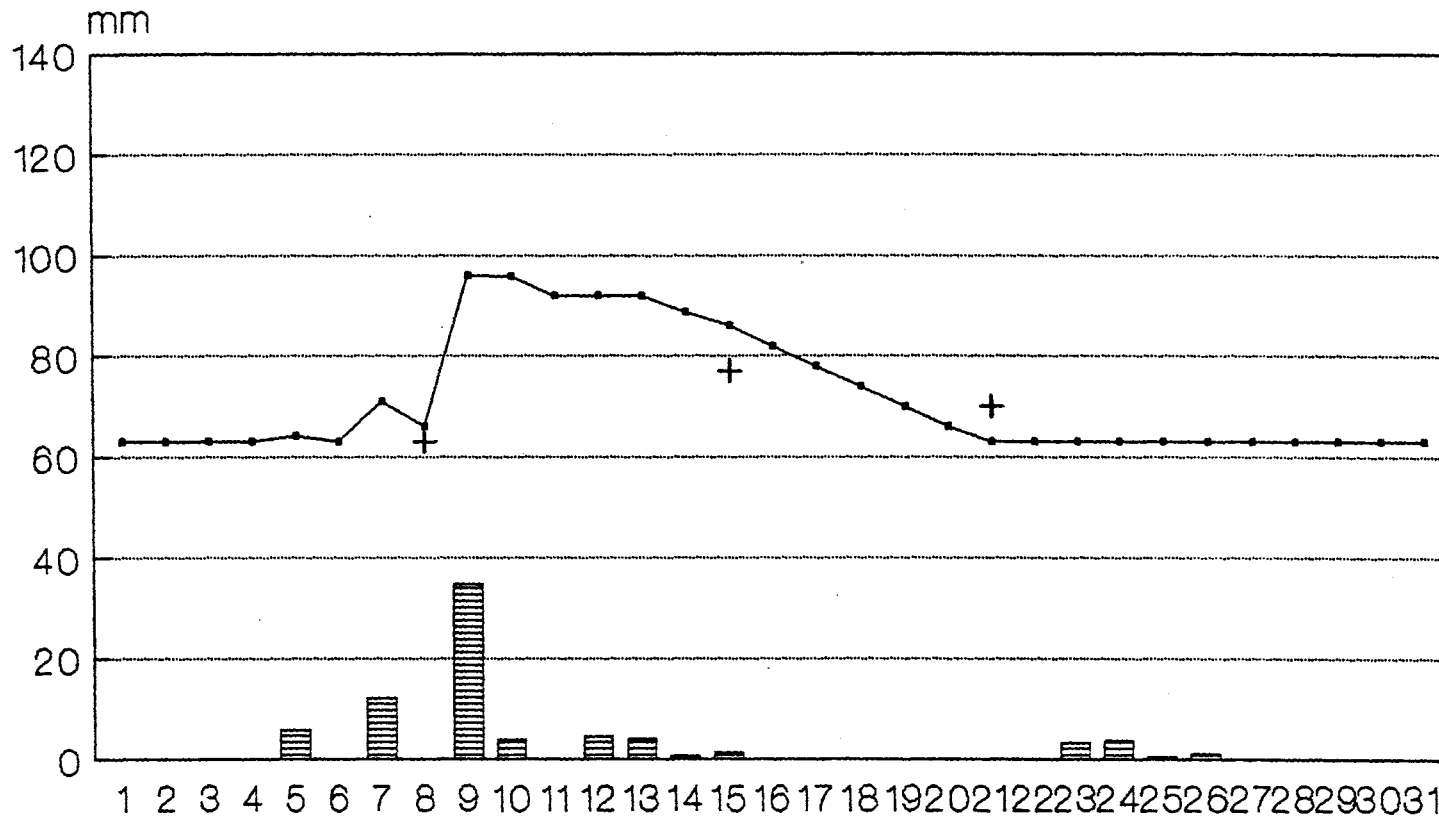


umi.estimada
 + umi.medida
 * defasada 1
 chuva/irr

$\theta_{cc} = 25\%$ $\theta_{pm} = 14\%$ $RUV = 11\%$
 camada (0 - 450mm)

BLOCO II

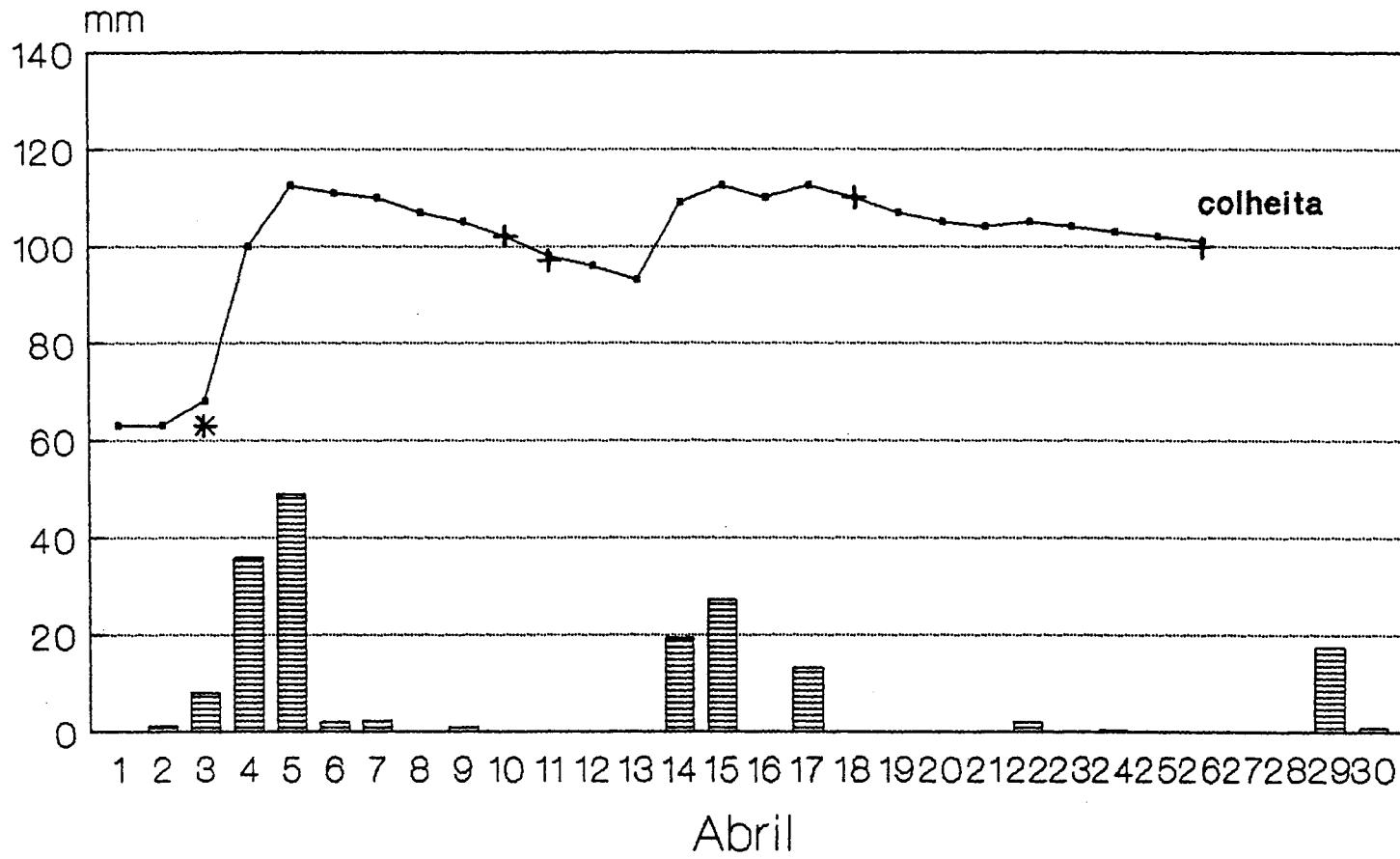
Kc decendial (1.0 1.0 1.0)



$\theta_{cc} = 25\%$ $\theta_{pm} = 14\%$ $RUV = 11\%$
 camada (0 - 450mm)

BLOCO II

Kc decendial (1.3 1.0 0.3)

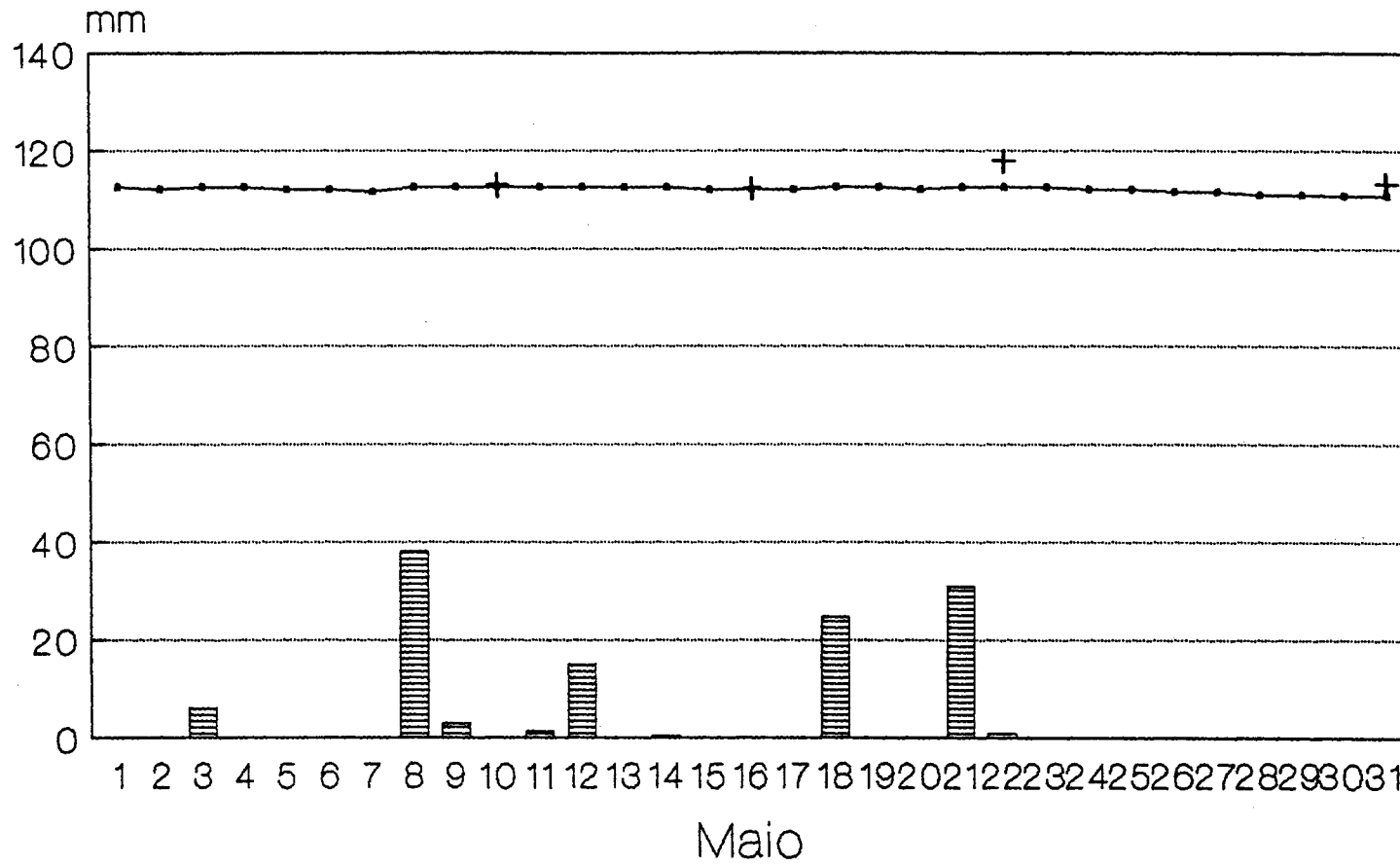


umi.estimada
 umi.medida
 * defasada 1
 chuva

$\theta_{cc} = 25\%$ $\theta_{pm} = 14\%$ $RUV = 11\%$
 camada (0 - 450mm)

BLOCO II

Kc decencial (0.1 0.1 0.1)

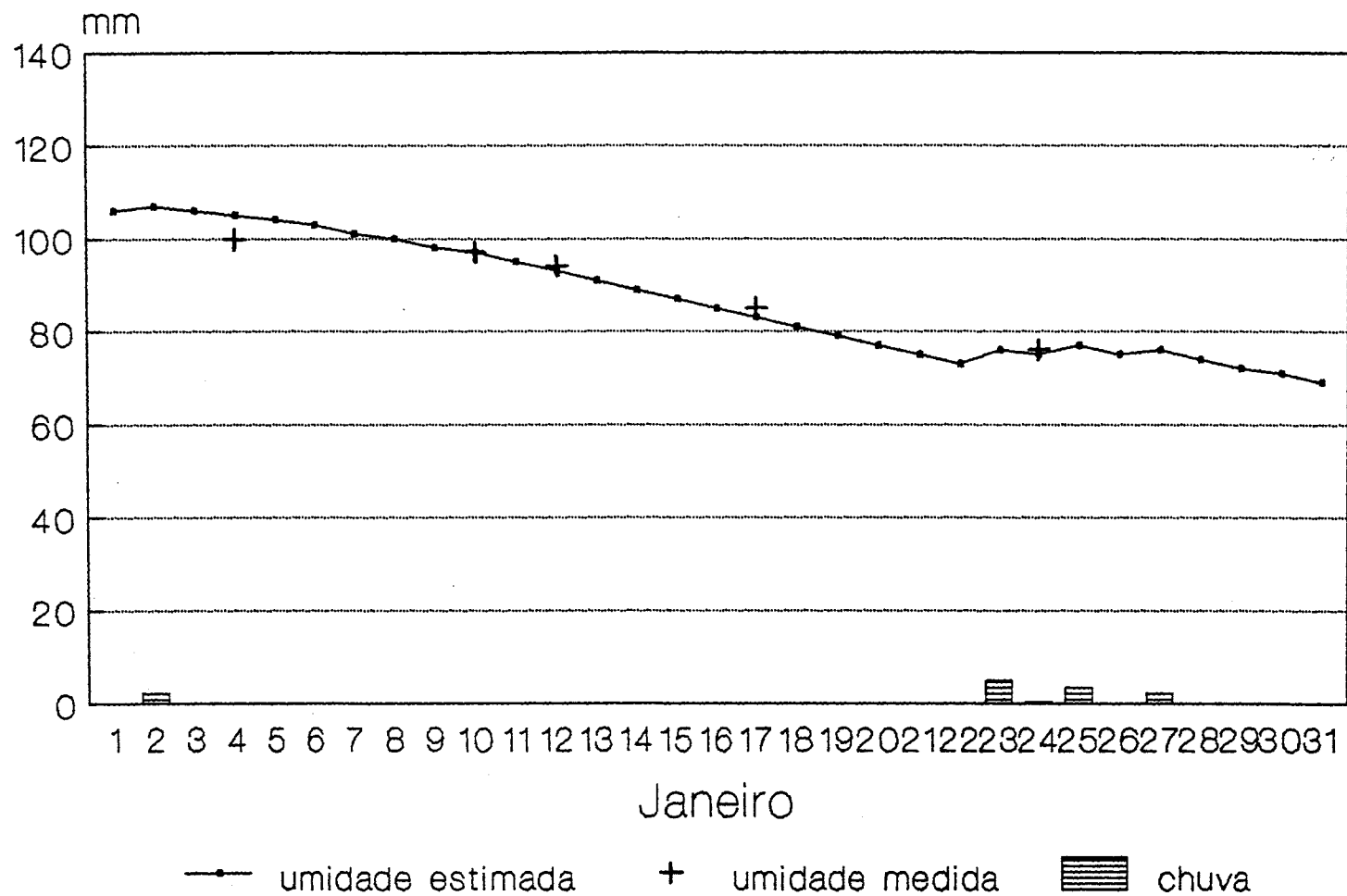


$\theta_{cc} = 25\%$ $\theta_{pm} = 14\%$ $RUV = 11\%$
 camada (0 - 450mm)

BLOCO III

BLOCO III

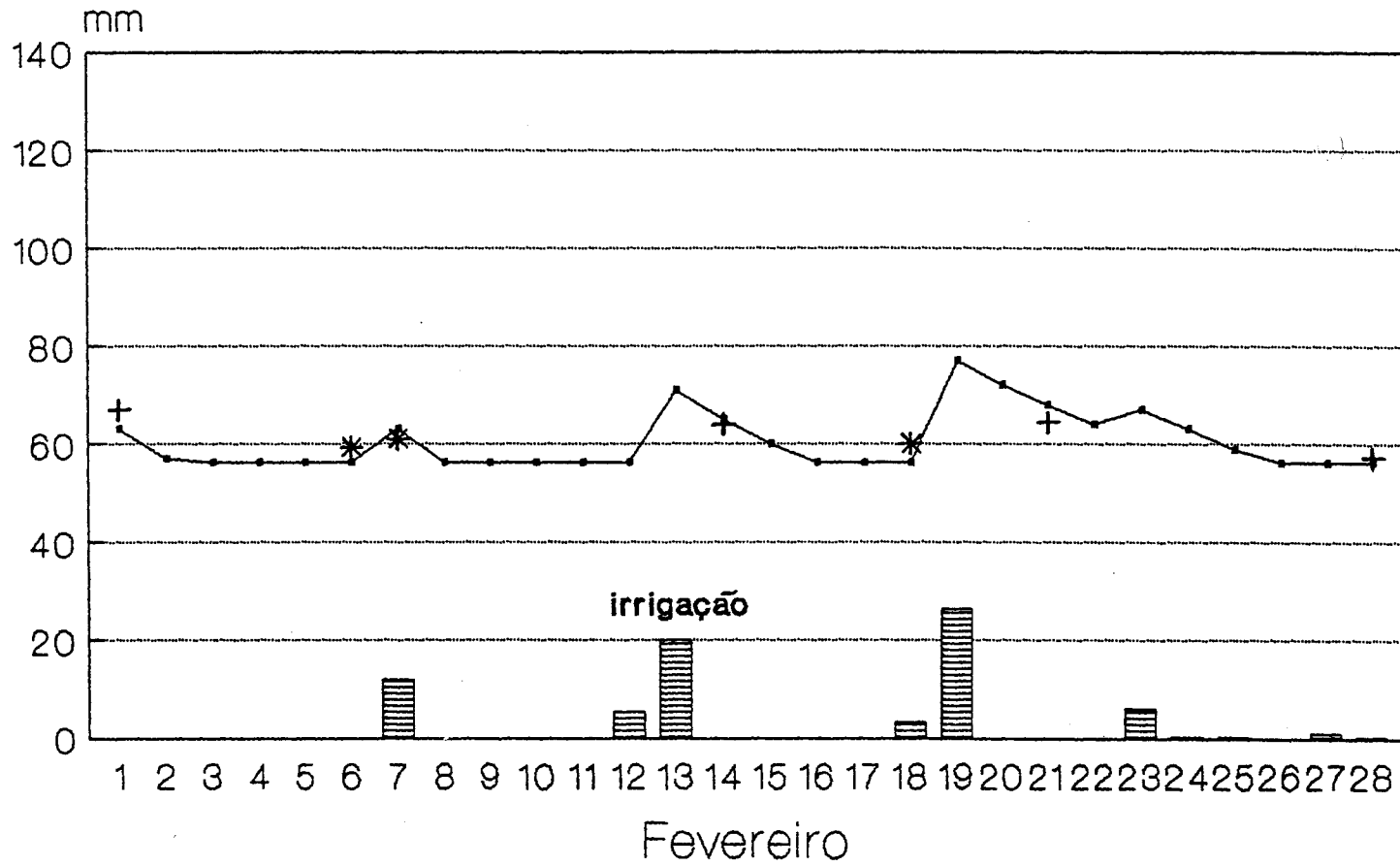
Kc decencial (0.2 0.3 0.3)



$\theta_{cc} = 24,6\%$ $\theta_{pm} = 12,5\%$ $RUV = 12\%$
camada (0 - 450mm)

BLOCO III

Kc decencial (1.0 1.0 1.0)

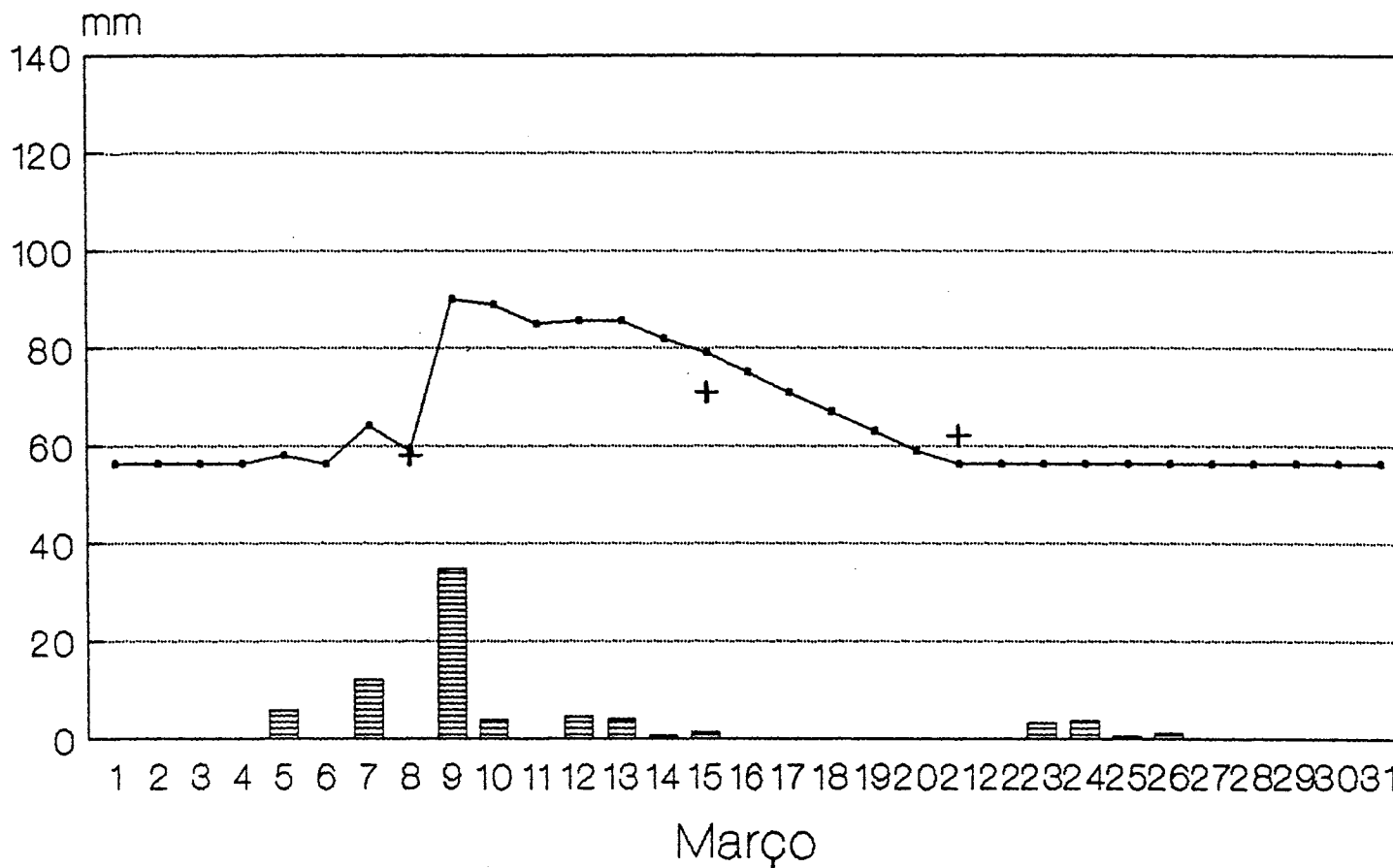


—•— umi.estimada + umi.medida * defasada 1 ▨ chuva/irr

$\theta_{cc} = 24,6\%$ $\theta_{pm} = 12,5\%$ RUV = 12%
camada (0 - 450mm)

BLOCO III

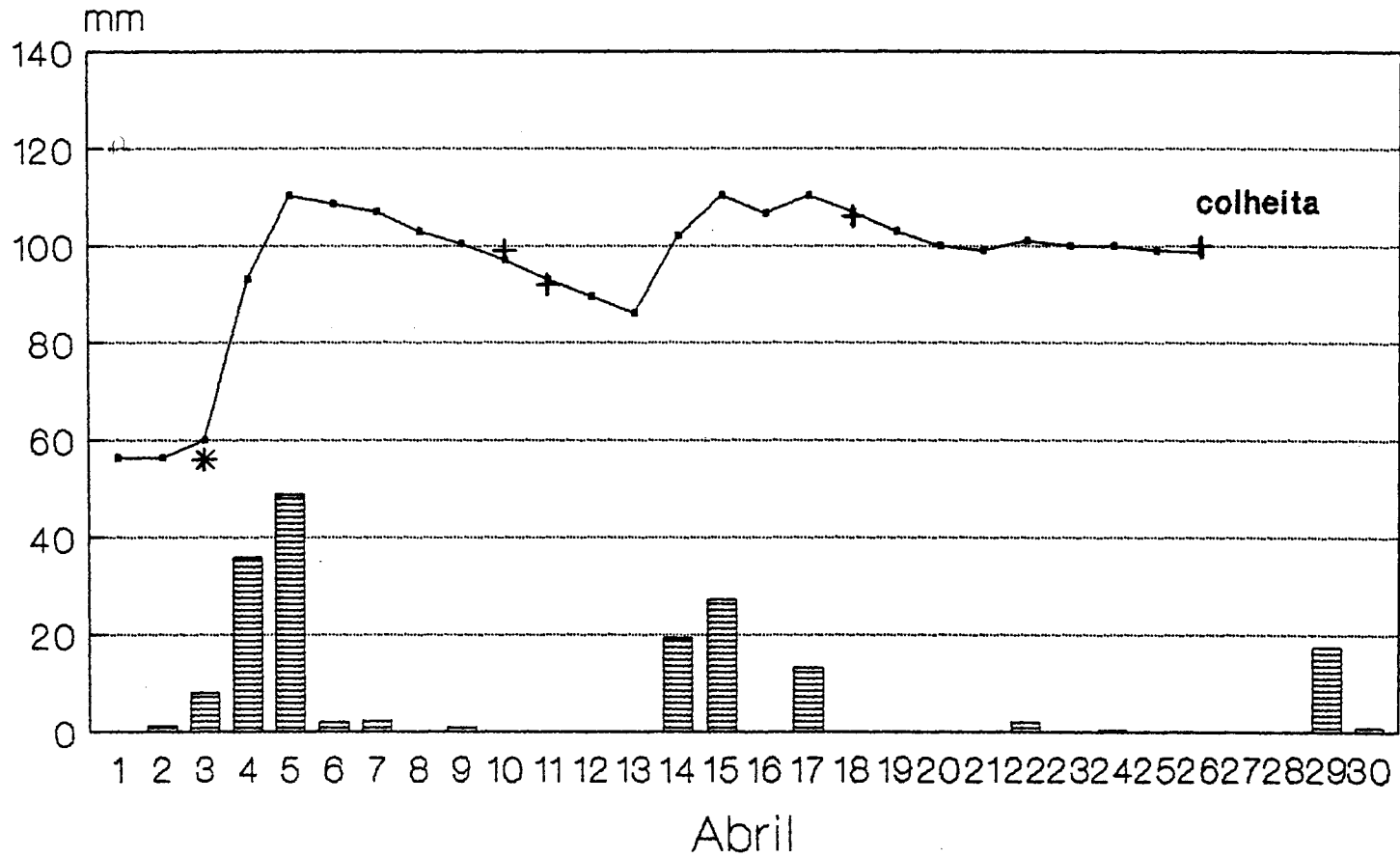
Kc decidual (1.0 1.0 1.0)



$\theta_{cc} = 24,6\%$ $\theta_{pm} = 12,5\%$ $RUV = 12\%$
 camada (0 - 450mm)

BLOCO III

Kc decencial (1.5 1.3 0.2)

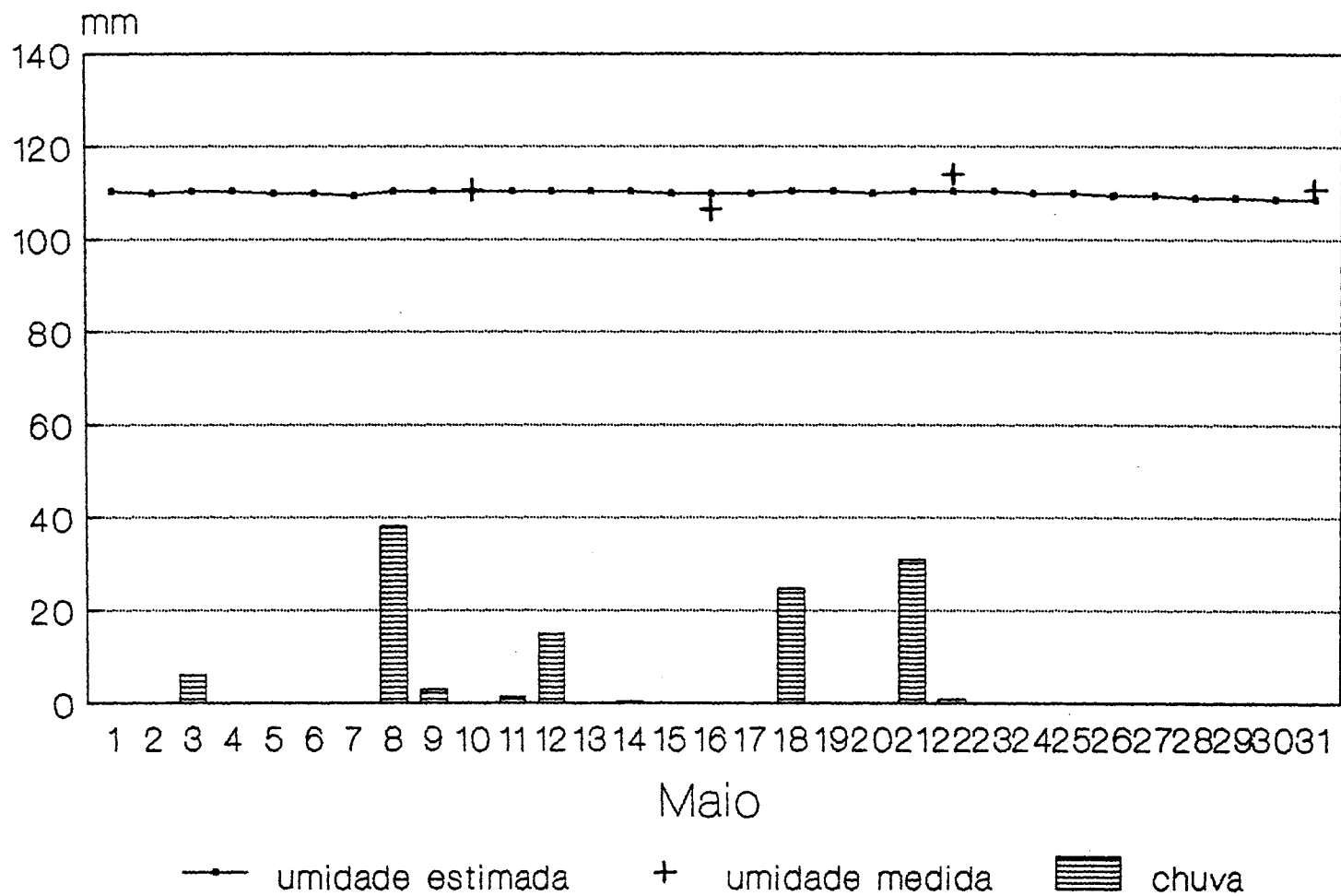


umi.estimada
 + umi.medida
 * defasada 1
 chuva

$\theta_{cc} = 24,6\%$ $\theta_{pm} = 12,5\%$ $RUV = 12\%$
 camada (0 - 450mm)

BLOCO III

Kc decendial = (0.1 0.1 0.1)

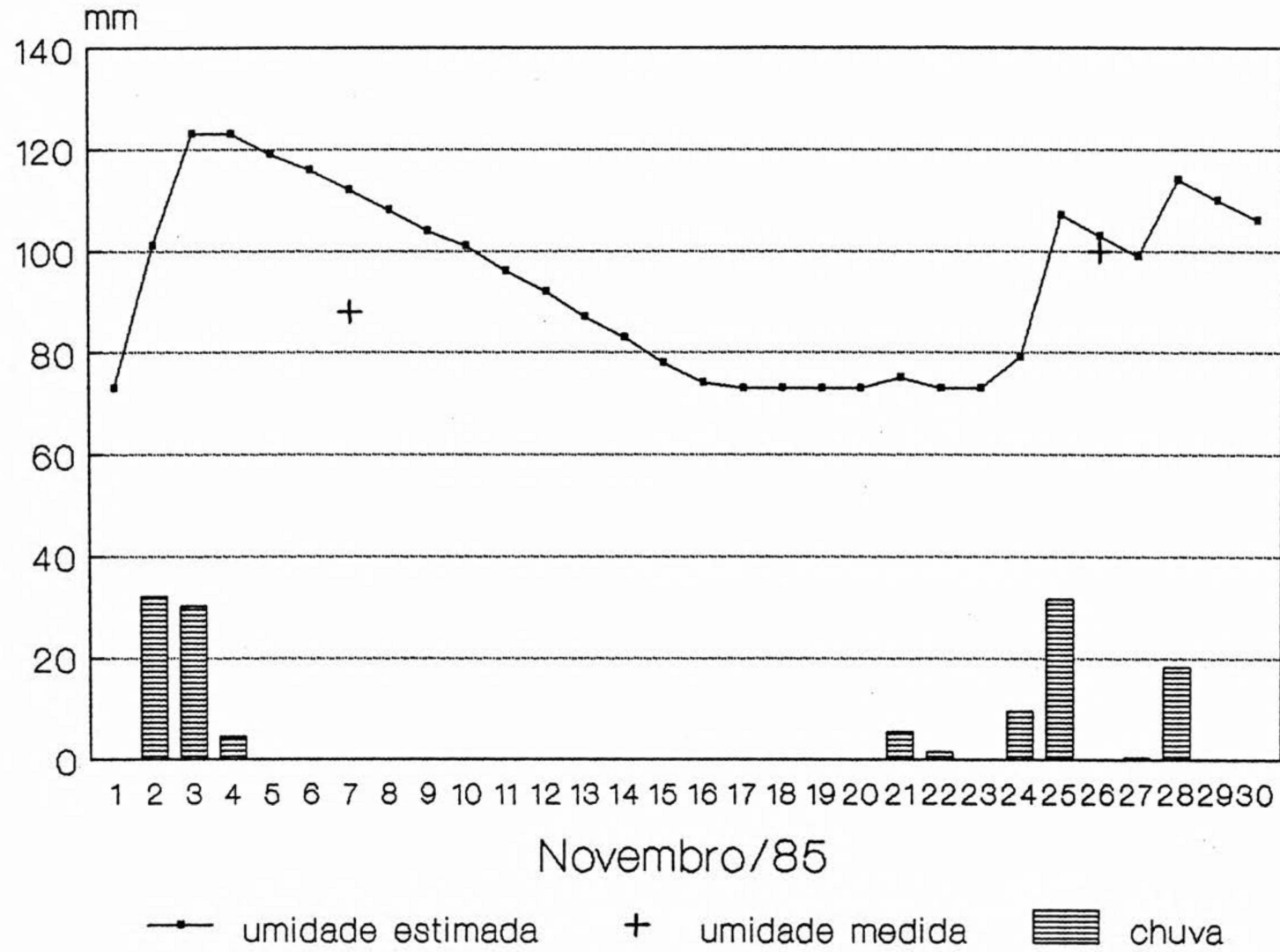


$\theta_{cc} = 24,6\%$ $\theta_{pm} = 12,5\%$ $RUV = 12\%$
 camada (0 - 450mm)

10 - ANEXO 4

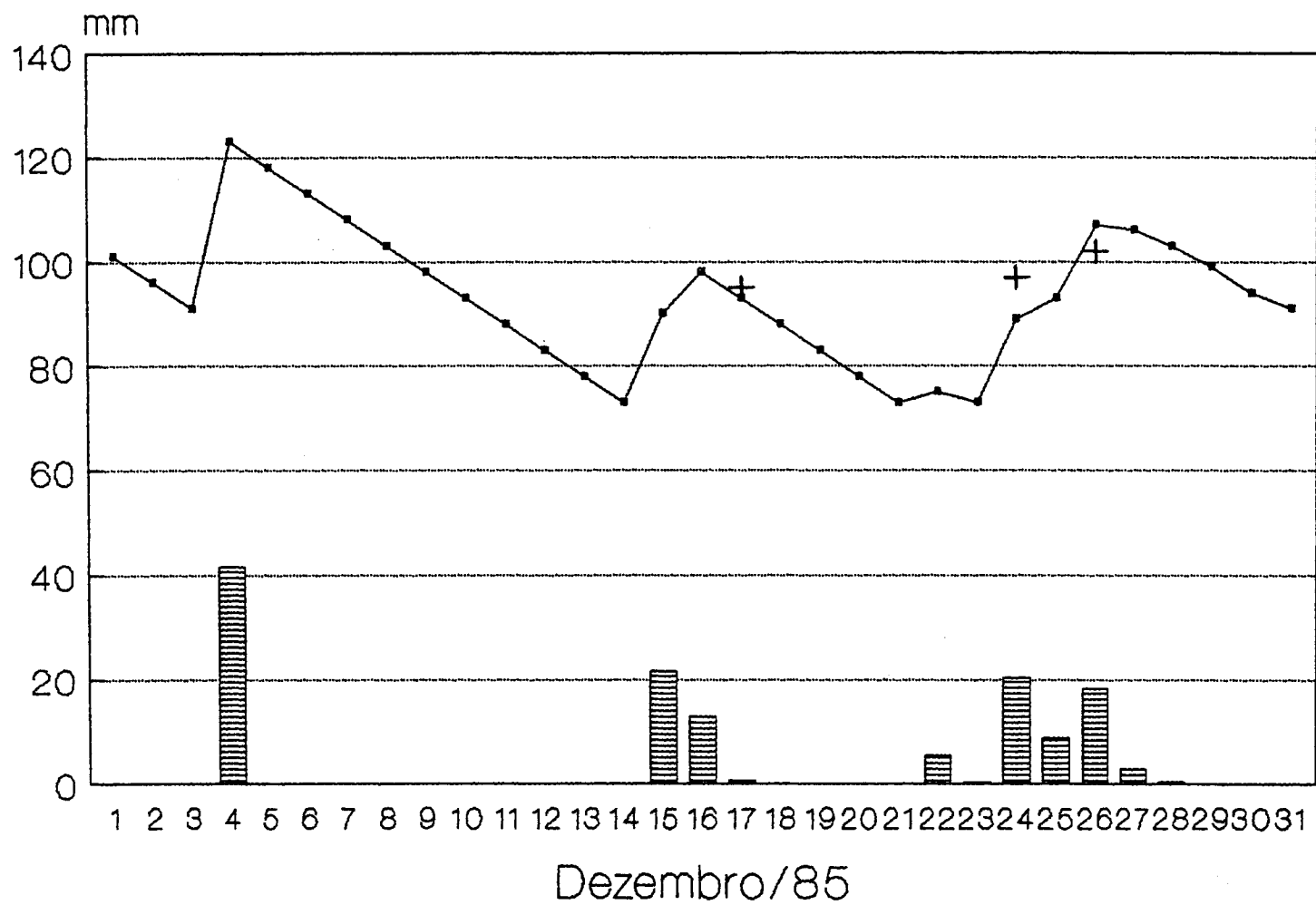
FS-08

193



FS-08

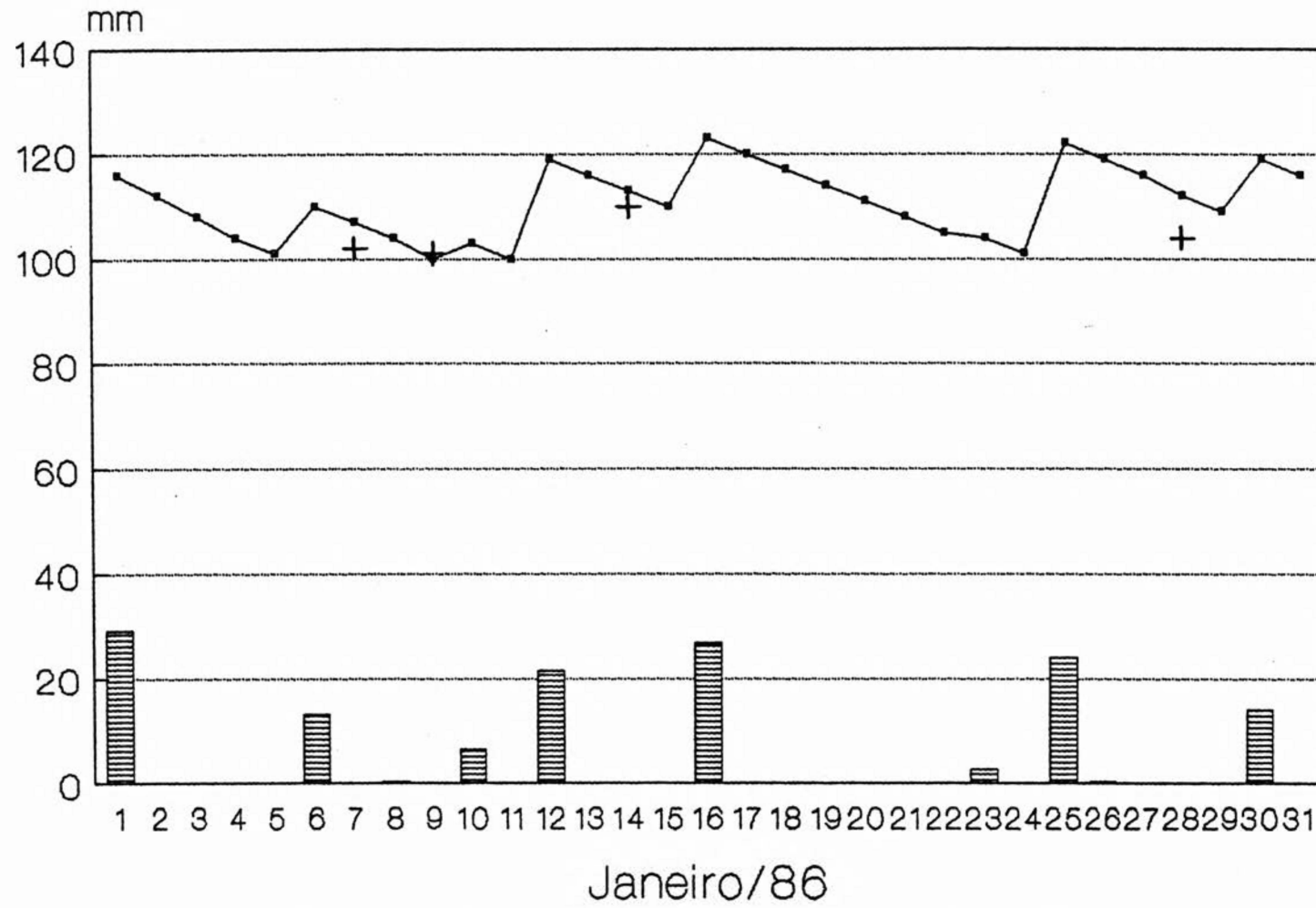
194



—■— umidade estimada + umidade medida ▨ chuva

FS-08

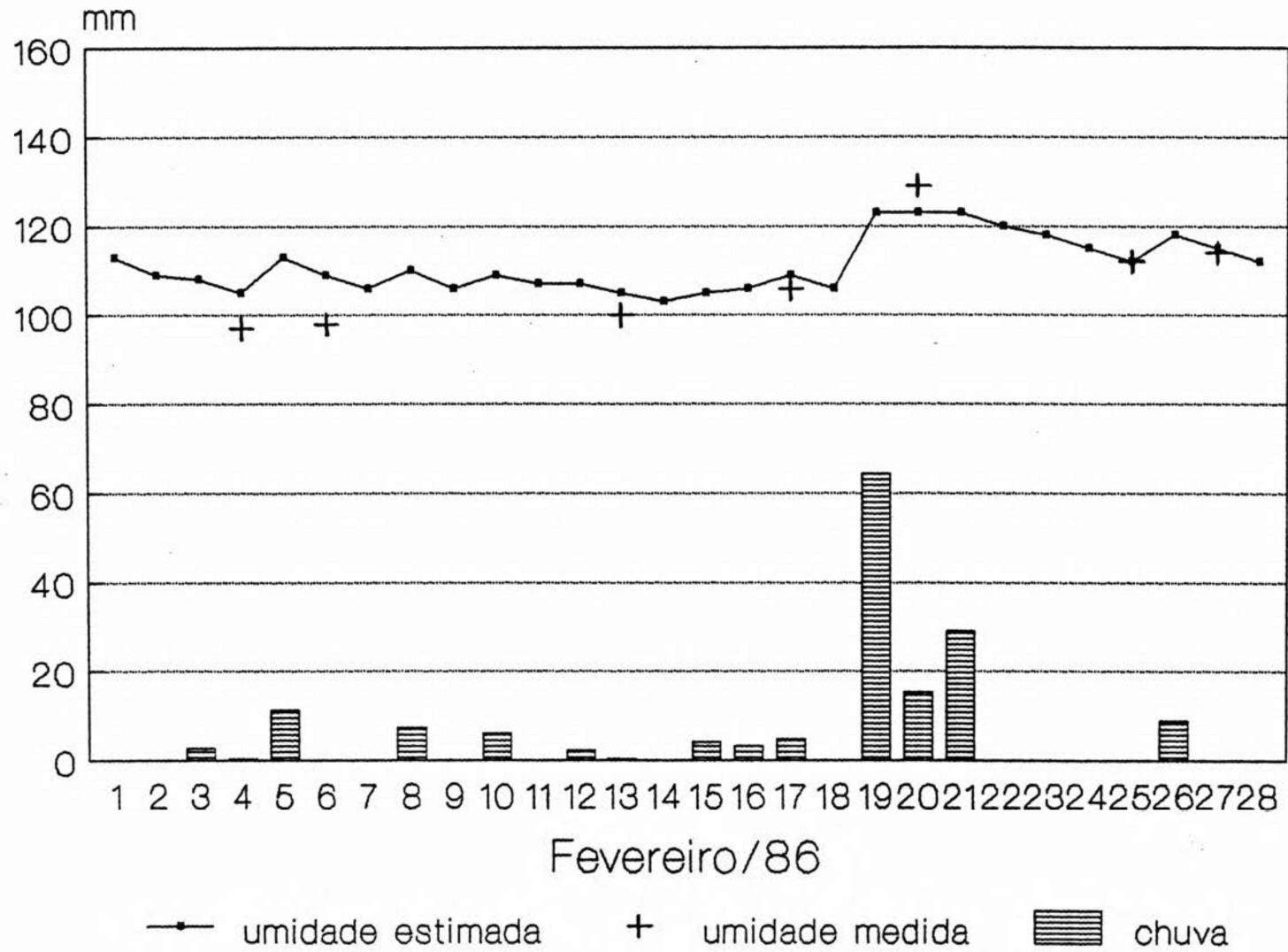
1985



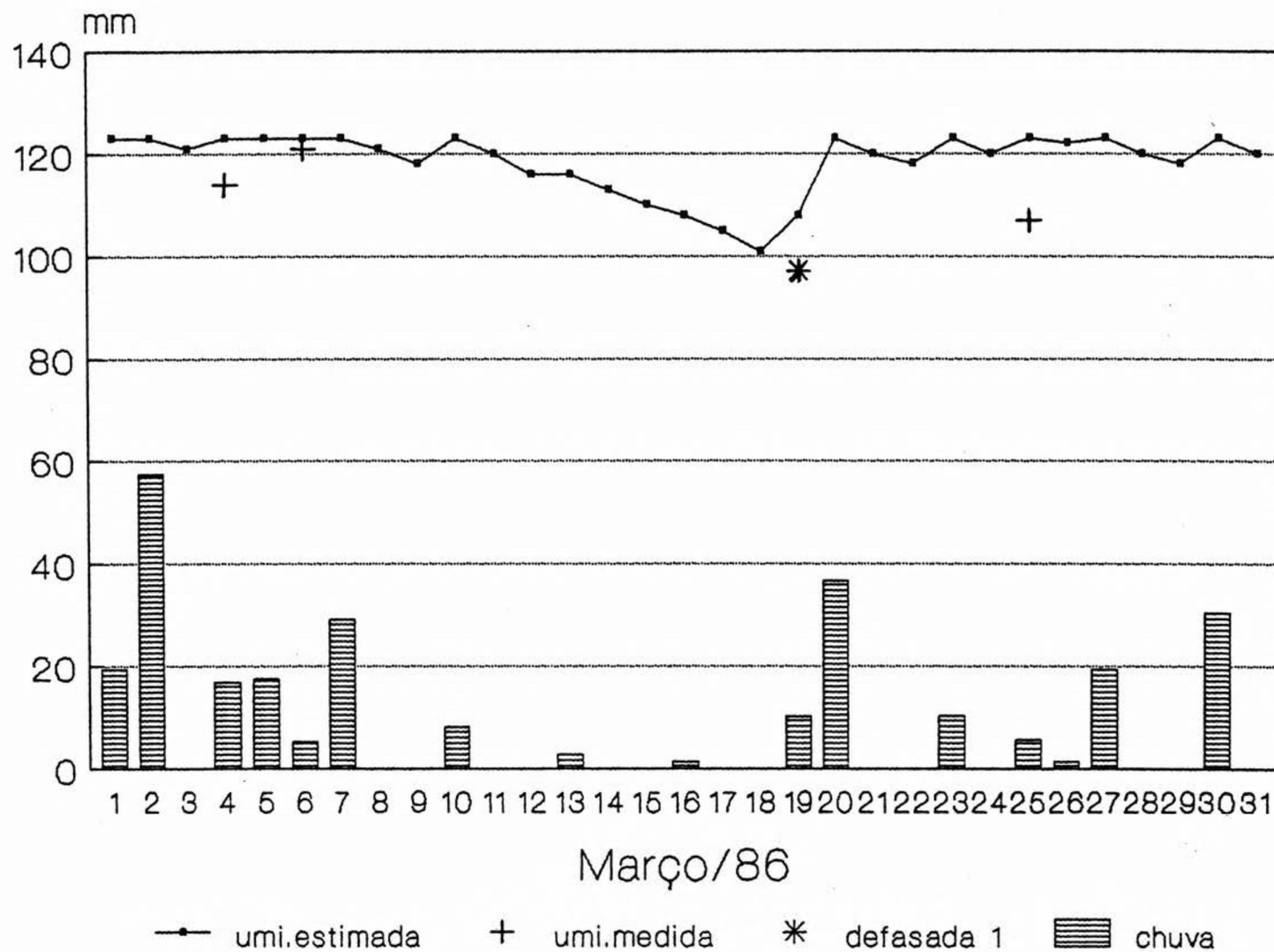
—•— umidade estimada + umidade medida ▨ chuva

FS-08

1986

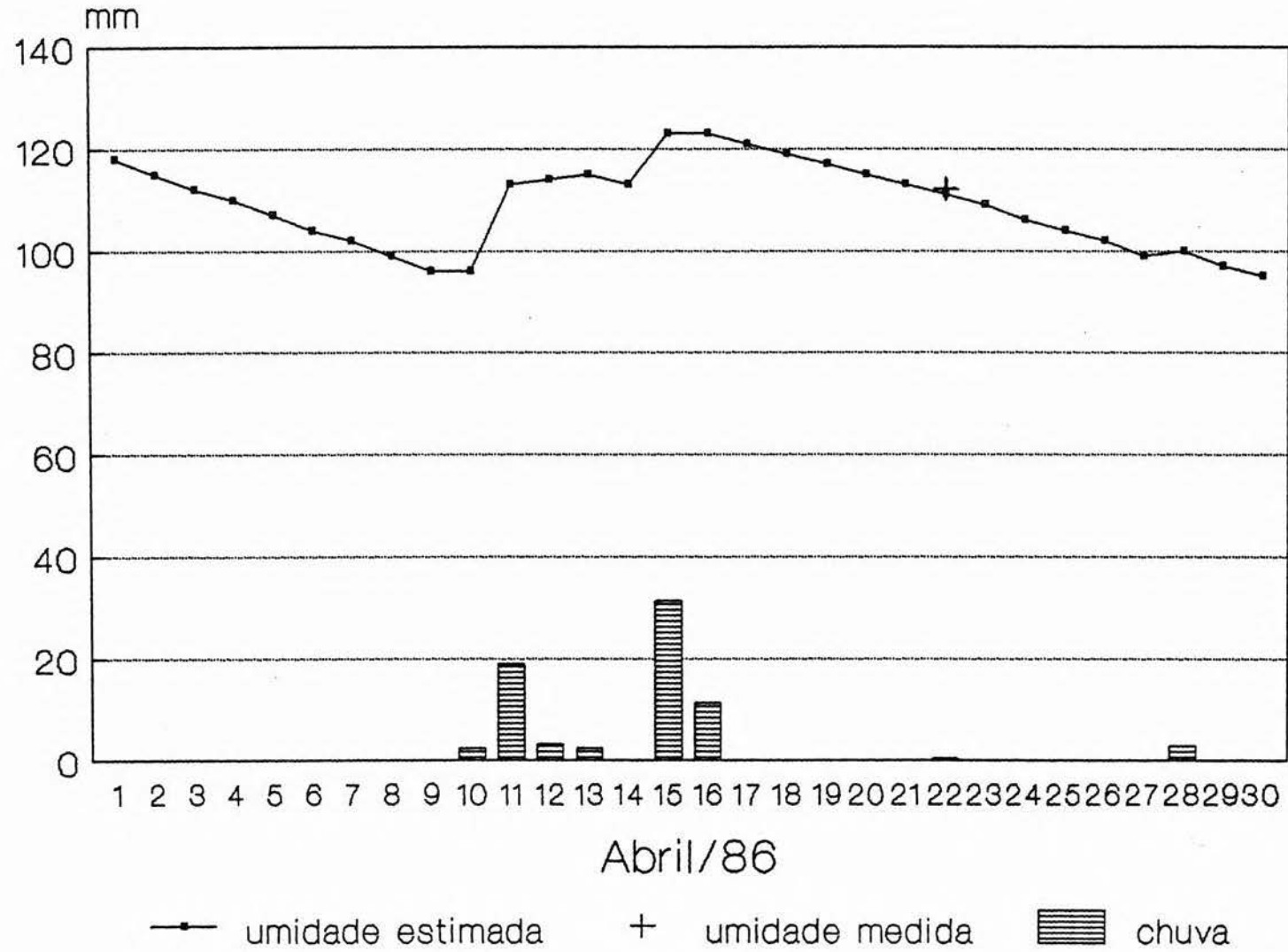


FS-08

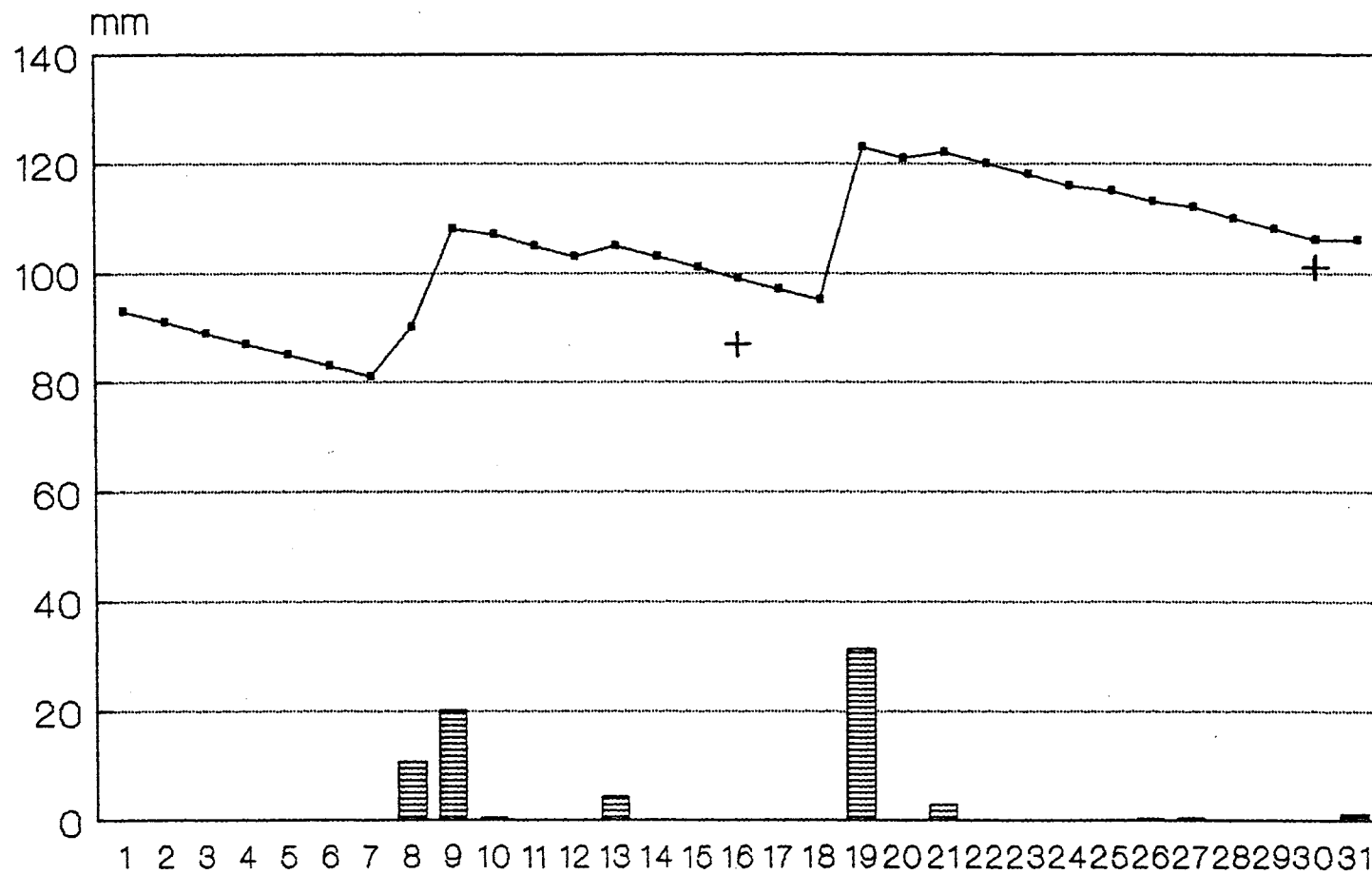


FS-08

198



FS-08

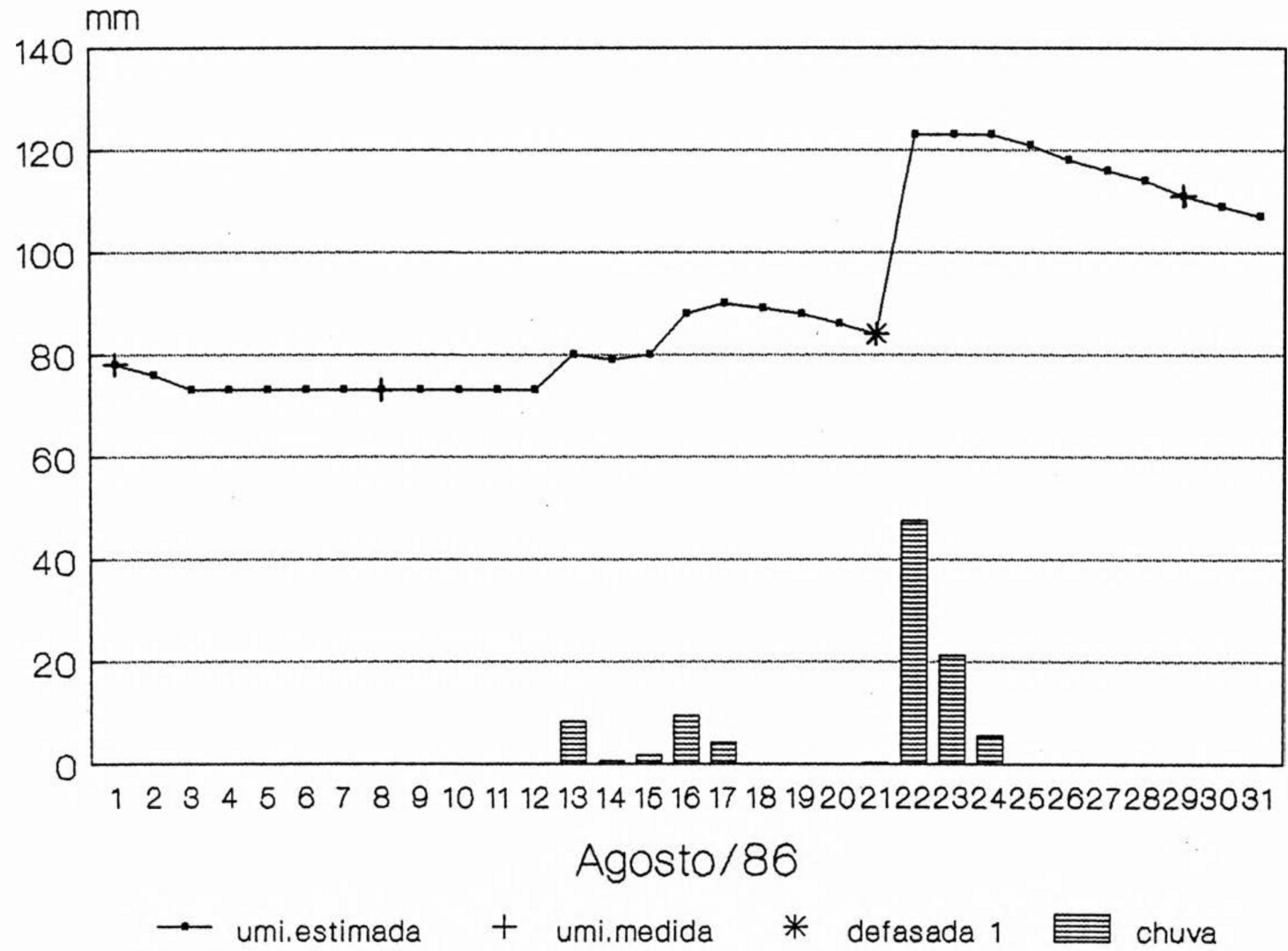


Maio/86

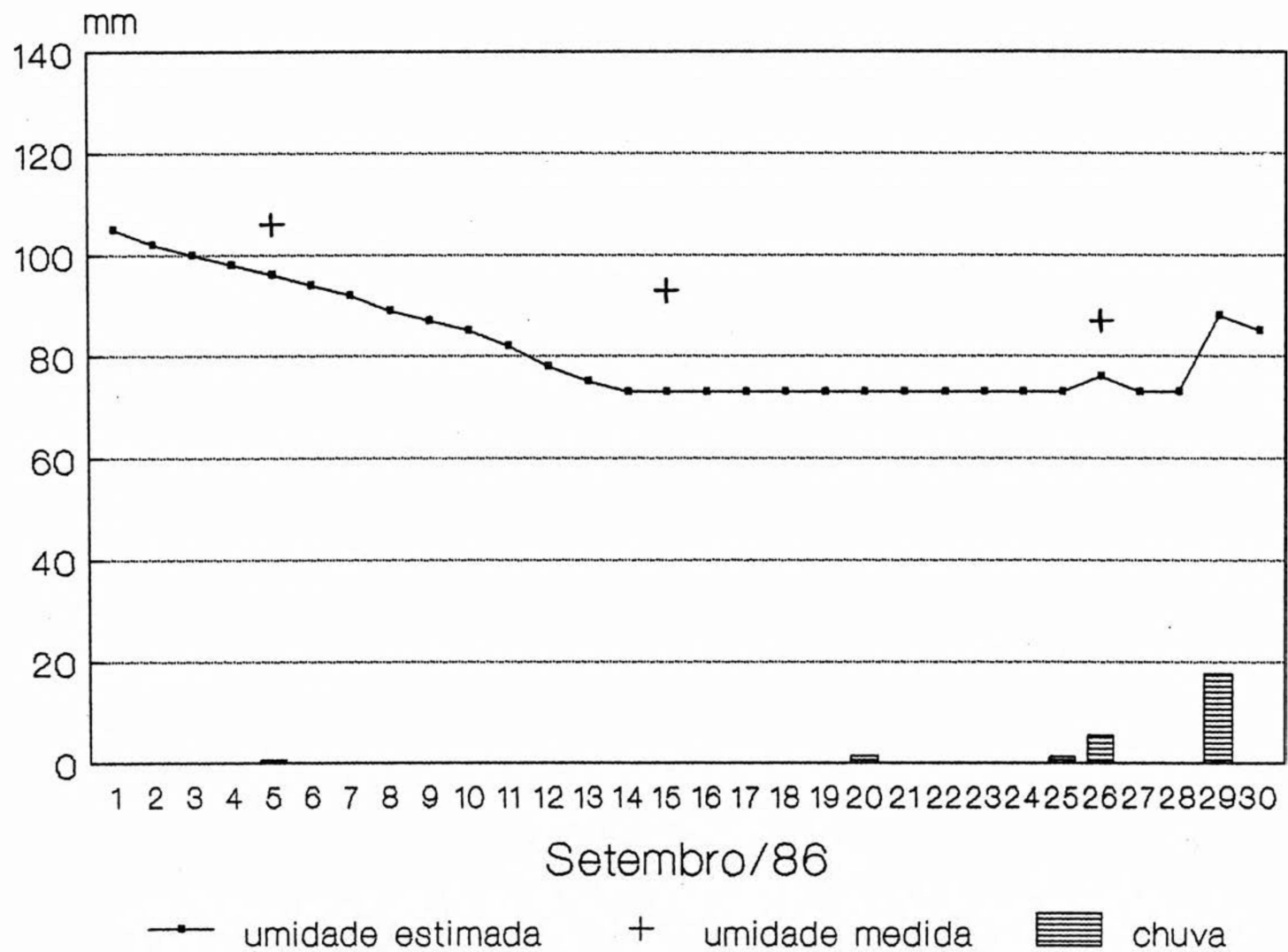
—■— umidade estimada + umidade medida ▨ chuva

FS-08

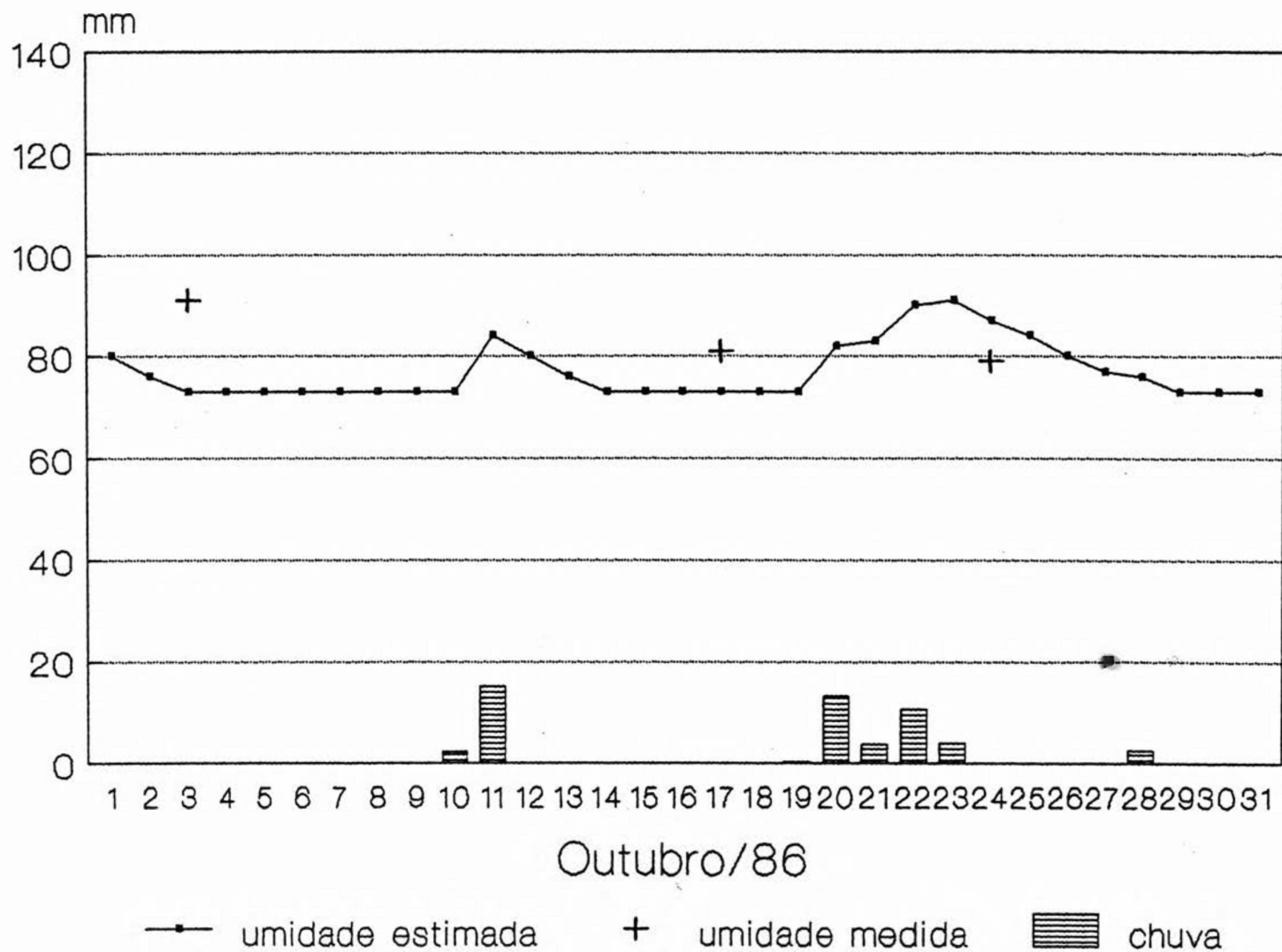
200



FS-08



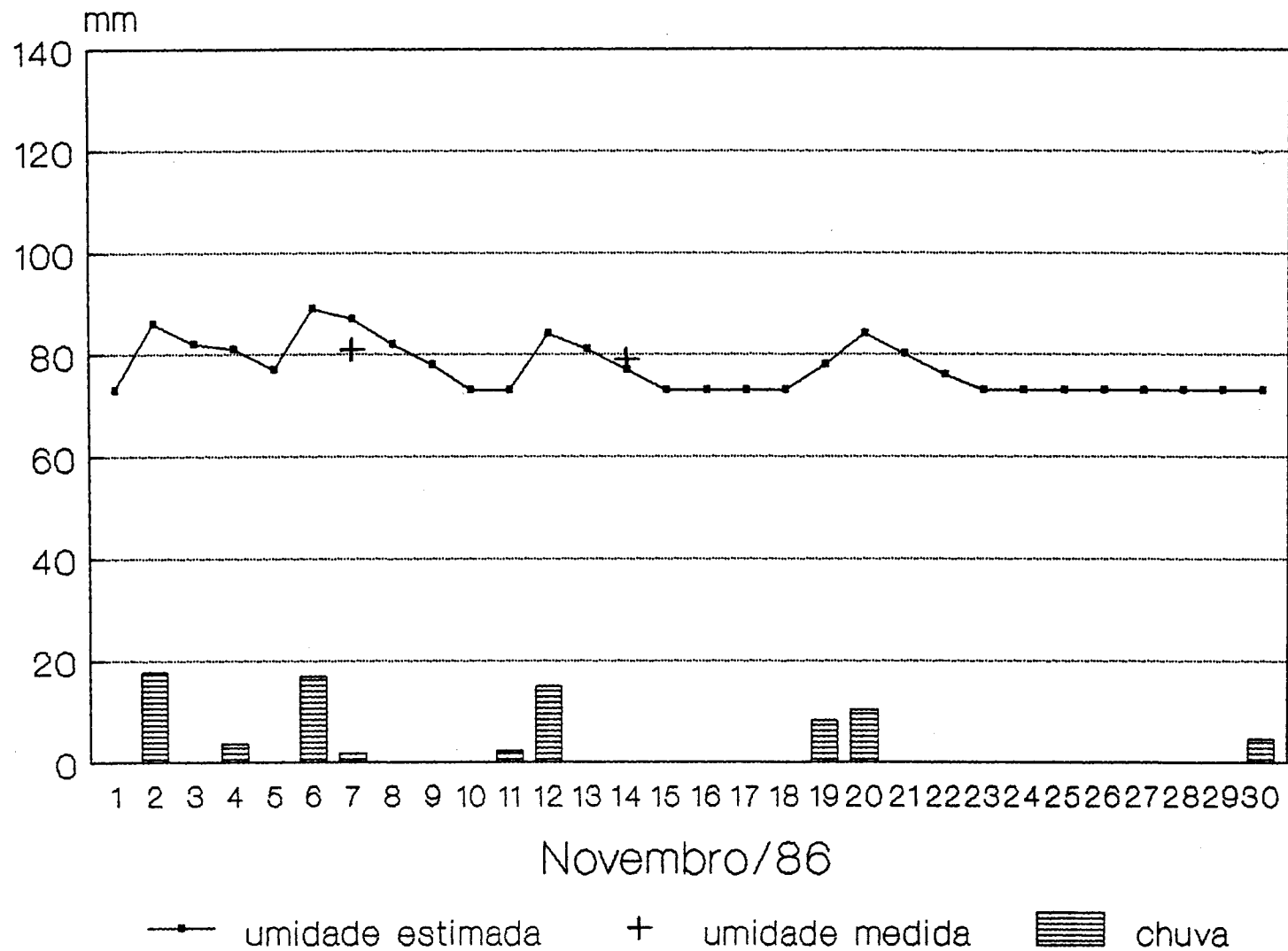
FS-08



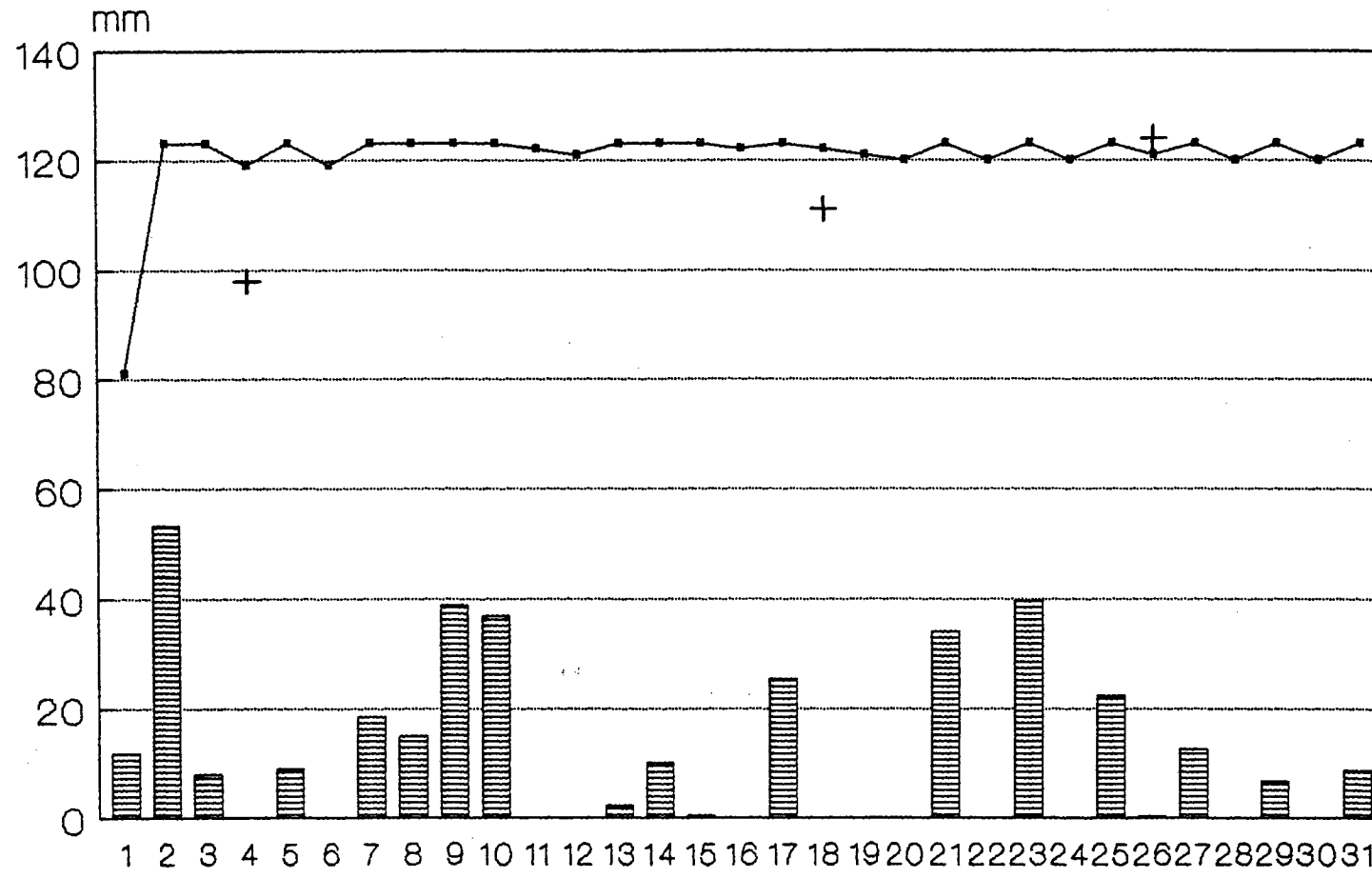
202

FS-08

203



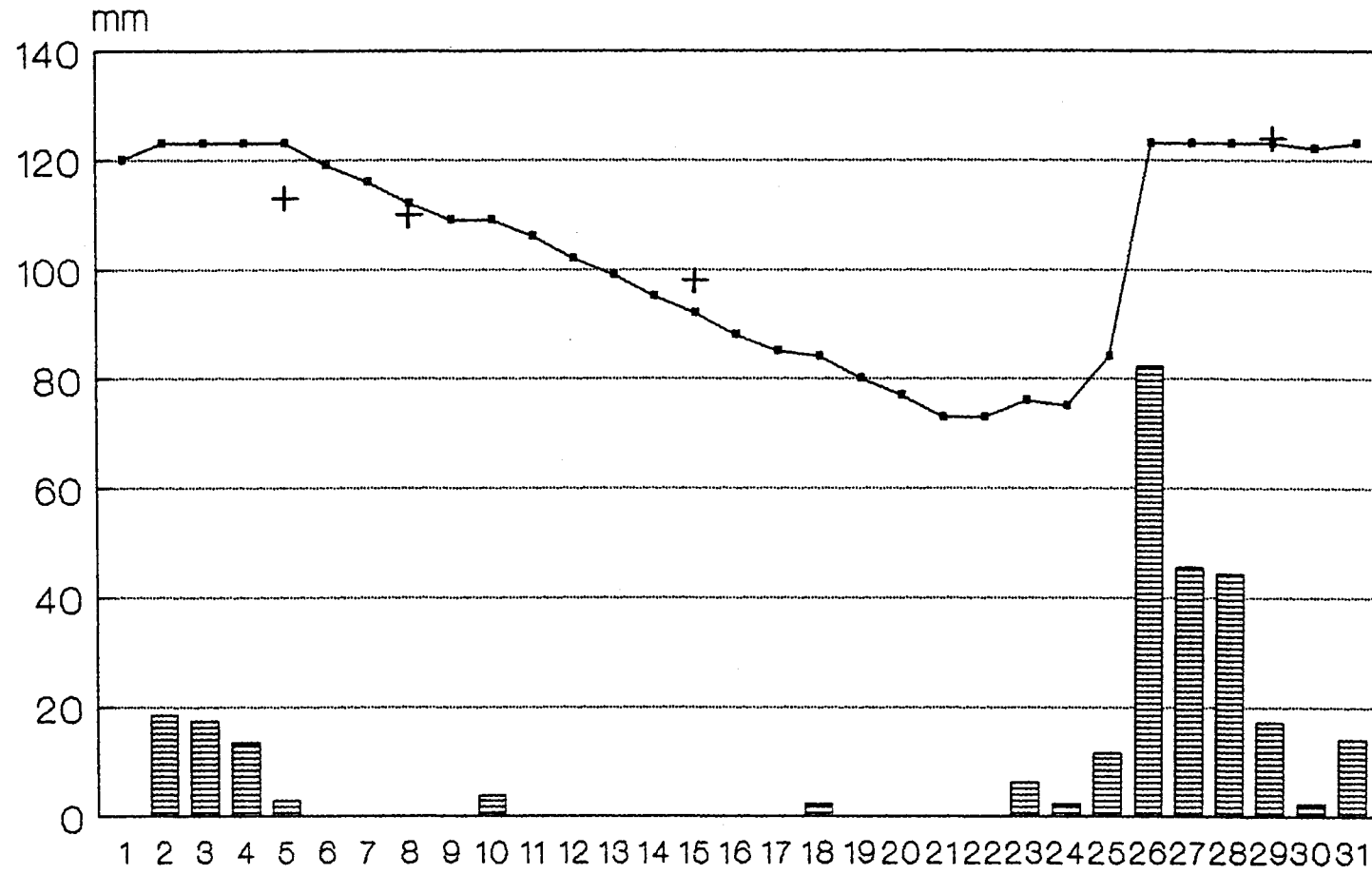
FS-08



Dezembro/86

—■— umidade estimada + umidade medida ▨ chuva

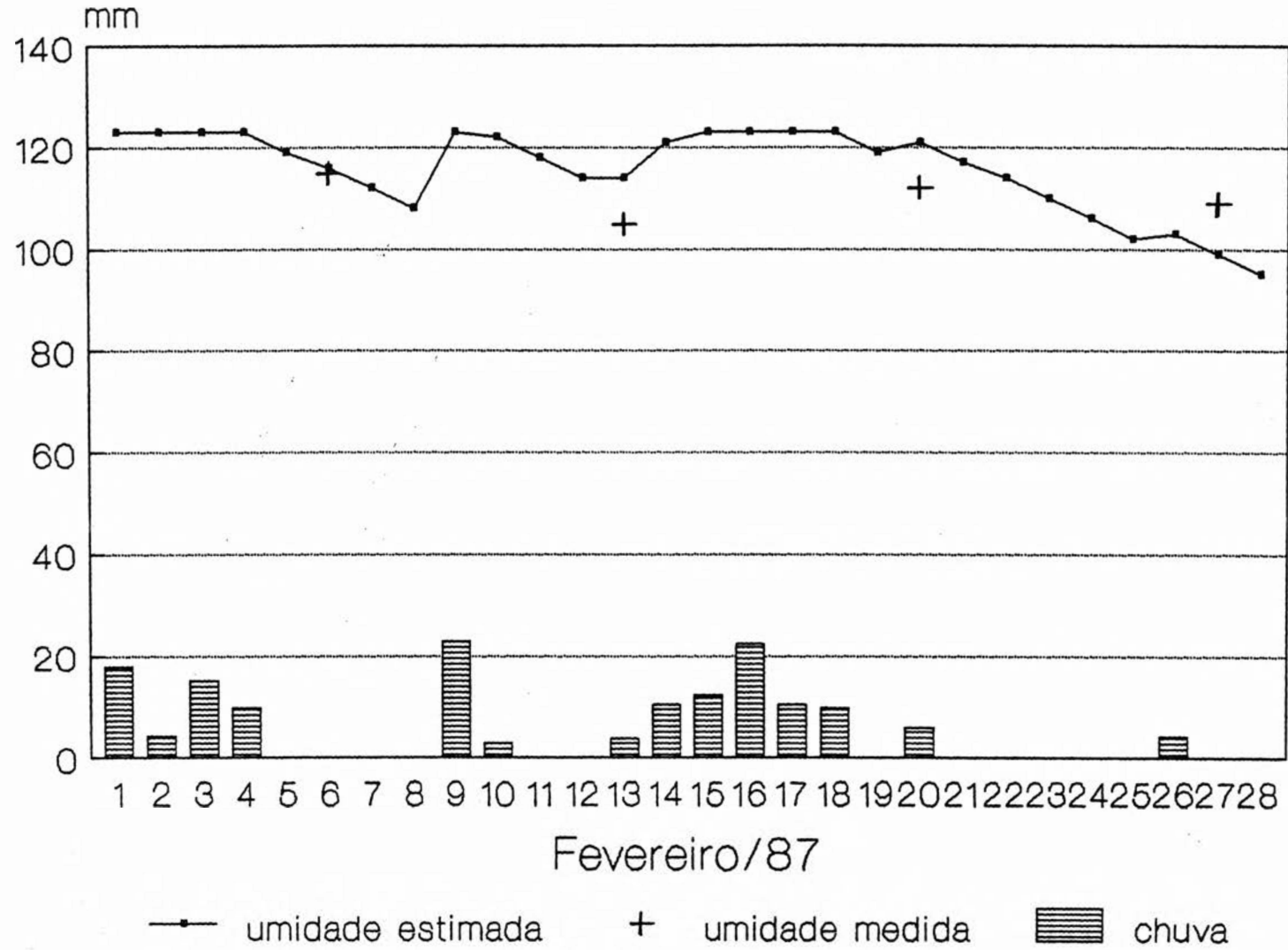
FS-08



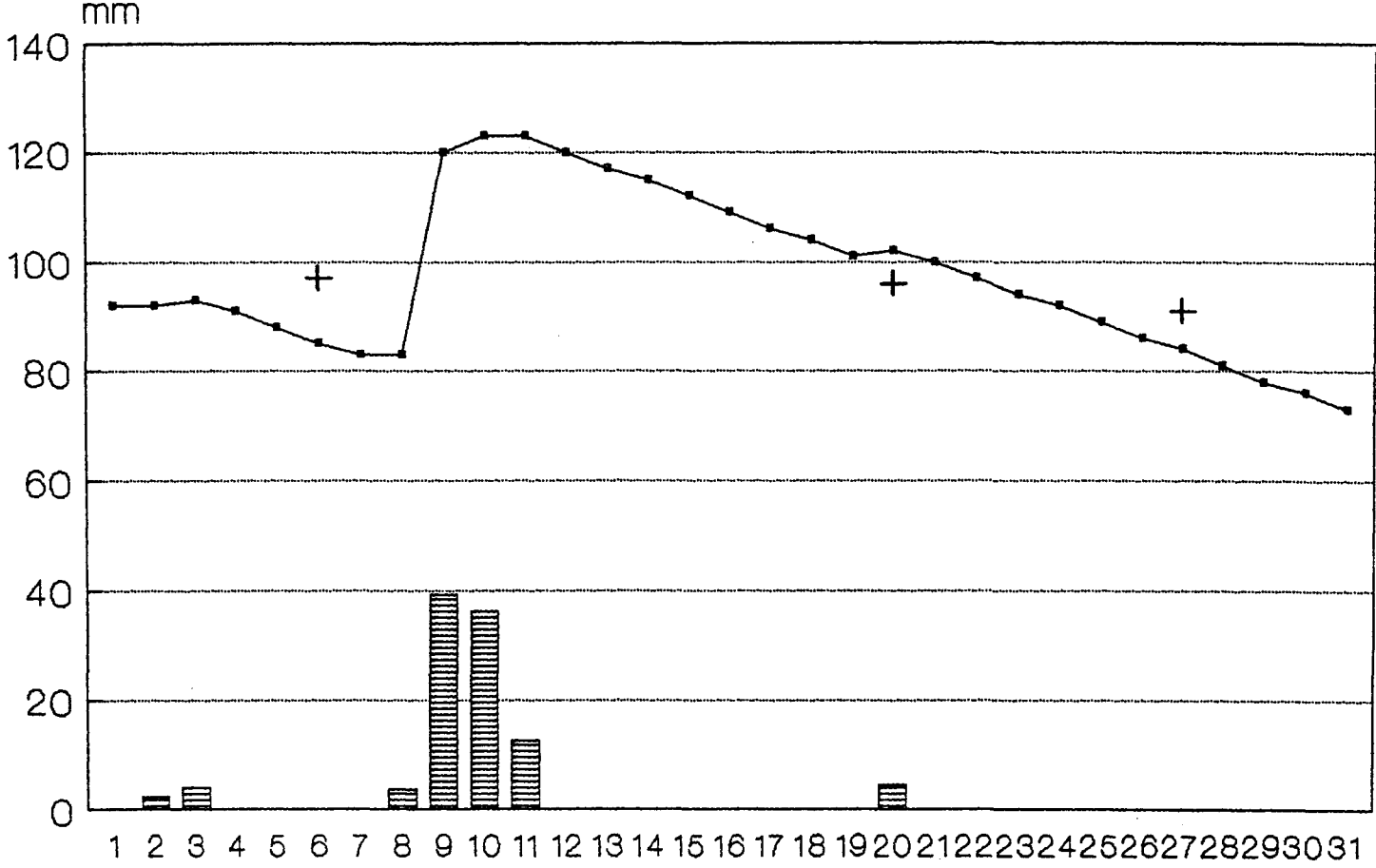
Janeiro/87

—•— umidade estimada + umidade medida ▨ chuva

FS-08



FS-08



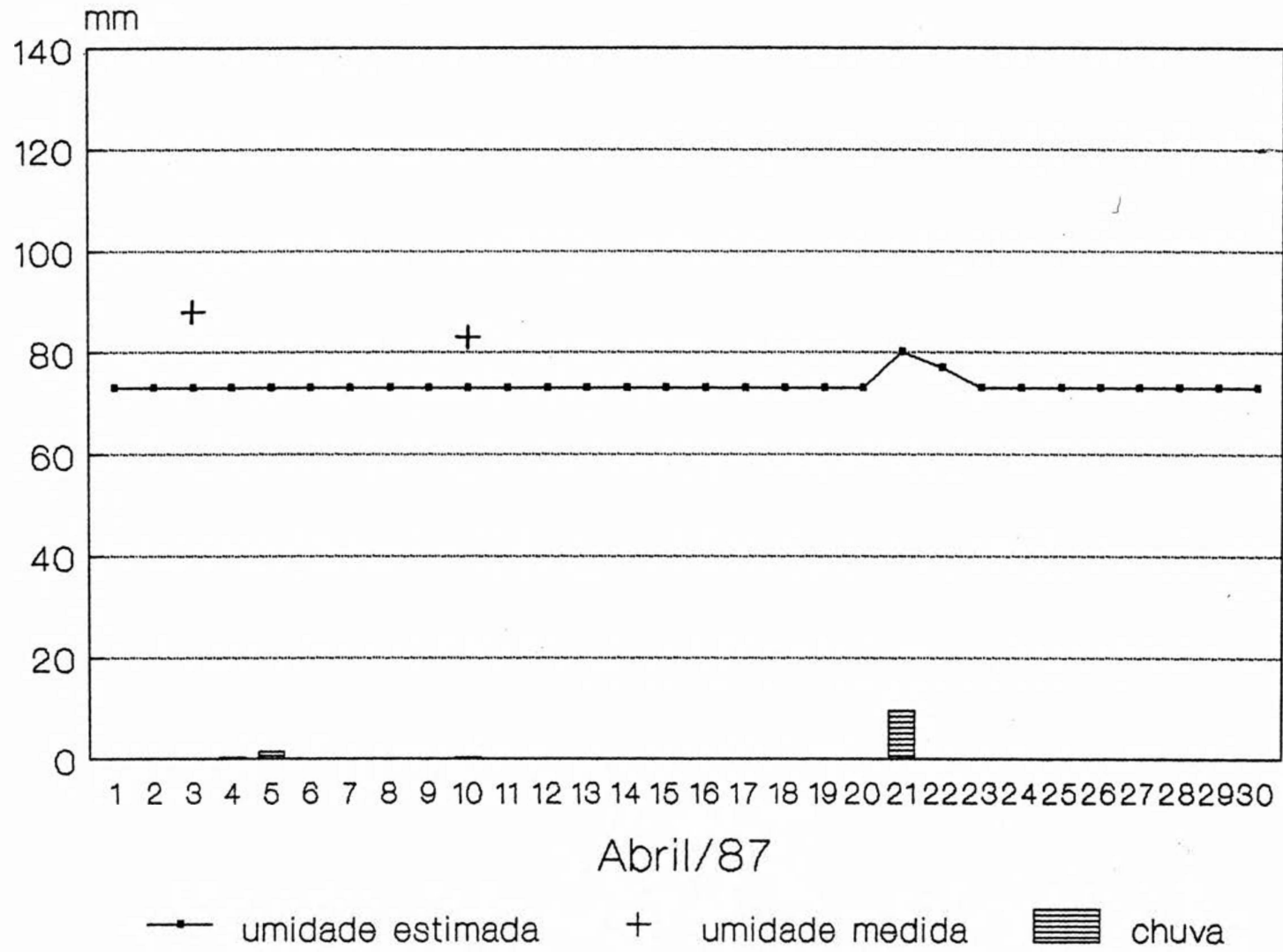
207

Março/87

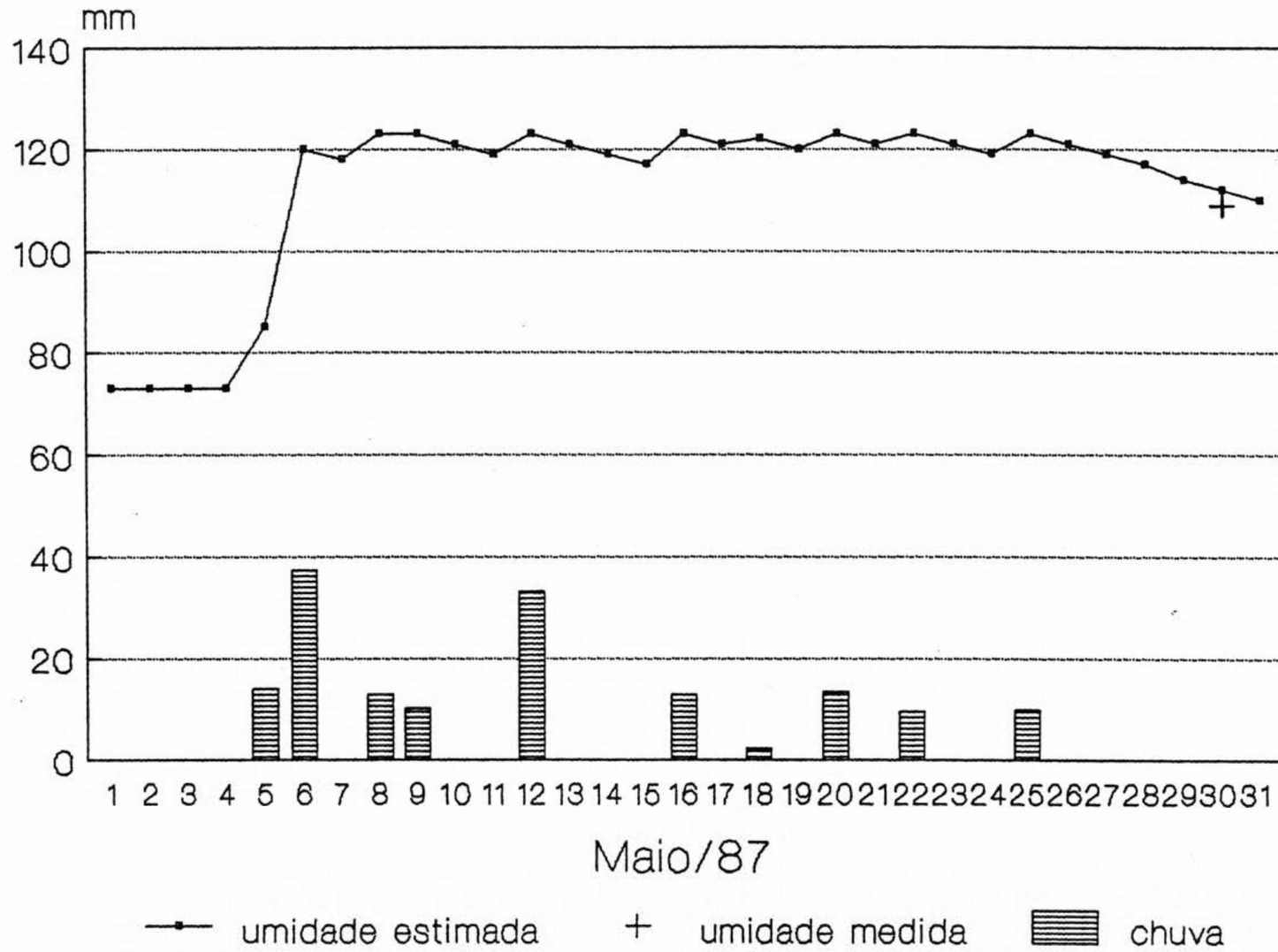
—■— umidade estimada + umidade medida ▨ chuva

FS-08

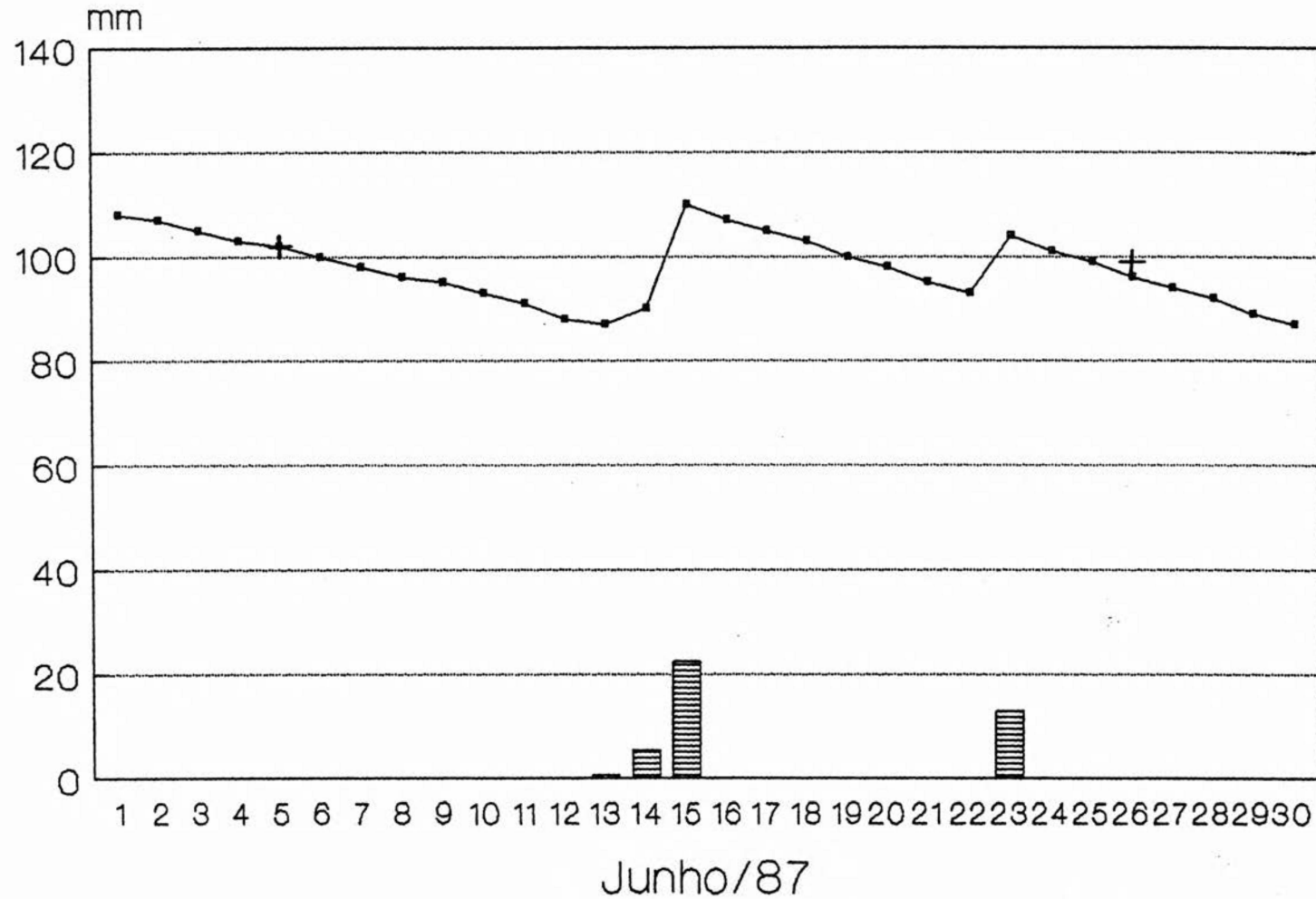
208



FS-08

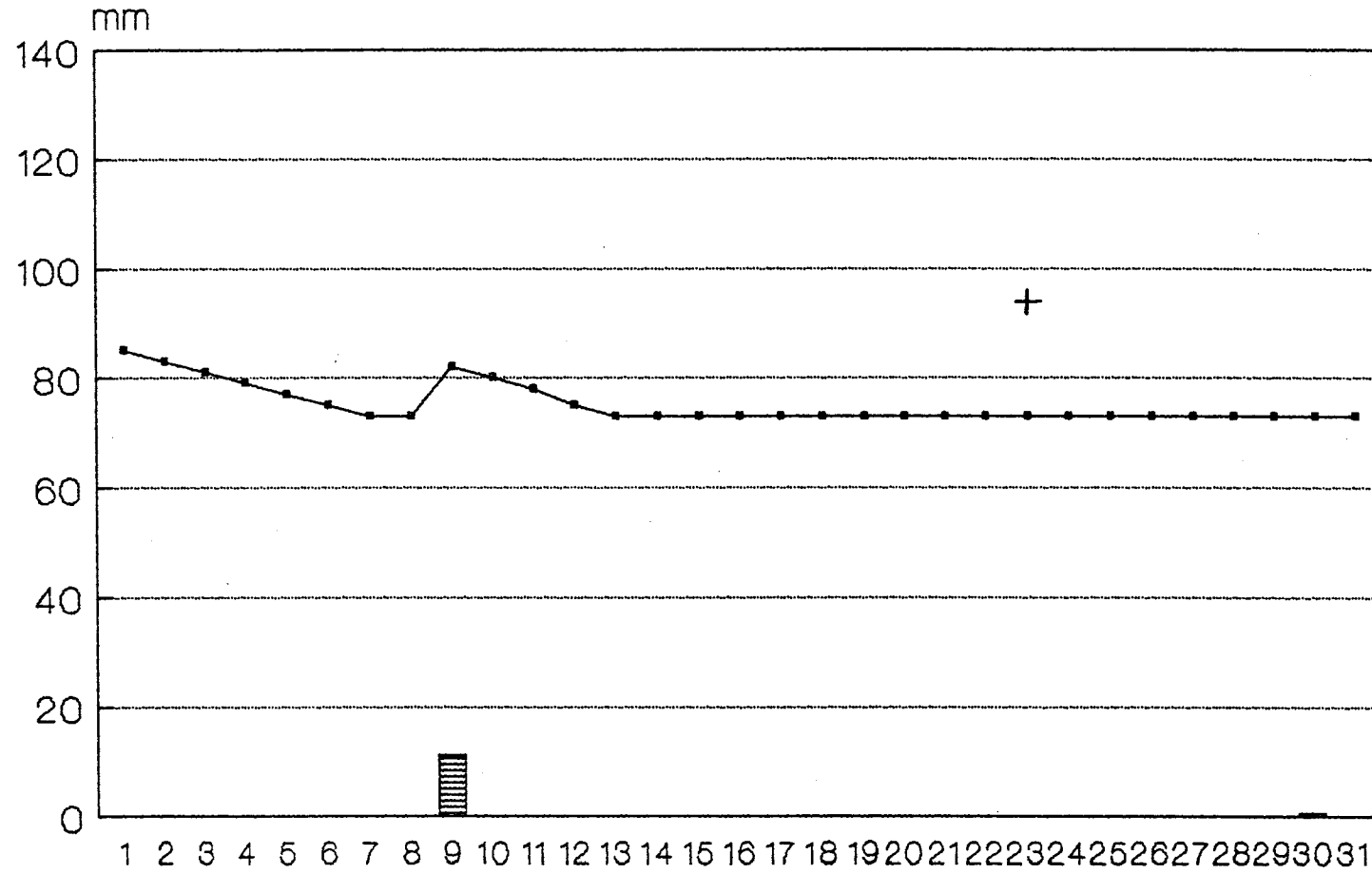


FS-08



—●— umidade estimada + umidade medida ▨ chuva

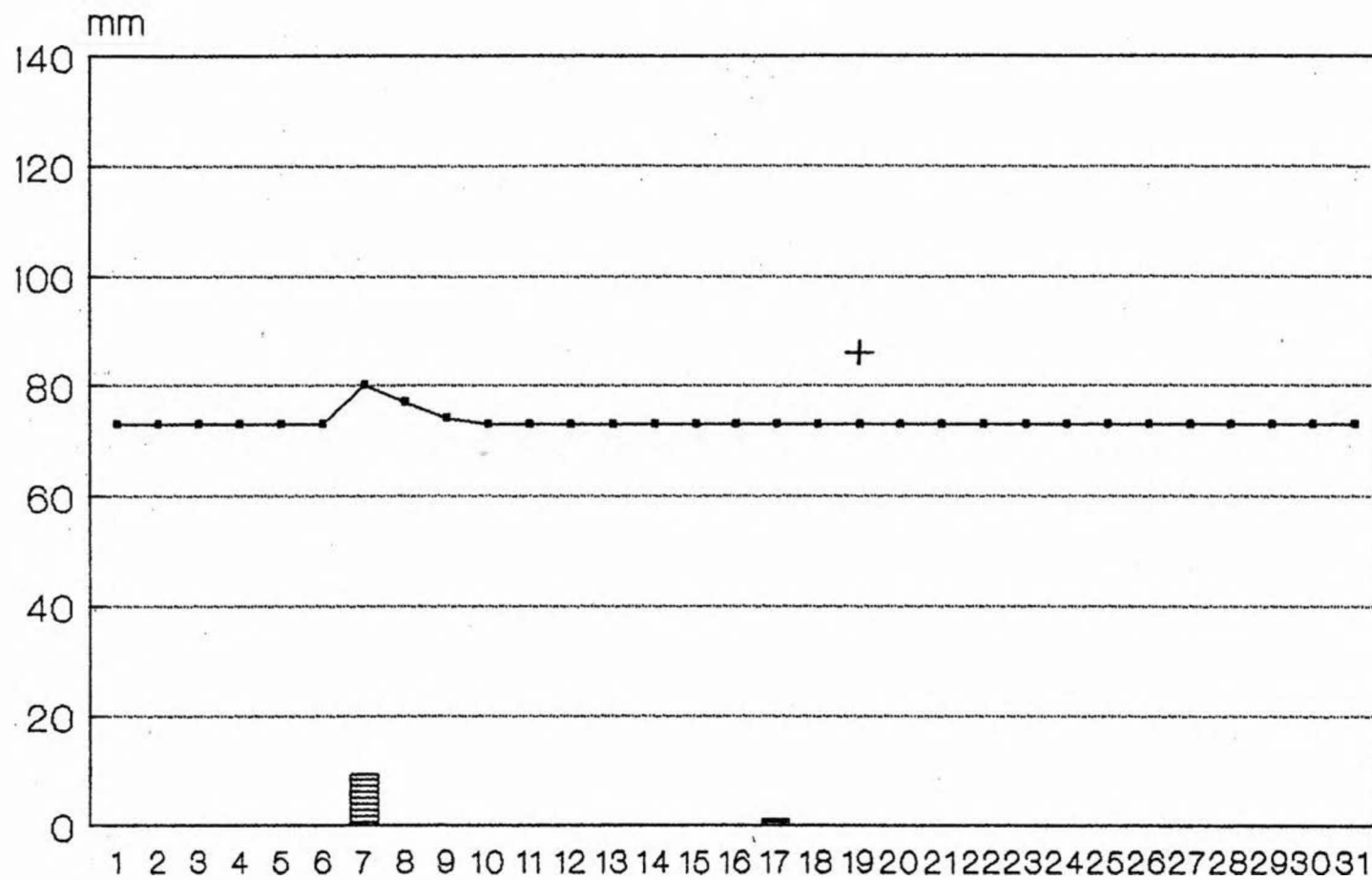
FS-08



Julho/87

—•— umidade estimada + umidade medida ▨ chuva

FS-08



—■— umidade estimada + umidade medida ▨ chuva