

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS

**VARIABILIDADE ESPACIAL DO ARMAZENAMENTO DE ÁGUA NO SOLO EM
PASTAGEM E FLORESTA NA REGIÃO AMAZÔNICA**

JAVIER TOMASELLA

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

Porto Alegre, Setembro de 1995

Dedicado a Papá e Mamá.

When you can measure what you are speaking about and express it in numbers, you know something about it; but when you cannot measure it, when you cannot express it in numbers, your knowledge is of a meagre, unsatisfactory kind.

*Lord Kelvin
1824-1907*

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 Professor Robin Thomas Clarke.

Gostaria de agradecer, em primeiro lugar, ao Professor Robin T. Clarke pela orientação, compreensão (e tolerância!) e apoio recebidos durante a realização deste trabalho.

Agradeço também ao Dr. Carlos A. Nobre (CPTEC/INPE) e ao Dr. John C. Gash (IH/NERC), coordenadores Brasileiro e Britânico do Projeto ABRACOS, pela oportunidade de participação no Projeto e pelas sugestões que facilitaram e melhoraram diferentes aspectos do trabalho.

Agradeço a inestimável colaboração dos meus amigos Martin G. Hodnett (IH/NERC), Marcos D. Oyama (CPTEC/INPE) e Ivan R. Wright (IH/NERC) cujas opiniões e eficiência no envio de dados facilitaram grandemente o avanço da tese.

Agradeço as sugestões dos Professores Raul Dorfman (IPH/UFRGS) e Dalvan Reinert (FA/UFSM) que encaminharam as etapas iniciais do trabalho.

Não poderia esquecer o apoio e a paciência dos colegas do IPH (particularmente Adolfo Villanueva, Andrea Germano, Carlos Cernach, Jaildo Pereira, Mario Mendiondo, Martha Scheir, Martha Burbano e Valmir Pedrosa), e dos estagiários do IPH (Paulo Araujo, Sérgio Hansen e Sheila Costa), que contribuíram decisivamente no desenvolvimento da pesquisa.

Este trabalho só foi possível devido aos observadores do ABRACOS, que colheram a informação aqui apresentada.

A todas as pessoas do IPH/UFRGS, CPTEC/INPE e do IH/NERC que, de uma forma ou outra, contribuíram ao avanço deste trabalho.

Finalmente, o trabalho contou com o apoio financeiro da CAPES.

RESUMO

Apresenta-se um modelo, baseado na equação de balanço, que permite estimar armazenamento de água no solo a partir da precipitação. A utilização de técnicas estocásticas neste modelo permite prever variações espaciais de armazenamento devido à variação das propriedades hidráulicas do solos.

A metodologia foi validada em seis locais experimentais da Amazônia, para dois tipos de cobertura de solo (floresta e pastagem) e diferentes tipos de solo, mostrando-se adequada em 5 dos 6 locais testados.

A segunda parte do trabalho apresentou uma metodologia para estender séries de armazenamento de água no solo a outros locais de Amazônia a partir de informação granulométrica. Determinaram-se regressões para porosidade, umidade volumétrica às tensões de 1/3 atm (-344 cm) e 15 atm (-15500 cm) e condutividade hidráulica em função da granulometria.

Estimaram-se as séries de armazenamento de água no solo nos 2 m superiores do perfil em diferentes locais da Amazônia Brasileira, para o período 1980-1985 para dois tipos de cenários: cobertura total da região por pastagens; e cobertura total por florestas. O estudo de armazenamento de água no solo na região para o período 1980-1985 revelou variações espaciais e interanuais significativas. Em média, o ano de 1983 foi o de menor armazenamento; e 1984 o mais úmido do período 1980-1985. A semana de 12/09/1983 a 19/09/1983 apresentou os menores armazenamentos nos dois primeiros metros para os cenários de pastagem e floresta. O armazenamento de água no solo na parte superior do perfil é, em geral, menor nas regiões sul e leste de Amazônia. A comparação dos cenários de ocupação da região por pastagem e floresta mostrou que a extração de água nos 2 primeiros metros do solo é maior na floresta nas regiões de maior pluviosidade, ocorrendo o contrário nas áreas com estação seca mais pronunciada.

As conclusões do trabalho sobre impacto do desmatamento são preliminares e devem ser consideradas apenas uma primeira aproximação do processo e indicativas das tendências das mudanças.

ABSTRACT

A soil water storage model is presented, based on the water balance equation, that uses rainfall as the only input variable. Spatial variability due to variation of soil hydraulic properties are predicted by use of stochastic techniques.

The methodology was validated in six different sites of Brazilian Amazonia, for two land uses (forest and pasture) and different soil types, showing good agreement in 5 of the 6 sites.

In the second part of the work is presented a methodology which estimates soil water storage series at other Amazonian sites using granulometric data. Regressions were developed, which relates granulometric distribution to: i) porosity; ii) volumetric moisture at 1/3 bars (-344 cm); iii) volumetric moisture at 15 bars; iv) hydraulic conductivity.

Soil water storage series for the top 2 m of soil profile in different sites of Amazonia, in the period 1980-5, were calculated for 2 scenarios: total cover by pasture and total cover by forest. The study of soil water series for the period 1980-5 revealed strong spatial and temporal variability. On average, 1983 had the lowest storage, whilst 1984 was the wettest. The week from 12/09/1983 to 19/09/1983 presented the minimum storages in the top 2 m for the pasture and forest scenarios. The soil water storage in the top 2 m is, in general, lower in south and east Amazonia. Comparisons of both scenarios showed that water extraction in the top 2 m of the soil is greater in the forest in high rainfall areas, the opposite occurs in areas with extended dry periods. Conclusions concerning the impact of deforestation are preliminary, and should be considered a first approximation and an indication of general trends of potential changes.

SUMÁRIO

	página
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	5
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	6
3.1 Determinação do armazenamento de água no solo.	6
3.2 Diferentes abordagens para o tratamento da variabilidade espacial do armazenamento de água no solo.	7
3.3 Aproximações estocásticas aplicadas à equação de Richards.	8
3.4 Aproximações estocásticas aplicadas à equação de balanço.	11
4 METODOLOGIA	14
4.1 Modelagem estocástica de armazenamento de água no solo.	14
4.2 Equação linearizada de flutuações.	17
4.3 Aplicação da metodologia.	20
5 LOCAIS E DADOS DISPONÍVEIS	23
5.1 Os sítios experimentais do Projeto ABRACOS.	23
5.2 Detalhes técnicos do instrumental de observação.	25
5.2.1 Sonda de neutrons e tensiômetros	25
5.2.2 Estação meteorológica automática	26
5.2.3 Instrumental das campanhas intensivas	27
5.3 Manaus (AM).	28
5.3.1 Descrição dos locais	28
5.3.2 Disposição do instrumental de observação	29
5.3.3 Descrição e características dos solos da área	32
5.4 Ji-Paraná (RO).	46
5.4.1 Descrição dos locais	46
5.4.2 Disposição do instrumental de observação	46
5.4.3 Descrição e características dos solos da área	49
5.5 Marabá (PA).	53
5.5.1 Descrição dos locais	53
5.5.2 Disposição do instrumental de observação	53
5.5.3 Descrição e características dos solos da área	55

6 RESULTADOS.	61
6.1 Variações sazonais do armazenamento de água no solo em áreas de pastagem e de floresta.	61
6.2 Função de perdas.	65
6.3 Dependência da curva de perdas com outros processos físicos.	72
6.4 Ajuste e verificação do modelos nos locais do Projeto ABRACOS.	83
6.4.1 Manaus	83
6.4.2 Ji-Paraná	89
6.4.3 Marabá	92
7 ESTIMATIVA DO ARMAZENAMENTO DE ÁGUA NO SOLO EM OUTROS LOCAIS DE AMAZÔNIA	98
7.1 Estimativas de propriedades hidráulicas dos solos a partir de informação limitada.	101
7.2 Extrapolação da curva de perdas.	103
7.2.1 Estimativa da evaporação	104
7.2.2 Estimativa da drenagem profunda	107
7.2.3 Extração de água abaixo de 2 m de profundidade na floresta	108
7.3 Dados utilizados na aplicação da metodologia.	109
7.4 Regressões para estimar as propriedades hidráulicas a partir de informação limitada desenvolvidas para Amazônia.	110
7.4.1 Estimativa da curva de retenção	110
7.4.2 Estimativa da condutividade hidráulica	115
7.4.2.1 Estimativa da condutividade hidráulica saturada	115
7.4.2.2 Estimativas do coeficiente c	118
7.5 Aplicação à região.	120
8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	131
BIBLIOGRAFIA	134
ANEXOS	135
A Cálculo da interceptação através do modelo de Gash	A1
B Cálculo da condutância aerodinâmica	A2
C Cálculo da condutância estomática	A3
D Aplicação da fórmula de Priestley-Taylor	A4

LISTA DE TABELAS

5.1 Denominação dos locais dos sítios experimentais do Projeto ABRACOS	23
5.2 Período de execução das missões	24
5.3 Valores padrão dos coeficientes de calibração	26
5.4 Curvas de calibração da sonda de neutrons em Manaus	32
5.5 Granulometria do latossolo amarelo muito argiloso de Manaus	35
5.6 Granulometria do podzólico vermelho amarelo distrófico textura argilosa de Manaus	36
5.7 Granulometria do podzólico vermelho amarelo distrófico textura média de Manaus	38
5.8 Granulometria do podzol hidromórfico de Manaus	39
5.9 Algumas características físicas dos solos na rodovia AM-10 em Manaus	40
5.10 Alguns parâmetros físicos dos solos da Fazenda Dimona	41
5.11 Curvas de calibração da sonda de neutrons em Ji-Paraná	47
5.12 Profundidade de medição de umidade volumétrica na Reserva Jarú	47
5.13 Distribuição granulométrica do podzólico vermelho amarelo em Ji-Paraná	50
5.14 Alguns parâmetros físicos dos locais do ABRACOS em Ji-Paraná	50
5.15 Alguns parâmetros físicos do podzólico vermelho amarelo textura média próximo a Ji-Paraná	51
5.16 Curvas de calibração da sonda de neutrons em Marabá	55
5.17 Distribuição granulométrica de um cambissolo distrófico em Marabá	57
5.18 Granulometria do solo da Reserva Vale do Rio Doce	57
5.19 Distribuição granulométrica de um podzólico vermelho amarelo em Marabá	58
5.20 Alguns parâmetros físicos de um podzólico na Transamazônica próximo a Marabá	60
6.1 Distribuição do potencial matricial crítico com a profundidade no início do déficit	77
6.2 Armazenamento para 2 m de solo na capacidade de campo, no ponto de murcha e no início do déficit, e o percentagem de água facilmente disponível	78
6.3 Variação do potencial matricial com a profundidade para uma taxa de evaporação de 1,1 mm d ⁻¹	80
6.4 Valores de potencial matricial na capacidade de campo na Fazenda Dimona	81
6.5 Potencial matricial de início da exploração radicular abaixo de 2 m na florestas de Manaus, Ji-Paraná e Marabá	82
6.6 Períodos usados na aplicação do modelo	83
6.7 Parâmetros ajustados na pastagem da Fazenda Dimona	84

6.8 Parâmetros ajustados na floresta da Fazenda Dimona	84
6.9 Valores médios e matriz de covarianças na pastagem da Fazenda Dimona	86
6.10 Valores médios e matriz de covarianças na floresta da Fazenda Dimona	86
6.11a Parâmetros ajustados na Fazenda Nossa Senhora para 3,6 m de profundidade	89
6.11b Parâmetros ajustados na Fazenda Nossa Senhora para 2,4 m de profundidade	89
6.12 Parâmetros ajustados na Reserva Jarú para 2,4 m de profundidade	90
6.13 Valores médios e matriz de covarianças na Fazenda Nossa Senhora para 3,6 m	92
6.14 Valores médios e matriz de covarianças na Reserva Jarú para 2,4 m	92
6.15 Parâmetros ajustados na Fazenda Boa Sorte	94
6.16 Parâmetros ajustados na Reserva Vale do Rio Doce	94
6.17 Valores médios e matriz de covarianças na Fazenda Boa Sorte	97
6.18 Valores médios e matriz de covarianças na Reserva Vale do Rio Doce	97
7.1 Regressões entre umidade volumétrica e distribuição granulométrica	111
A1 Parâmetros do modelo de Gash (1979) ajustados para a Reserva Ducke (RD), Reserva Jarú (RJ) e Reserva Vale do Rio Doce (RV)	A2
A2 Parâmetros das funções de controle das equações (A9-A12) para as pastagens de Manaus e Ji-Paraná	A4
A3 Parâmetros para estimar a radiação líquida a partir da incidente	A5
A4 Coeficientes da equação de Priestley-Taylor.	A5

LISTA DE FIGURAS

5.1	Localização das áreas experimentais do ABRACOS	24
5.2a	Disposição do instrumental na pastagem da Fazenda Dimona	30
5.2b	Disposição do instrumental na floresta da Fazenda Dimona	30
5.3	Linhas de amostragem na Fazenda Dimona	31
5.4	Toposeqüência na área de Manaus	33
5.5a	Condutividade hidráulica não saturada em função do potencial matricial em diferentes profundidades para o experimento Kplot1	42
5.5b	Curvas de retenção em diferentes profundidades para o experimento Kplot1	42
5.6a	Condutividade hidráulica não saturada em função do potencial matricial em diferentes profundidades para o experimento Kplot2.	43
5.6b	Curvas de retenção em diferentes profundidades para o experimento Kplot2	43
5.7	Curvas de retenção na pastagem e floresta da Fazenda Dimona em diferentes profundidades	45
5.8a	Disposição do instrumental na pastagem da Fazenda Nossa Senhora	48
5.8b	Disposição do instrumental na floresta da Reserva Jaru	48
5.9	Curvas de retenção na pastagem e floresta de Ji-Paraná em diferentes profundidades	52
5.10a	Disposição do instrumental na pastagem da Fazenda Boa Sorte	54
5.10b	Disposição do instrumental na floresta da Reserva Vale do Rio Doce	54
5.11	Curvas de retenção na pastagem e floresta de Marabá em diferentes profundidade	59
6.1a	Variação sazonal do armazenamento de água no solo entre 0-2 m na pastagem da Fazenda Dimona	62
6.1b	Variação sazonal do armazenamento de água no solo entre 0-2 m e entre 2-3,6 m na floresta da Fazenda Dimona	62
6.2a	Variação sazonal do armazenamento de água no solo entre 0-2 m e entre 2-3,6 m na pastagem da Fazenda Nossa Senhora	63
6.2b	Variação sazonal do armazenamento de água no solo entre 0-2 m e entre 2-3,6 m na floresta da Reserva Jaru	63
6.3a	Variação sazonal do armazenamento de água no solo entre 0-2 m e entre 2-3,6 m na pastagem da Fazenda Boa Sorte	64

6.3b Variação sazonal do armazenamento de água no solo entre 0-2 m e entre 2-3,6 m na floresta da Reserva Vale do Rio Doce	64
6.4a Relação entre o termo de perdas e o armazenamento na pastagem da Fazenda Dimona (Manaus)	67
6.4b Relação entre o termo de perdas e o armazenamento na floresta da Fazenda Dimona (Manaus)	67
6.5a Relação entre o termo de perdas e o armazenamento na pastagem da Fazenda Nossa Senhora (Ji-Paraná)	68
6.5b Relação entre o termo de perdas e o armazenamento na floresta da Reserva Jarú (Ji-Paraná)	68
6.6a Relação entre o termo de perdas e o armazenamento na pastagem da Fazenda Boa Sorte (Marabá)	69
6.6b Relação entre o termo de perdas e o armazenamento na floresta Reserva Vale do Rio Doce	69
6.7a Relação entre a taxa de perdas, de evaporação e de drenagem profunda com o armazenamento na pastagem da Fazenda Dimona	74
6.7b Relação entre a taxa de perdas e a de evaporação com o armazenamento na floresta da Fazenda Dimona	74
6.8a Relação entre a taxa de perdas e a de evaporação com o armazenamento na pastagem da Fazenda Nossa Senhora	75
7.6b Relação entre a taxa de perdas e a de evaporação com o armazenamento na floresta da Reserva Jarú	75
6.9 Armazenamento medidos no tubos T3 e no tubo T7 e preditos pela equação (5)	85
6.10a Comparação da média e a banda de duas vezes o desvio padrão preditos pelo modelo estocástico com a média e os valores máximos e mínimos observados na pastagem de Manaus (ajuste)	87
6.10b Comparação da média e a banda de duas vezes o desvio padrão preditos pelo modelo estocástico com a média e os valores máximos e mínimos observados na floresta de Manaus (ajuste)	87
6.11a Comparação da média e a banda de duas vezes o desvio padrão preditos pelo modelo estocástico com a média e os valores máximos e mínimos observados na pastagem de Manaus (verificação)	88
6.11b Comparação da média e a banda de duas vezes o desvio padrão preditos pelo	

modelo estocástico com a média e os valores máximos e mínimos observados na floresta de Manaus (verificação)	88
6.12a Comparação da média e a banda de duas vezes o desvio padrão preditos pelo modelo estocástico com a média e os valores máximos e mínimos observados na pastagem de Ji-Paraná (ajuste)	91
6.12b Comparação da média e a banda de duas vezes o desvio padrão preditos pelo modelo estocástico com a média e os valores máximos e mínimos observados na floresta de Ji-Paraná (ajuste)	91
6.13a Comparação da média e a banda de duas vezes o desvio padrão preditos pelo modelo estocástico com a média e os valores máximos e mínimos observados na pastagem de Ji-Paraná (verificação)	93
6.13b Comparação da média e a banda de duas vezes o desvio padrão preditos pelo modelo estocástico com a média e os valores máximos e mínimos observados na floresta de Ji-Paraná (verificação)	93
6.14a Comparação da média e a banda de duas vezes o desvio padrão preditos pelo modelo estocástico com a média e os valores máximos e mínimos observados na pastagem de Marabá (ajuste)	95
6.14b Comparação da média e a banda de duas vezes o desvio padrão preditos pelo modelo estocástico com a média e os valores máximos e mínimos observados na floresta de Marabá (ajuste)	95
6.15a Comparação da média e a banda de duas vezes o desvio padrão preditos pelo modelo estocástico com a média e os valores máximos e mínimos observados na pastagem de Marabá (verificação)	96
6.15b Comparação da média e a banda de duas vezes o desvio padrão preditos pelo modelo estocástico com a média e os valores máximos e mínimos observados na floresta de Marabá (verificação)	96
7.1 Mapa de solos da Amazônia	99
7.2 Comparação entre a umidade observada e a calculada a partir de granulometria, para um potencial de -344 cm, usando diferentes metodologias	102
7.3a Relações adotadas para a estimativa de evaporação e drenagem profunda em outros locais de Amazônia (pastagem)	105
7.3a Relações adotadas para a estimativa de evaporação e drenagem profunda em outros locais de Amazônia (floresta)	105

7.4a Comparação entre a porosidade observada e a calculada usando granulometria	113
7.4b Comparação entre a porosidade observada e a calculada usando granulometria para um potencial de -344 cm	113
7.4c Comparação entre a porosidade observada e a calculada usando granulometria para um potencial de -15500 cm	114
7.5 Curvas de retenção na pastagem da Fazenda Dimona com o potencial matricial em escala logaritmica a 30 e 50 cm de profundidade	114
7.6a Determinação da condutividade hidráulica saturada em função da porosidade efetiva usando dados da pastagem da Fazenda Dimona	119
7.6a Determinação do parâmetro c em função da porosidade efetiva usando dados da pastagem da Fazenda Dimona	119
7.7 Postos pluviométricos do DNAEE utilizados	121
7.8 Armazenamento de água no solo médio na região Amazônica no período 1980-1985	123
7.9 Distribuição espacial da precipitação (mm) no período 12/09/83-19/09/83	125
7.10 Armazenamento (mm) em 2 m. de solo no período 12/09/83-19/09/83 para cobertura total por pastagem	126
7.11 Armazenamento (mm) em 2 m. de solo no período 12/09/83-19/09/83 para cobertura total por floresta	128
7.12 Diferença de armazenamento (floresta-pastagem) nos primeiros 2 m. do solo no período 12/0/83-19/09/83 em mm	129
7.13 Armazenamento normalizado no período 12/09/83-19/09/83 para cobertura total por pastagem	130

LISTA DE SÍMBOLOS

S	Armazenamento de água no solo [mm]
λ	Calor latente de evaporação [J kg^{-1}]
z	Coordenada vertical [cm]
K	Condutividade hidráulica [mm h^{-1}]
K_{sat}	Condutividade hidráulica saturada [mm h^{-1}]
γ	Constante psicrométrica [$\text{kg kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$]
SHD	Déficit de umidade específica [kg kg^{-1}]
ρ	Densidade do ar [kg m^{-3}]
Dr	Drenagem profunda [mm h^{-1}]
E	Evaporação [mm h^{-1}]
R	Escoamento superficial [mm h^{-1}]
G	Fluxo de calor do solo [W m^{-2}]
$FS\%$	Percentagem de areia fina
$S\%$	Percentagem de silte
$C\%$	Percentagem de argila
ϕ	Porosidade [$\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$]
ϕ_e	Porosidade efetiva [$\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$]
ψ	Potencial matricial [cm]
ψ_b	Potencial matricial de entrada do ar [cm]
P	Precipitação [mm]
R_s	Radiação incidente [W m^{-2}]
R_n	Radiação líquida [W m^{-2}]
Δ	Taxa de variação da umidade específica de saturação com a temperatura [$\text{kg kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$]
t	Tempo [h]
θ	Umidade volumétrica [$\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$]
θ_{sat}	Umidade volumétrica na saturação natural [$\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$]

1 INTRODUÇÃO

O ciclo hidrológico é o produto integrado do clima e dos atributos biogeofísicos da superfície, no qual inclui-se o solo. O clima é determinante das condições da superfície (constituída pelo sistema solo-planta) pois atua no processo de formação do solo e do desenvolvimento da vegetação. Ao mesmo tempo, a superfície exerce uma marcada influência sobre o clima que vai além da interação entre umidade atmosférica, precipitação e escoamento, pois tem um marcado controle sobre a evaporação e, em consequência sobre a quantidade de energia que é entregue a atmosfera na forma de calor latente e calor sensível.

Nos últimos anos foi observado um crescente interesse no papel desempenhado pelas florestas tropicais no clima a nível regional e global (Bruijnzeel, 1990; Shuttleworth et al., 1991). Ao mesmo tempo, a ação do homem tem sido decisiva na redução da cobertura de florestas em áreas tropicais, principalmente por cortes e queimadas. As estimativas da área ocupada pelas florestas tropicais e a taxa à qual estão desaparecendo varia consideravelmente entre investigadores. Estas discrepâncias são em parte devido à definição sobre o que é floresta tropical e desmatamento, e pelos diferentes tipos e escalas de imagens usadas no cálculo (Bruijnzeel, 1990).

A floresta Amazônica cobre uma superfície aproximada de 7,5 milhões de km² dos quais 65 % (em torno de 5 milhões de km²) correspondem ao Brasil (Vieira, 1981). Conforme levantamentos recentes (INPE, 1990), o desmatamento na Amazônia legal Brasileira atinge 8% de sua superfície total, percentagem que varia entre 34 % (20398 km²) para o Estado do Maranhão a 1,24 % (17674 km²) para o Estado do Amazonas.

Tem sido sugerido que a transformação de florestas tropicais em pastagens leva a mudanças no microclima dessas regiões (Nobre, 1991). Para determinar os efeitos do desmatamento no clima regional e global, utilizam-se modelos acoplados da atmosfera (GCM - General Circulation Models) e da biosfera (SVAT - Soil Vegetation Atmosphere Transfer; Henderson Sellers e McGuffin, 1987). Esses modelos permitem fazer previsões sobre mudanças de longo prazo na precipitação, evaporação e temperatura, mas a confiabilidade das simulações requer que os modelos sejam calibrados com dados de campo e suas previsões validadas por medições climáticas reais.

Com a finalidade de melhorar o entendimento da interação entre a floresta e a atmosfera e fornecer uma base de dados para a calibração dos GCM na floresta Amazônica, no início da década de 80 foi implantado o projeto ARME (Amazon Region Micrometeorological Experiment; Shuttleworth et al., 1991).

Resultados preliminares dos GCMs na floresta Amazônica a partir dos dados do Projeto ARME sugeriram que, ocorrendo a substituição da floresta original por pastagens naturais, haveria aumentos de até 2°C ($\pm 1^\circ\text{C}$) na temperatura; reduções de 20% ($\pm 10\%$) na evaporação na pastagem se comparada à floresta, devido principalmente ao aumento do albedo nas pastagens; o que por sua vez pode provocar reduções de 30% ($\pm 20\%$) na precipitação (Shukla et al. 1990). Este estudo também provou que as simulações apresentavam grandes limitações devido à descrição simples da interação superfície-atmosfera (Shuttleworth et al., 1991). As simulações do ARME também mostraram que o clima e a vegetação co-existem em equilíbrio dinâmico, o qual pode ser alterado devido a perturbações em um dos dois componentes.

Devido às limitações encontradas nas simulações do ARME, o projeto ABRACOS (Anglo Brazilian Amazonian Climate Observation Study; Shuttleworth et al., 1991) visa melhorar o conhecimento da interação da atmosfera com as áreas desmatadas e não perturbadas, e as diferenças no clima local em ambas áreas. Um segundo objetivo é o de fornecer medições de longo prazo que permitam verificar a capacidade dos modelos climáticos em realizar previsões confiáveis.

A partir de resultados preliminares do Projeto ABRACOS, o UK Hadley Centre (Institute of Hydrology, 1994) prevê aumentos de temperatura de 2°C para toda a bacia, reduções de 17% na evaporação e de 6% na precipitação devido ao desmatamento. Chu et al. (1994) e Paiva e Clarke (1995), através de estudos das tendências nas séries de precipitação observada, indicam aumento da precipitação na região leste de Amazônia e uma diminuição na parte ocidental.

A alteração do uso de cobertura vegetal tem conseqüências sobre as propriedades físicas do solo. O processo de conversão de floresta em pastagem ou terras cultiváveis pode levar a uma séria compactação e degradação da superfície do solo, afetando processos como a infiltração e redistribuição de água no solo, os quais estão diretamente relacionados com a geração de escoamento superficial, evaporação e a recarga de aquíferos. Estudos prévios (Dias e Nortcliff, 1985; Chauvel et al., 1991) mostraram que a alteração é significativa no caso do uso de maquinaria pesada e muito menos prejudicial no caso de desmatamento pelo método tradicional de queimadas. A redução da taxa de infiltração pelo uso de maquinaria pesada (de até 80% conforme Dias e Nortcliff, 1985) pode modificar significativamente a resposta hidrológica da área, levando ao aumento de enchentes. A redução de condutividade hidráulica na superfície do solo afeta a recarga natural e o fluxo de base, afetando as vazões mínimas em períodos de estiagens. Pode ocorrer uma redução da quantidade de água disponível para evaporação, afetando diretamente o processo de transpiração durante a estação seca. A compactação do solo também

reduz a quantidade de água disponível para as plantas, através da modificação da distribuição do tamanho de poros (Chauvel et al., 1991). A erosão do solo em áreas desmatadas produz a eliminação de matéria orgânica, alterando as características físicas e químicas do solo.

Por outro lado, existem mecanismos que levam a uma redução da evaporação pela eliminação da floresta devido a fatores micrometeorológicos e fisiológicos (Nobre et al., 1991). Entre os primeiros, destacam-se a diminuição de rugosidade superficial (reduzindo a eficiência da transferência turbulenta de vapor de água), o aumento de albedo (diminuindo a energia disponível para evaporação) e a diminuição da interceptação. O aumento de albedo tem consequência direta na partição de energia disponível para aquecimento da atmosfera (calor sensível) e evaporação (calor latente). Em Manaus, medições mostraram que a floresta reflete 13,1 % da radiação de onda curta incidente, enquanto na pastagem a percentagem ascende para 16,3 % (Bastable et al., 1993). Por outro lado, as condições micrometeorológicas próximas às superfícies são mais rigorosas nas pastagens que nas florestas, com maior insolação, temperatura e déficit de pressão de vapor (Bruijnzeel 1990): na Amazônia, as medições do projeto ABRACOS mostraram diferenças de até 3,1°C a mais na temperatura máxima diária na pastagem se comparada à floresta, e de 5,6 g kg⁻¹ a mais no déficit máximo de umidade específica (Bastable et al., 1990) na pastagem. Entre os fatores fisiológicos, encontra-se a profundidade de exploração radicular, bem maior na floresta que na pastagem, o que aumenta significativamente a disponibilidade de água durante a estação seca. Chauvel et al. (1992) encontraram raízes a profundidades maiores do que 6 m em um local de floresta próximo a Manaus (AM); Nepstad et al. (1994) encontraram raízes a profundidades variando entre 8 e 18m na floresta de Paragominas (PA), e a profundidades de pelo menos 8 m na floresta em Trombetas (AM) e Santana do Araguaia (PA).

As alterações no comportamento do sistema solo-planta-atmosfera estão diretamente relacionadas com a variação temporal do armazenamento de água no solo, o qual é resultante da integração desses processos. É também um indicativo importante das condições de estresse hídrico que se operam nas plantas, com consequências diretas sobre os fluxos de calor sensível (temperatura) e latente (evaporação) que ocorrem ao nível da superfície do solo. Manabe e Delworth (1990) concluíram que a variabilidade temporal do armazenamento de água no solo pode contribuir significativamente à variabilidade climática.

No entanto, a análise de séries de tempo de armazenamento de água no solo enfrenta duas importantes limitações:

- As séries disponíveis são geralmente curtas, já que a medição de umidade do solo *in situ* tem custo de implementação alto e requer instrumental sofisticado. Esses fatores limitam a

possibilidade de fazer inferências sobre possíveis mudanças climáticas e/ou variabilidade espacial.

- Os parâmetros físicos do solo apresentam um alto grau de variabilidade espacial, principalmente na zona não saturada, o que restringe a validade dos resultados em escalas maiores.

Para contornar o primeiro problema, é necessário desenvolver modelos capazes de fazerem previsões de armazenamento de água no solo usando informação disponível durante longos períodos, como o caso da precipitação.

A segunda limitação tem sido tradicionalmente superada usando médias (aritméticas, geométricas, etc) do conjunto de parâmetros obtidos na área de estudo e supondo que a resposta do modelo com parâmetros médios reflete o comportamento médio da área. Como foi mostrado por Mantoglou (1992), a resposta do sistema relaciona-se com os parâmetros de uma maneira não linear, pelo que o uso de médias para descrever sistemas de grande escala leva a previsões incorretas dos processos.

2 OBJETIVOS

Os objetivos desta pesquisa são:

1) Desenvolver um modelo capaz de:

- Descrever a variação de armazenamento de água no solo usando a precipitação, o que permite estimar séries de maior período de armazenamento de água no solo.
- Modelar a variabilidade espacial do armazenamento de água no solo, de maneira a obter uma maior representatividade do fenômeno no espaço.

2) Estabelecer uma metodologia para a estimativa de armazenamento de água no solo em diferentes locais da Amazônia.

3) Fazer estimativas preliminares do impacto da modificação da cobertura vegetal no armazenamento nos dois metros superiores do solo na Amazônia Brasileira.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Determinação do armazenamento de água no solo

Os processos de infiltração, redistribuição, evaporação e absorção de água pelas plantas são processos interdependentes, ocorrem simultaneamente e estão vinculados ao armazenamento de água no solo. A variação temporal do armazenamento de água no solo é quantificada através do balanço hídrico ou pela equação do movimento de água no solo.

A equação de balanço hídrico é a própria lei de conservação da massa. Resulta do somatório das quantidades de água que entram e saem de um elemento de volume de solo, e pode ser expressa como (assumindo fluxo vertical no perfil de solo):

$$\frac{dS}{dt} = P - E - R - Dr + U \quad (1)$$

sendo S o armazenamento [mm], P a precipitação [mm h⁻¹], E a evaporação [mm h⁻¹], R o escoamento superficial [mm h⁻¹], Dr a drenagem profunda [mm h⁻¹], U a taxa de ascensão capilar [mm h⁻¹] e t o tempo [h⁻¹].

O movimento de água no solo pode ser descrito, conceitualmente, combinando a equação de continuidade com a equação de Buckingham-Darcy, resultando na equação de Richards (1931):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[K_x(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_y(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] + S(z,t) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (2)$$

onde K_i é a condutividade hidráulica [mm h⁻¹] na direção i , ψ o potencial matricial [mm], x , y , e z as coordenadas [mm], $S(z,t)$ a extração radicular por unidade de área [h⁻¹], e θ a umidade volumétrica [mm³mm⁻³].

A equação de balanço hídrico é uma formulação concentrada, pois determina a variação temporal do armazenamento de água no solo sem considerar variações do conteúdo de água na direção

vertical. Já a equação de Richards (1931) aborda o problema de uma maneira distribuída.

3.2 Diferentes abordagens para o tratamento da variabilidade espacial do armazenamento de água no solo.

O problema de representatividade espacial do armazenamento de água no solo origina-se na grande variação das condições geológicas e climáticas na superfície da terra, que são determinantes do tipo e das propriedades hidráulicas dos solos. Ao mesmo tempo, a informação disponível sobre estes parâmetros é tão dispersa e pontual que a distribuição dessas propriedades é altamente incerta.

A variabilidade espacial das propriedades físicas do solo tem conseqüências diretas sobre a resposta do sistema: a análise das equações (1) e (2) mostra que essa alteração modifica a variação temporal do armazenamento ou do potencial e da umidade volumétrica, ou seja, das variáveis dependentes das equações (1) e (2). A variabilidade observada depende do tamanho do domínio no qual ocorre o processo, isto é, a escala do fenômeno.

Existem três diferentes formas de estudar os problemas de escala devido à variabilidade dos solos (Gelhar, 1993):

a) Identificar as propriedades físicas do solo mais importantes e logo medir sua variação em campo. Essa informação é utilizada em modelos numéricos distribuídos que capturam os efeitos dessa variabilidade, procurando reproduzir a resposta das variáveis dependentes no espaço e no tempo. Levando em conta que a variabilidade observada nos solos é da ordem de metros, e que em muitos problemas aplicados é necessário o estudo do processo na ordem de quilômetros, a simulação é impraticável a grandes escalas devido a limitações computacionais e ao custo de medição dessas propriedades (Gelhar, 1993).

b) Supor que as equações formuladas em nível pontual são válidas em escalas maiores (Cooley, 1982). Esta aproximação ignora a variabilidade espacial e pressupõe que modelos numéricos clássicos com parâmetros homogêneos descrevem adequadamente a situação. Os parâmetros são estimados calculando-se médias (geométricas, aritméticas, etc) de um espaço amostral. Abordagens deste tipo são utilizadas em fluxo saturado, porém não são apropriadas em fluxo não-saturado, onde os processos são governados por equações altamente não lineares e a variação dos parâmetros tem uma grande influência no padrão geral do fluxo (Mantoglou and Gelhar, 1987a).

c) Outra aproximação para a variabilidade espacial dos parâmetros do solo é a modelação estocástica. As propriedades físicas do solo e as variáveis dependentes são vistas como variáveis aleatórias sujeitas a uma determinada distribuição probabilística, cuja variação pode ser explicada através de seus momentos estatísticos. Adotando a hipótese de ergodicidade no sentido espacial, o valor esperado da variável de interesse é igual à média aritmética e sua variância é uma medida do desvio da variável em relação à média de vários pontos no campo. Na aproximação estocástica, uma descrição física de pequena escala é combinada com descrição probabilística da variabilidade (Gelhar, 1993). Por ser o processo contínuo, as variáveis aleatórias são contínuas no espaço e no tempo, sendo governadas por equações diferenciais estocásticas.

As abordagens a) e b) são determinísticas com parâmetros distribuídos e concentrados respectivamente, enquanto que a c) é probabilística.

Devido ao alto grau de variabilidade espacial mostrado pelos solos, é difícil e complexo representar a variabilidade das propriedades físicas dos solos através de modelos determinísticos. Neste caso, a quantidade de informação necessária de campo seria grande. Em consequência, é natural representar variabilidades locais das propriedades físicas dos solos por meio de ferramentas estocásticas. A representação estocástica incorpora variabilidades espaciais através de estruturas matemáticas mais simples que, em geral, requerem uma quantidade relativamente menor de informação de campo (Mantoglou e Gelhar, 1987a).

As aproximações estocásticas desenvolvidas na literatura para estudar o armazenamento de água no solo foram geralmente aplicadas à equação de Richards (equação 2). Na literatura há poucos trabalhos que aplicam técnicas estocásticas à equação de balanço. Para o melhor entendimento, a revisão bibliográfica apresenta as aproximações estocásticas aplicadas a ambas formulações separadamente.

3.3 Aproximações estocásticas aplicadas à equação de Richards.

Existem três aproximações estocásticas para determinar os efeitos da variabilidade de propriedades físicas do solo nos sistemas de grande escala (Ünlü et al., 1991):

a) Aproximação por perturbações lineares: A idéia básica desta aproximação é fornecer expressões que descrevem as propriedades estatísticas (no sentido espacial e temporal) das variáveis dependentes (potencial matricial e umidade volumétrica) em função das propriedades estatísticas

das variáveis de entrada (propriedades físicas do solo). A metodologia procura definir parâmetros "efetivos", válidos sobre uma determinada área, capazes de capturar os efeitos da agregação das variabilidades "locais", resultantes de medições pontuais.

As propriedades físicas locais são subdivididas em uma componente determinística (média) e uma componente estocástica (flutuação). As flutuações das saídas do modelo relacionam-se com as flutuações das entradas e dos parâmetros através de uma equação local de perturbação. Esta abordagem constitui um novo enfoque para os problemas de fluxo não-saturado em grandes escalas.

Yeh et al. (1985 a, b, c) desenvolveram um modelo de infiltração tri-dimensional, aplicável apenas a problemas de regime permanente, supondo que o logaritmo da condutividade hidráulica saturada varia em um campo aleatório tri-dimensional. Esta metodologia foi ampliada para condições transientes por Mantoglou e Gelhar (1987 a, b, c). Os trabalhos de Yeh et al. (1985 a, b, c) e Mantoglou e Gelhar (1987 a, b, c) derivam expressões analíticas através de análise espectral dos parâmetros efetivos. Polman et al. (1991) testaram esta metodologia contra dados de campo e modelos determinísticos, mostrando que a teoria estocástica reproduz adequadamente a tendência dos valores observados em campo. No entanto, estas metodologias obrigam a fazer suposições que limitam a aplicabilidade dos modelos e podem não ser válidas em algumas situações reais (Hopmans et al. 1988) tais como: estacionariedade espacial das propriedades de solo locais; domínio de fluxo infinito (efeitos pouco significativo das condições de contorno sobre o padrão geral do fluxo); e variações suaves das características médias do fluxo no espaço e no tempo. Isto se deve à utilização da análise espectral na resolução da equação de perturbação local (que relaciona as perturbações entre as variáveis dependentes e independentes), que demanda estacionariedade das variáveis no sentido espacial.

Mantoglou (1992) estendeu esta teoria para domínios finitos com parâmetros e entradas não estacionárias, o que elimina a maior parte das restrições da aproximação por perturbações lineares. Jensen e Mantoglou (1992) apresentam uma aplicação desta teoria a dados de campo com resultados satisfatórios.

b) Considerar o fluxo não-saturado como uma série de colunas uni-dimensionais, não interagentes, e assumir que as propriedades físicas do solo são variáveis aleatórias uniformes com a profundidade (Dagan e Bresler, 1983; Bresler e Dagan, 1983). Sob essas condições, a variabilidade espacial é expressa através de uma função conjunta de densidade de probabilidades (geralmente funções normais e log-normais). Essa suposição implica em desprezar os componentes

horizontais de velocidade se comparados com as componentes verticais e assumir a hipótese de estacionariedade e ergodicidade no sentido espacial. A modelagem do solo como uma série de colunas verticais pode ser justificada no caso de altas taxas de infiltração, mas não é aplicável a muitas situações de campo (Mantoglou and Gelhar, 1987a).

Outra abordagem dentro das aproximações uni-dimensionais é a de Yeh (1989) que considera heterogeneidade no sentido vertical. Neste caso, simplificações adicionais podem ser obtidas supondo ausência de correlação cruzada entre as propriedades físicas do solo.

Rubin e Or (1993) apresentaram um modelo para fluxo uni-dimensional permanente resolvendo analiticamente a equação de Richards incorporando a extração de água pelo sistema radicular e mostram que os resultados desse modelo compara bem com os obtidos por técnicas de Monte Carlo. Indelman et al. (1993) desenvolveram um modelo analítico baseado nessa abordagem, e encontraram resultados muito similares aos obtidos com a técnica de Monte Carlo.

Muitas observações de campo mostram que as propriedades do solo não são uniformes com a profundidade, e que o fluxo lateral pode ser significativo (Mantoglou e Gelhar, 1987a). Outros estudos mostram a importância das correlações cruzadas no controle da variabilidade das variáveis dependentes (Yeh, 1989; White e Sully, 1992). No entanto, apesar dos solos mostrarem heterogeneidade no sentido tri-dimensional, o tratamento matemático é consideravelmente simplificado reduzindo a dimensionalidade dessa heterogeneidade (Indelman et al., 1993).

As aproximações a) e b) introduzem perturbações lineares na equação de fluxo e derivam expressões para calcular os momentos da saída do sistema. A diferença entre as duas formulações está na redução da escala de heterogeneidade que se faz na formulação b), ou seja, permitem-se variações aleatórias somente no plano bi-dimensional.

c) Utilização de técnicas de Monte-Carlo. Essa aproximação envolve a geração repetida dos parâmetros físicos de entrada e a solução determinística da equação de fluxo para cada realização desses parâmetros. A distribuição probabilística dos resultados reflete a natureza estocástica da variável dependente. Esta aproximação foi introduzida por Freeze (1975) para fluxo saturado e usada por Anderson e Shapiro (1983) para comparar o método Monte Carlo com a técnica de perturbação.

Hopmans et al. (1988), usando essa metodologia, analisaram problemas de fluxo não saturado bidimensional com parâmetros correlacionados espacialmente. Seus resultados levaram a conclusões similares às obtidas por Yeh et al. (1985a) pelo método da perturbação. Ababou e

Gelhar (1988) fizeram simulações tri-dimensionais de infiltração em regime permanente em um meio com condutividade hidráulica não-saturada aleatória. Concluíram que a variância dos resultados eram similares às obtidas pela solução espectral de Mantoglou e Gelhar (1987b). Essa simulação esteve restrita a uma única realização devido a limitações no tempo de cálculo.

Apesar desta metodologia envolver muito tempo de computação, e não permitir estudar como as variáveis de saída são controladas pela variabilidade espacial dos parâmetros, ela tem a vantagem de simular situações reais no campo (Hopmans et al., 1988).

Da revisão de técnicas estocásticas aplicadas à equação de Richards, pode-se concluir que:

- As técnicas de Monte-Carlo exigem um grande número de execuções do modelo para a obtenção de respostas mais confiáveis, o que significa muito tempo de cálculo. Por outro lado, quando os parâmetros físicos do solo não são independentes, devem ser utilizadas distribuições multivariadas. Os estudos de campo mostram evidências de que os parâmetros físicos do solo encontram-se frequentemente correlacionados (White e Sully, 1992). Outra limitação resulta da necessidade de inferir o tipo de distribuição estatística, que no caso de amostras pequenas tem um alto grau de incerteza. As soluções baseadas na aproximação por perturbações não apresentam estas limitações.

- Entre as aproximações baseadas na perturbação, a metodologia desenvolvida por Mantoglou and Gelhar (1987a) e Mantoglou (1992) são as mais apropriadas, pois permitem lidar com situações de forte não-linearidade e com variáveis não-estacionárias.

3.4 Aproximações estocásticas aplicadas à equação de balanço.

Considerando que a equação de balanço é uma formulação concentrada na direção vertical, nesta abordagem são analisadas as variações espaciais de armazenamento de água no solo no plano horizontal.

Entre as primeiras tentativas de aplicar técnicas estocásticas ao balanço hídrico encontra-se o trabalho de Aboitiz et al. (1986). O balanço hídrico é baseado no modelo do USDA, que combinado com um modelo de evapotranspiração do cultivo autoregressivo de ordem 1 (Box e Jenkins, 1970), estima a variabilidade espacial do armazenamento de água no solo. As variáveis de estado são preditas utilizando um filtro de Kalman para atualizar a previsão. Essa aproximação é sensível à matriz de covariância dos erros, que é difícil de determinar pois envolve o cálculo da variância das medições, erros nos coeficientes de cultivos utilizados no cálculo da

evapotranspiração real, e nas estimativas de evapotranspiração de referência (Parlange et al. 1992).

Manabe e Delworth (1990) modelaram a variação de armazenamento de água no solo como um processo Markoviano de primeira ordem, o qual permitiu demonstrar a influência da umidade no solo na variabilidade climática.

Parlange et al. (1992) estudaram a variação espacial de armazenamento de água no solo formulando o fenômeno através de um modelo autoregressivo de ordem 1 (Box e Jenkins, 1970). Este modelo despreza a drenagem profunda (pois é aplicável a regiões de clima árido sujeitas a irrigação) e utiliza uma relação linear entre armazenamento e evaporação. O modelo consegue boas aproximações do armazenamento de água no solo e da evaporação.

Milly (1993) apresentou um modelo que relaciona o balanço de água com precipitação e evaporação para ser aplicado com intervalo de tempo anuais. O armazenamento, evaporação, precipitação e escoamento superficial são considerados variáveis aleatórias. A evapotranspiração potencial é considerada constante e a ocorrência de chuvas segue uma distribuição Poisson. Milly (1993) derivou expressões analíticas para o balanço. A limitação dessa formulação está em não considerar os efeitos de sazonalidade e de variabilidade espacial dos solos.

Parlange et al. (1993) formularam a equação de balanço na forma diferencial, desprezando drenagem profunda e introduziram um ruído estocástico devido às incertezas da formulação. A evaporação é modelada através de uma solução aproximada obtida por Gardner (1962) para uma difusividade arbitrária. Calculando a esperança matemática é possível determinar o valor esperado e a variância da previsão. O modelo de Parlange et al. (1993) atualiza os valores usando um filtro linear tipo Kalman. A vantagem deste modelo é a de poder relacionar os parâmetros com propriedades físicas do solo (no caso, difusividade). Esta formulação foi aplicada com sucesso em regiões semi-áridas (Parlange et al., 1993) e na determinação de condutividade hidráulica pelo método do perfil instantâneo (Katul et al., 1993; Wendroth et al., 1993).

Milly (1994) estendeu o modelo de balanço proposto por Milly (1993) levando em conta a variabilidade temporal devido à sazonalidade e à distribuição espacial da capacidade de armazenamento de água no solo através de uma função gamma. Milly (1994) derivou expressões analíticas, aplicáveis sob certas condições, e uma solução geral para ser aplicável a simulações Monte Carlo. Este modelo, usando séries anuais, foi aplicado à região leste dos Estados Unidos. As limitações deste modelo estão no "empirismo" de muitas suposições relativas à distribuição espacial e temporal do problema.

Or e Groenesveld (1994) estimaram a disponibilidade de água para as plantas através de um

esquema baseado no balanço de água no solo acoplado com um filtro de Kalman. O modelo considera ainda a variação de armazenamento devido às flutuações do nível do freático e a evapotranspiração potencial é modelada estocasticamente. O modelo fornece previsão de armazenamentos e dos erros da estimativa, projetados a partir dos momentos estatísticos das variáveis de entrada, sendo satisfatoriamente testado numa região semi-árida. Apesar da distribuição espacial não ter sido explicitamente considerada, a função de erro do modelo fornece uma banda que cobre a variabilidade espacial observada no campo. O problema do modelo é o grande número de parâmetros, principalmente aqueles relacionados com o filtro de Kalman que dependem das condições do sistema.

A revisão de técnicas estocásticas aplicáveis à equação de balanço permite afirmar que a metodologia mais adequada ao objetivo desta pesquisa é a de Parlange et al. (1993). Esta abordagem trata o problema de uma forma não-linear, apresenta parâmetros de fácil estimativa que podem ser relacionados a parâmetros físicos e já foi testado adequadamente a situações práticas.

4 METODOLOGIA

4.1 Modelagem estocástica do armazenamento de água no solo.

A revisão bibliográfica mostrou que as metodologias mais adequadas para o tipo de problema considerado eram duas:

- a metodologia sugerida por Parlange et al. (1993), aplicável a equação de balanço;
- a metodologia baseada na equação de perturbação, com as modificações propostas por Mantoglou e Gelhar (1987a) e Mantoglou (1992) para levar em conta situações de não estacionariedade no sentido temporal, o que corresponderia a séries no contexto de mudanças climáticas.

Os resultados preliminares mostraram que a formulação baseada na perturbação fornecia melhores resultados. Portanto será apresentada uma descrição detalhada dessa metodologia que foi a utilizada na pesquisa.

A variação no tempo do armazenamento de água no solo pode ser determinado através da equação de balanço (equação 1) expressa da seguinte maneira:

$$\frac{dS}{dt} = P - L \quad (3)$$

onde S é o armazenamento de água no solo [mm], t o tempo [h], P a precipitação e L é uma função de perda que engloba a evaporação, a drenagem interna do perfil, a ascensão capilar e o escoamento superficial expressos em [mm h⁻¹].

A função de perdas pode ser modelada usando uma relação exponencial com o armazenamento:

$$L = e^{\frac{cS}{D}} - f \quad (4)$$

onde D é a profundidade de cálculo do armazenamento, e c , d e f são parâmetros empíricos. Hodnett et al. (1995b) usaram uma expressão similar para modelar drenagem.

Combinando as equações (3) e (4) resulta:

$$\frac{dS}{dt} = P - e^{\frac{cS-d}{D}} + f \quad (5)$$

Para modelar variabilidade espacial, assume-se que os parâmetros são realizações de processos estocásticos correlacionados. Yeh et al. (1985a,b,c), Mantoglou e Gelhar (1987a,b,c) e Mantoglou (1992) sugeriram expressar os parâmetros como a soma de dois componentes: a média mais uma flutuação de média zero (calculados no sentido espacial). Neste caso, os parâmetros da equação (5) resultam: $c = \langle c \rangle + c'$; $d = \langle d \rangle + d'$; $f = \langle f \rangle + f'$. A variável dependente S é dada por: $S = \langle S \rangle + S'$. A precipitação P é considerada uma variável de natureza determinística. Substituindo na equação (5), resulta:

$$\frac{d(\langle S \rangle + S')}{dt} = P - \exp \left[(\langle c \rangle + c') \frac{\langle S \rangle + S'}{D} - (\langle d \rangle + d') \right] + (\langle f \rangle + f') \quad (6)$$

Aplicando o operador esperança matemática, indicado por $\langle \rangle$, obtém-se:

$$\frac{d\langle S \rangle}{dt} = P - \left\langle \exp \left[(\langle c \rangle + c') \frac{\langle S \rangle + S'}{D} - (\langle d \rangle + d') \right] \right\rangle + \langle f \rangle \quad (7)$$

Para calcular a esperança do termo não-linear em $\langle \rangle$, desenvolve-se o exponencial utilizando séries de Taylor:

$$\begin{aligned} \exp \left[(\langle c \rangle + c) \frac{(\langle S \rangle + S')}{D} - (\langle d \rangle + d') \right] &= e^{\frac{\langle S \rangle}{D} - \langle d \rangle} e^{\frac{\langle S' \rangle + \langle S \rangle c' + c' S' - d'}{D}} \approx \\ &\approx e^{\frac{\langle S \rangle}{D} - \langle d \rangle} \left[1 + \langle c \rangle \frac{S' + \langle S \rangle}{D} + \frac{c' + c' S' - d'}{D} + \frac{1}{2} \left(\langle c \rangle \frac{S' + \langle S \rangle}{D} + \frac{c' + c' S' - d'}{D} \right)^2 \right] \end{aligned} \quad (8)$$

na equação anterior, desprezam-se as flutuações de terceira e de maior ordem, levando-se em conta que as flutuações são pequenas em relação ao valor das variáveis. Operando na equação anterior, obtém-se:

$$\begin{aligned} e^{\frac{(\langle c \rangle + c) (\langle S \rangle + S')}{D} - (\langle d \rangle + d')} &\approx e^{\frac{\langle S \rangle}{D} - \langle d \rangle} \left[1 + \langle c \rangle \frac{S' + \langle S \rangle}{D} + \frac{c' + c' S' - d'}{D} + \right. \\ &\left. + \frac{1}{2} \left(\langle c \rangle^2 \frac{S'^2}{D^2} + 2 \langle c \rangle \frac{\langle S \rangle}{D^2} c' S' + \frac{\langle S \rangle^2}{D^2} c'^2 - 2 \langle c \rangle \frac{d' S'}{D} - 2 \frac{\langle S \rangle}{D} c' d' + d'^2 \right) \right] \end{aligned} \quad (9)$$

O valor esperado da equação (9) é:

$$\begin{aligned} \left\langle e^{\frac{(\langle c \rangle + c) (\langle S \rangle + S')}{D} - (\langle d \rangle + d')} \right\rangle &\approx e^{\frac{\langle S \rangle}{D} - \langle d \rangle} \left[1 + \frac{\sigma_{c', S'}}{D} + \right. \\ &\left. + \frac{1}{2} \left(\langle c \rangle^2 \frac{\sigma_{S'}^2}{D^2} + 2 \langle c \rangle \frac{\langle S \rangle}{D^2} \sigma_{c', S'} + \frac{\langle S \rangle^2}{D^2} \sigma_{c'}^2 - 2 \langle c \rangle \frac{\sigma_{d', S'}}{D} - 2 \frac{\langle S \rangle}{D} \sigma_{c', d'} + \sigma_{d'}^2 \right) \right] \end{aligned} \quad (10)$$

A equação (10) produz boas aproximações para quase todo o intervalo de variação de S . No

entanto, tende a superestimar os resultados para valores picos (extremos) de armazenamento já que as flutuações de ordem superior a 2 foram desprezadas na equação (8). Gelhar e Axness (1983) e Yeh et al. (1985, a,b,c) propuseram uma "generalização exponencial", aplicada à equação quase-linear da condutividade hidráulica, que fornece boas aproximações para o valor esperado (por exemplo, Mantoglou and Gelhar, 1987a,b,c; Mantoglou, 1992). A generalização exponencial supõe que os termos entre colchetes na equação (10) são os dois primeiros termos de outro exponencial, ou seja:

$$\left\langle e^{(\langle c \rangle + c') \frac{(\langle S \rangle + S')}{D} - (\langle d \rangle + d')} \right\rangle \approx e^{\langle c \rangle \frac{\langle S \rangle}{D} - \langle d \rangle} e^{\frac{\sigma_{c',S'}}{D} + \frac{\sigma_{e'}^2}{2}} \quad (11)$$

onde

$$\sigma_{e'}^2 = \langle c \rangle^2 \frac{\sigma_{S'}^2}{D^2} + 2 \langle c \rangle \frac{\langle S \rangle}{D^2} \sigma_{c',S'} + \frac{\langle S \rangle^2}{D^2} \sigma_{c'}^2 - 2 \langle c \rangle \frac{\sigma_{d',S'}}{D} - 2 \frac{\langle S \rangle}{D} \sigma_{c',d'} + \sigma_{d'}^2 \quad (12)$$

Substituindo a equação (11) na equação (7), resulta:

$$\frac{d\langle S \rangle}{dt} = P - e^{\langle c \rangle \frac{\langle S \rangle}{D} - \langle d \rangle} e^{\frac{\sigma_{c',S'}}{D} + \frac{\sigma_{e'}^2}{2}} + \langle f \rangle \quad (13)$$

A equação (13) fornece a variação temporal do valor de S em função da covariância dos parâmetros e de S com os parâmetros. Para resolver a equação (13), é necessário ainda conhecer a covariância de S' com c' , d' e f' . Além disso, deve-se estimar a variância de $\langle S \rangle$, i.e., $\langle S'^2 \rangle$.

4.2 Equação linearizada de flutuações.

Considerando que as flutuações são pequenas em relação ao valor esperado da variável, pode-se derivar uma equação de flutuação linearizada expandindo a equação de balanço até a primeira

ordem e assumir que as flutuações de segunda e de mais alta ordem são iguais a seus valores esperados. A equação (5) resulta:

$$\frac{d(\langle S \rangle + S')}{dt} = P - e \frac{\langle S \rangle}{D} \left[1 + \langle c \rangle \frac{S'}{D} + \frac{\langle S \rangle}{D} c' - d' \right] + \langle f \rangle + f' + O^h \quad (14)$$

onde O^h representa os termos de ordem dois ou superior.

Aplicando o operador esperança tem-se:

$$\frac{d\langle S \rangle}{dt} = P - e \frac{\langle S \rangle}{D} + \langle f \rangle + E[O^h] \quad (15)$$

Subtraindo (15) a (14) e supondo que $O^h \approx E[O^h]$, o que é razoável pois as flutuações são pequenas, temos que:

$$\frac{dS'}{dt} = -\frac{\langle S \rangle}{D} e \frac{\langle S \rangle}{D} c' + e \frac{\langle S \rangle}{D} d' + f' - \frac{\langle c \rangle}{D} e \frac{\langle S \rangle}{D} S' \quad (16)$$

Usando as propriedades da derivada e supondo que $\langle \rangle / dt = d/dt$ (Mantoglou, 1992), pode-se escrever:

$$\sigma_{S'x'} = \langle S'x' \rangle$$

onde x' é a flutuação do parâmetro (c , d ou f),

$$\frac{d\sigma_{S',x'}}{dt} = \left\langle \frac{dS'}{dt} x' + S' \frac{dx'}{dt} \right\rangle = \left\langle x' \frac{dS'}{dt} \right\rangle$$

$$\frac{d\sigma_{S'^2}}{dt} = \left\langle \frac{dS'^2}{dt} \right\rangle = 2 \left\langle S' \frac{dS'}{dt} \right\rangle$$

A avaliação da covariância entre c' e S' , usando a equação acima, resulta:

$$\frac{d\sigma_{c',S'}}{dt} = \frac{\langle S \rangle}{D} e^{\frac{\langle S \rangle}{D}} \sigma_{c'^2} e^{\frac{\langle S \rangle}{D}} + \sigma_{c',d'} \sigma_{c',f'} \frac{\langle c \rangle}{D} e^{\frac{\langle S \rangle}{D}} \sigma_{c',S'} \quad (17)$$

A equação é similar para os outros parâmetros. A variância de S' é dada por:

$$\frac{1}{2} \frac{d\sigma_{S'^2}}{dt} = \frac{\langle S \rangle}{D} e^{\frac{\langle S \rangle}{D}} \sigma_{c',S'^2} e^{\frac{\langle S \rangle}{D}} + \sigma_{d',S'^2} \sigma_{f',S'^2} \frac{\langle c \rangle}{D} e^{\frac{\langle S \rangle}{D}} \sigma_{S'^2} \quad (18)$$

Escrito em notação matricial:

$$\frac{d}{dt} \begin{pmatrix} \sigma_{c',S'} \\ \sigma_{d',S'} \\ \sigma_{f',S'} \\ \frac{\sigma_{S'^2}}{2} \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_{c'^2} & \sigma_{c',d'} & \sigma_{c',f'} & \sigma_{c',S'} \\ \sigma_{d',c'} & \sigma_{d'^2} & \sigma_{d',f'} & \sigma_{d',S'} \\ \sigma_{f',c'} & \sigma_{f',d'} & \sigma_{f'^2} & \sigma_{f',S'} \\ \sigma_{S',c'} & \sigma_{S',d'} & \sigma_{S',f'} & \sigma_{S'^2} \end{bmatrix} \begin{pmatrix} \frac{\langle S \rangle}{D} e^{\frac{\langle S \rangle}{D}} \\ e^{\frac{\langle S \rangle}{D}} \\ 1 \\ -\frac{\langle c \rangle}{D} e^{\frac{\langle S \rangle}{D}} \end{pmatrix} \quad (19)$$

Resolvendo a equação (19) simultaneamente com a equação (13), obtêm-se estimativas de $\langle S \rangle$ e $\langle S'^2 \rangle$. A equação (19) mostra que a variância e covariância de S variam no tempo, o que

caracteriza um processo estocástico não estacionário, sendo funções do valor de S .

A variabilidade espacial observada no campo pode ser simulada ajustando os parâmetros da equação (5) a diferentes locais dentro da área de estudo. A série de armazenamento de água no solo em cada tubo de acesso da sonda de nêutrons é representativa de parâmetros físicos de validade pontual.

O conjunto de parâmetros resultantes do ajuste da equação (5) a cada tubo em um determinado local permite calcular as covariâncias dos parâmetros c , d e f . A solução conjunta das equações (13) e (19) permitem prever o valor esperado e a variância do armazenamento em toda a área estudada, isto é, estendendo informação pontual a uma escala maior.

4.3 Aplicação da metodologia.

Na aplicação da metodologia (capítulo 6), seguiu-se os seguintes passos:

a) Ajustaram-se os parâmetros c , d e f para cada tubo usando a equação (5). Os parâmetros foram ajustados a cada tubo dos seis locais através de um procedimento de otimização usando o algoritmo de Rosenbrock (1964). Na otimização, a equação (5) foi resolvida de forma explícita através de:

$$S_{t+1} = S_t + P_t - \left[e^{\frac{S_t - d}{D}} + f \right] \Delta t \quad (20)$$

A função objetiva minimizada na otimização foi:

$$\sum_{t=1}^N \left| \frac{S_{t,c} - S_{t,o}}{S_{t,o}} \right| \quad (21)$$

sendo $||$ o valor absoluto. O subscrito t indica tempo, o c indica um valor calculado pelo modelo e o o é um valor medido. Considerando que o intervalo de variação de S é grande, esta função garante igual peso relativo de todos os valores, e é adequada para ajustes tanto dos valores mínimos quanto os máximos. A equação (21) utiliza o valor absoluto e não o quadrado do erro

relativo, como as funções de otimização clássicas. Como o erro relativo é menor que 1, o valor absoluto garante maior sensibilidade que a expressão quadrática.

Apesar das medições de armazenamento de água no solo serem, em geral, semanais, a equação (20) foi ajustada usando intervalos de 24 h. Este intervalo de tempo melhora a qualidade do ajuste. Para o dia em que estavam disponíveis medições de armazenamento, o intervalo de tempo foi subdividido em dois períodos: entre as 0 h do dia até o horário de medição e entre o horário de medição e as 24 h daquele dia.

Devido a falhas na série de precipitação, a série de dados de armazenamento foi dividida em vários períodos de informação completa. A otimização foi realizada em cada um desses períodos usando como valor de armazenamento inicial o obtido pela medição com a sonda de nêutrons. Os cálculos foram continuados até a próxima falha sem aplicação de correção ou atualização dos parâmetros. Isto permitiu gerar um conjunto de valores dos parâmetros para cada local.

b) Para inicializar a matriz de covariâncias da equação (19), calcularam-se as covariâncias dos parâmetros usando:

$$\sigma_{x'y'} = \sum_{i=1}^N \frac{(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{N^2} \quad x=c,df, y=c,df \quad (22)$$

sendo N o número de tubos existentes em cada local. A covariância dos parâmetros contra o armazenamento inicial ($t=1$) foi obtida de:

$$\sigma_{x',S'(t)} = \sum_{i=1}^N \frac{(x_i - \bar{x})(S_{t,oi} - \bar{S}_{t,o})}{N^2} \quad x=c,df \quad (23)$$

c) Para cada dia de medição, usando o armazenamento de todos os tubos do local, calculou-se o valor médio nesse dia usando:

$$\overline{S_{t,o}} = \frac{\sum_{i=1}^N S_{t,o,i}}{N} \quad (24)$$

d) Utilizando as equações (13) e (19) e a precipitação, é possível estimar o valor esperado e a variância do armazenamento. As equações (13) e (19) foram resolvidas explicitamente. No caso da equação (13), a solução explícita fica:

$$\langle S_{t+1} \rangle = \langle S_t \rangle + [P_t - e \frac{\langle S_t \rangle}{D} - \frac{\sigma_{c',S'}(t)}{D} + \frac{\sigma_e^2(t)}{2} + \langle f \rangle] \Delta t \quad (25)$$

onde

$$\sigma_e^2(t) = \langle c \rangle^2 \frac{\sigma_{S'}^2(t)}{D^2} + 2 \langle c \rangle \frac{\langle S_t \rangle}{D^2} \sigma_{c',S'}(t) + \frac{\langle S_t \rangle^2}{D^2} \sigma_{c'}^2 - 2 \langle c \rangle \frac{\sigma_{d',S'}(t)}{D} - 2 \frac{\langle S_t \rangle}{D} \sigma_{c',d'} \sigma_{d'}^2$$

Já no caso da equação (19), a solução explícita resulta em:

$$\begin{pmatrix} \sigma_{c',S'} \\ \sigma_{d',S'} \\ \sigma_{f',S'} \\ \frac{\sigma_{S'}^2}{2} \end{pmatrix}_{(t+1)} - \begin{pmatrix} \sigma_{c',S'} \\ \sigma_{d',S'} \\ \sigma_{f',S'} \\ \frac{\sigma_{S'}^2}{2} \end{pmatrix}_{(t)} = \begin{bmatrix} \sigma_{c'}^2 & \sigma_{c',d'} & \sigma_{c',f'} & \sigma_{c',S'} \\ \sigma_{d',c'} & \sigma_{d'}^2 & \sigma_{d',f'} & \sigma_{d',S'} \\ \sigma_{f',c'} & \sigma_{f',d'} & \sigma_{f'}^2 & \sigma_{f',S'} \\ \sigma_{S',c'} & \sigma_{S',d'} & \sigma_{S',f'} & \sigma_{S'}^2 \end{bmatrix}_{(t)} \begin{pmatrix} -\frac{\langle S \rangle}{D} e \\ \frac{\langle S \rangle}{D} \\ e \\ 1 \\ -\frac{\langle c \rangle}{D} e \end{pmatrix}_{(t)} \Delta t \quad (26)$$

e) O valor médio (esperado) predito pela equação (25) foi comparado à média das observações (calculada pela equação 24); e a banda de duas vezes o desvio padrão predita pela equação (26) foi comparada aos valores mínimo e máximo observados de todos os tubos no mesmo instante de tempo.

5 LOCAIS E DADOS DISPONÍVEIS

5.1 Os sítios experimentais do Projeto ABRACOS.

O projeto ABRACOS tem estabelecido locais de coleta de informações em três Estados da Amazônia legal brasileira (Figura 5.1): Marabá (PA), Manaus (AM) e Ji-Paraná (RO). Em cada um dos locais, existem áreas pilotos sob cobertura de pastagem (denominadas fazendas) e sob cobertura de floresta (denominadas reservas). A tabela 5.1 apresenta a denominação dada aos locais de pastagem e floresta nos três sítios experimentais do Projeto ABRACOS. Em cada área piloto de floresta e pastagem estão instalados equipamentos de monitoramento.

Tabela 5.1: Denominação dos locais dos sítios experimentais do Projeto ABRACOS.

Sítio	Local
Manaus	Fazenda Dimona
	Reserva Ducke*
Ji-Paraná	Fazenda Nossa Senhora
	Reserva Jarú
Marabá	Fazenda Boa Sorte
	Reserva Vale do Rio Doce

* Somente dados meteorológicos

O projeto ABRACOS abrange estudos de fisiologia vegetal, micrometeorologia, climatologia e física do solo. Envolve medições regulares de longo prazo e campanhas intensivas (denominadas missões).

a) As medições regulares de longo prazo compreendem o monitoramento de:

- Umidade de solo com frequência semanal utilizando sonda de nêutrons;
- Potencial matricial com frequência semanal utilizando tensiômetros;
- Variáveis meteorológicas com frequência horária usando estações meteorológicas automáticas.

As denominadas medições regulares se estenderam do início de setembro de 1990 até dezembro de 1994 para Manaus; de outubro de 1991 até fevereiro de 1995 para Ji-Paraná; e de agosto de 1991 até dezembro de 1994 para Marabá. Toda informação disponível, até dezembro de 1993,

foi previamente submetida a controle de qualidade.

b) Nas campanhas intensivas (missões) são feitas medições e estudos detalhados de variáveis que controlam os processo de transferência solo-planta-atmosfera. Têm curta duração (geralmente não excedem 2 meses) e a informação colhida apresenta maior resolução temporal (de até 10 minutos). As missões estão descritas em detalhes em Wright et al. (1995c) e estão resumidas na tabela 5.2.

Tabela 5.2: Período de execução das missões (Fonte: Wright et al., 1995c).

Missão	Início	Fim
1	18/09/1990	02/11/1990
2	01/07/1991	10/09/1991
3	07/08/1992	07/10/1992
4	13/04/1993	28/07/1993
5	13/04/1993	28/07/1993

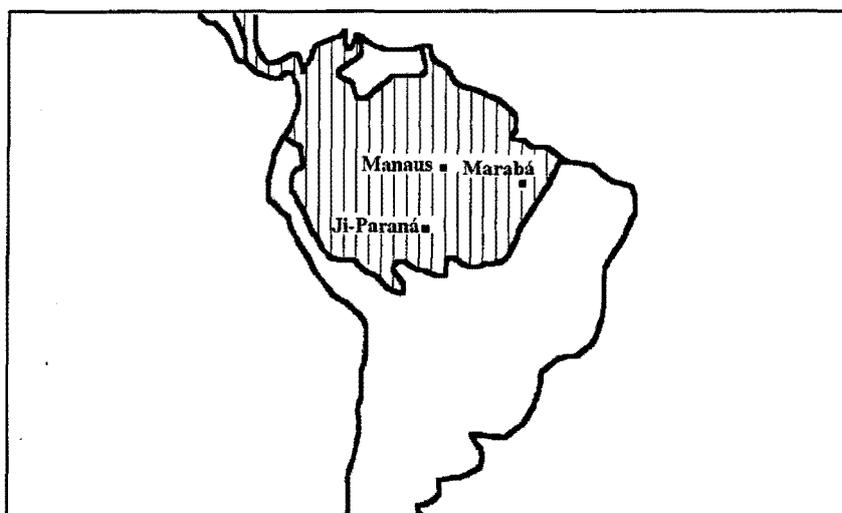


Figura 5.1: Localização dos sítios experimentais do ABRACOS. A área hachurada indica floresta tropical.

5.2 Detalhes técnicos do instrumental de observação

5.2.1 Sonda de nêutrons e tensiômetros

A umidade do solo foi obtida com uma sonda tipo IH-III (Bell, 1973), com fonte Am241-Be e medidor de neutrons desenho IH modelo MkII.L, o que permite contagens cada 16 e 64 segundos ou minutos, fabricado pela Didcot Instrument (Abingdon, UK).

A determinação de umidade no solo se fez a partir da contagem da sonda de nêutrons conforme a seguinte relação linear:

$$\theta = a_{NP} + \frac{R}{R_w} + b_{NP} \quad (27)$$

sendo θ a umidade volumétrica, R a contagem a uma certa profundidade, R_w a contagem padrão na água e a_{NP} e b_{NP} são a declividade e a origem da calibração respectivamente. Durante as medições regulares do Projeto ABRACOS, os tempos de leitura foram de 16 s para as medições regulares, e 64 min para a contagem padrão na água.

A calibração foi obtida pelo CEN (Centre d'Études Nucléaires) em Cadarache (França) pela metodologia de Couchat et al. (1975), para tubos de alumínio de 45 mm de diâmetro. Nesta metodologia, uma única amostra de solo fornece a totalidade da curva de calibração. Como exemplo, apresenta-se a curva de calibração da Fazenda Dimona para 0-50 cm:

$$\frac{R}{R_w} = (0,07 BD + 1,268) \theta + 0,29946 BD - 0,19938 \quad (28)$$

onde BD é a densidade aparente do solo [g cm^{-3}]. Conhecida a densidade aparente do solo, esta equação permite calcular os coeficientes a_{NP} e b_{NP} da curva de calibração.

A tabela 5.3 mostra os coeficientes padrão da sonda IH. Em geral, o coeficiente a_{NP} aumenta em solos argilosos e é menor em solos arenosos.

O potencial matricial foi medido com tensiômetros de mercúrio. O tensiômetro consiste em um

tubo rígido (que é mantido completamente cheio de água) com uma cápsula porosa no extremo inferior. Na parte superior, a tensão é transmitida por uma mangueira flexível ligada a uma coluna de mercúrio.

Tabela 5.3: Valores padrão dos coeficientes de calibração

Tipo de solo	a_{NP}	b_{NP}
Areia	0,790	-0,024
Silte	0,867	-0,016
Argila	0,958	-0,012

O controle de qualidade dos dados foi realizado a partir de comparações com medições de checagem e por comparação com outras medições.

No caso dos dados de umidade medidos pela sonda de nêutrons, a informação foi verificada comparando as leituras a diferentes profundidades no mesmo tubo (que devem mostrar a mesma tendência após períodos de chuva) e comparando os dados entre tubos adjacentes. Essa informação foi comparada com os dados de precipitação registrada na estação meteorológica automática.

A informação dos tensiômetros foi checada por comparação com as leituras a diferentes profundidades e da comparação com as leituras de umidade na curva de retenção. Nesse caso foram utilizadas as anotações do observador referente ao estado da coluna de mercúrio no momento da leitura.

5.2.2 Estação meteorológica automática

As medições regulares de meteorologia foram efetuadas através de estações meteorológicas automáticas, AWS (Bastable et al., 1993). Nas AWS, a radiação de comprimento 0.3-3.0 μm incidente e refletida foi medida usando piranômetros CM-5 Kipp&Zonen (Delft, Holanda) instalados no sentido ventral e dorsal. A radiação líquida foi medida com um radiômetro líquido de cúpula única (REBS Q*5, Seattle, USA). O fluxo de calor do solo foi medido com dois discos de fluxo de calor do solo marca Thornthwaite Elmer, modelo 610, (New Jersey, USA) instalados a uma profundidade de 5 mm. As temperaturas ambiente e de bulbo úmido foram medidas usando termômetros aspirados com resistência de platina (desenho do Institute of Hydrology). Foram

usados pluviômetros "tipping bucket" de resolução 0.2 mm e sensores de velocidade e direção de vento fabricados pela Didcot Instrument Company (Abingdon, UK). Os dados foram gravados como médias horárias, usando loggers de estado sólido (Campbell Scientific, Shepshed, UK), que amostram a cada 10 segundos.

Nas fazendas, as estações automáticas foram instaladas no centro das áreas desmatadas. A grama foi regularmente cortada a fim de mantê-la à mesma altura que o resto do campo, ocupado regularmente pelo gado. Os instrumentos de medição de radiação líquida e refletida e o psicômetro foram montados a 1,2 m de altura, e anemômetro e o sensor de direção a 2 m de altura.

Nas florestas, as estações automáticas foram montada acima da copa das árvores, sobre torres meteorológicas (52 m de altura em Ji-Paraná, 45 m em Manaus e 50 m em Marabá).

5.2.3 Instrumental das campanhas intensivas

Durante as missões, além da instrumentos regulares do ABRACOS, foram montados aparelhos de monitoramento adicionais de variáveis meteorológicas.

Nas fazendas foram montadas torres de 9 m de altura com sensores dispostos em seqüência logaritmica desde 0.5 a 9 m (Wright et al., 1992). Os sensores consistiam em:

- Psicômetros aspirados (Institute of Hydrology) que mediam temperatura de bulbo úmido e seco com precisão de 0.1 °C.
- Anemômetros (Vector Instruments, Rhyl, UK) a rotor de 6 cápsulas, com comprimento de resposta de 1.0 m.

Foram feitas medições de radiação líquida (REBS Q*5, Seattle, USA) a uma altura de 9m. Foram também instalados 7 placas Thornthwaite de fluxo de calor do solo a 5mm de profundidade, além das 2 existentes nas medições regulares. Estes dados foram gravados com médias de 10 min com amostragem cada 10 segundos.

Os fluxos de calor sensível e latente foram estimados a uma altura de 3.6 m usando um aparelho de correlação turbulenta Mk2 Hydra (Shuttleworth et al., 1988), que fazia amostras com frequência de 10 Hz e armazenava informação a nível horário.

Adicionalmente, foi usado um sistema de medição da razão de Bowen (Campbell Scientific Ltd., UK) para medição de gradientes de temperatura e umidade entre 0,9 e 3,2 m, usando um par de termocuplas diferenciais e amostras de ar extraídas aos dois níveis para o mesmo higrômetro de ponto de orvalho. Esse sistema grava informações cada 20' e conta com seu próprio medidor de

radiação líquida.

No caso das florestas, foram instalados Mk2 Hydras no topo das torres para determinação dos fluxos de calor latente e sensível.

5.3 Manaus (AM)

O relevo geral na área do projeto ABRACOS em Manaus se apresenta como uma série de platôs limitado por vales de dimensões variáveis (Righi, 1989). As variações do relevo são de aproximadamente 30 m. A precipitação é de 2500 mm anuais (Reserva Ducke, 2°57'S, 59°57'W), com uma máxima em março e com mínima em agosto. A estação seca estende-se desde junho até setembro (Shuttleworth, 1988).

A temperatura média anual é de 26°C, com pequena amplitude térmica, e a umidade relativa é em torno de 80%. Conforme a classificação de Köppen, o clima da área pode ser enquadrado no Amw: apresenta uma estação seca de pequena duração, mas devido aos totais elevados de precipitação, possui umidade suficiente para alimentar florestas de características tropicais. Apresenta as maiores quedas pluviométricas no outono (RADAMBRASIL, 1976).

5.3.1 Descrição dos locais

a) Floresta: O local experimental foi estabelecido na Reserva Florestal Ducke (2°57'S, 59°57'W), a 25 km ao norte de Manaus. A altura média da floresta é de 35 m, com algumas árvores emergindo a 40 m (Bastable et al., 1993). A altura do local é de 80 m acima do nível do mar, estando rodeado por floresta não perturbada em uma distância de pelo menos 5 km (maiores detalhes sobre o local podem ser encontrados em Shuttleworth et al., 1984 e Roberts et al., 1990).

b) Pastagem: Localiza-se na Fazenda Dimona (2° 19'S, 60° 19'W), a 80 km ao norte de Manaus e a uma altitude de 120 m acima do nível do mar. A área foi desmatada há 15 anos, e transformada em fazenda através de queimada da floresta e semeado com pastagens rústicas, tais como *Brachiaria decumbens* e *Brachiaria humidicola*. A altura média da pastagem no local é em torno de 28 cm (Wright et al. 1992). A superfície do solo está ocupada principalmente pela pastagem (84%), apresentando também áreas desnudas (11%) (principalmente nos caminhos seguidos pelo gado), troncos remanescentes da floresta original (5%), e arbustos em crescimento (1%). O local tem sido submetido às práticas comuns na região, como queimadas regulares para evitar o crescimento de arbustos.

5.3.2 Disposição do instrumental de observação

Os tubos de acesso na pastagem foram instalados na Fazenda Dimona (figura 5.2a), próximos à estação meteorológica automática. Os tubos de acesso para monitoramento da água no solo na floresta localizam-se na própria Fazenda Dimona a aproximadamente 1 km ao leste da pastagem (figura 5.2b). Na reserva Ducke, onde estão instalados os instrumentos de meteorologia, não se dispõem de tubos de acesso de sonda de nêutrons. A tabela 5.4 mostra os coeficientes de calibração utilizados para a determinação de umidade na Fazenda Dimona usando a equação (27). Para-se poder comparar o comportamento do armazenamento de água no solo, tanto na floresta como na pastagem ao longo declividade do terreno, duas linhas de amostragem foram instaladas em ambos locais. Cada linha de amostragem é constituída por 15 tubos de acesso para sonda de nêutrons.

As linhas de amostragem foram divididas em três unidades conforme a declividade do terreno (figura 5.3). As três unidades são denominadas platô, declividade e vale. A profundidade do vale na floresta é maior que na pastagem, e apresenta um pequeno curso de água temporário.

Na pastagem existem 8 tubos no platô, 5 na declividade e 2 no vale. Todos os tubos de acesso tem 2 m de profundidade, exceto os do vale que somente têm 1,8 m de profundidade (T14 e T15). As leituras foram feitas a 10, 20, 40, 60, 80, 100, 120, ..., 200 cm de profundidade, com uma frequência semanal (exceto durante as campanha intensivas, quando as leituras foram duas por semana).

No tubo T5 do Platô foi montado a bateria de tensiômetros nas mesmas profundidades que nos outros locais do ABRACOS, cuja leitura é simultânea com a do tubo.

Na floresta foram locados 5 tubos no platô (T16-T20), 6 tubos na declividade (T21-T26) e 4 no vale (T27-T30). Posteriormente, foi estabelecida outra unidade entre o vale e a declividade, onde foram alocados os tubos T25 e T27, denominada transição. A variação de armazenamento no vale é dominado pela oscilação-do nível freático (Hodnett et al., 1995a). Na declividade, o nível do freático parece ter pouca influência, e a transição mostra efeitos híbridos. Foram também instalados duas baterias de tensiômetros nos tubos T18 e T27 às mesmas profundidades que a bateria da pastagem, com exceção da bateria próxima ao vale, cujo tensiômetro mais profundo está a 150 cm. A profundidade dos tubos do platô e a declividade é de 2 m, entanto que os tubos localizados no vale (T26, T28, T29 e T30) têm somente 1,8 m de profundidade.

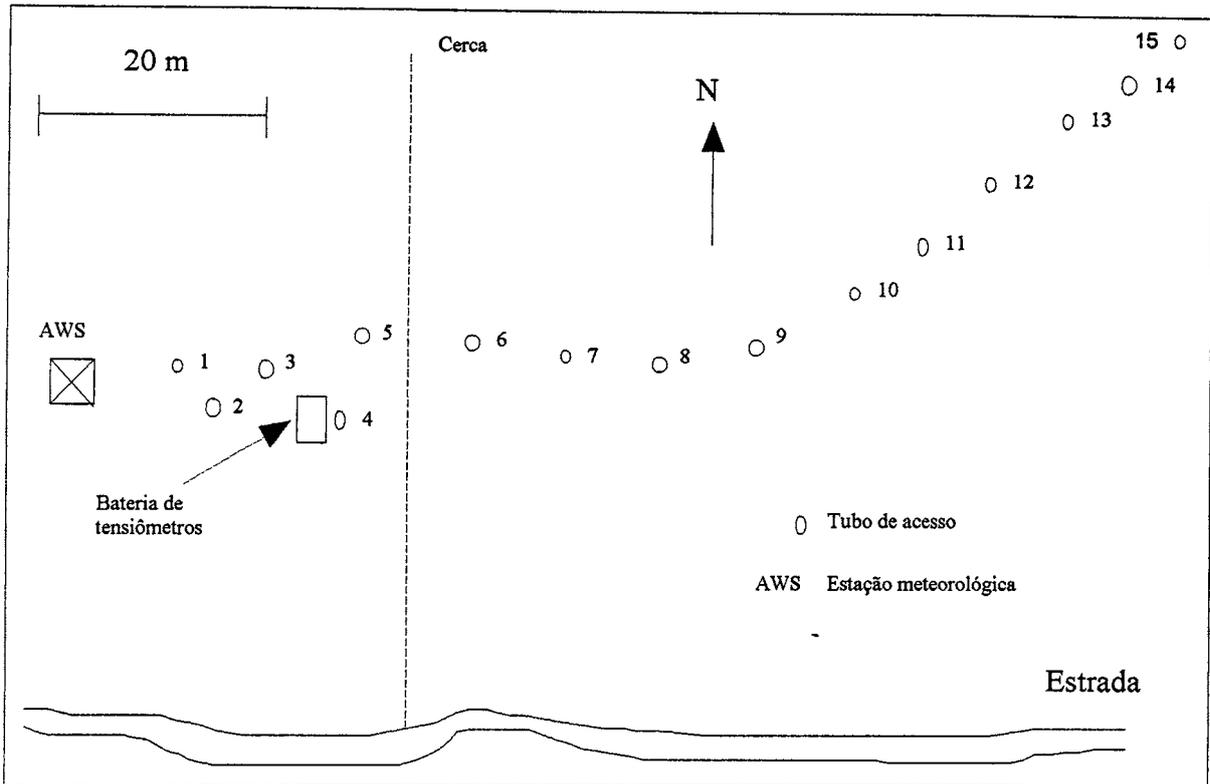


Figura 5.2a: Disposição do instrumental na pastagem da Fazenda Dimona - Manaus/AM

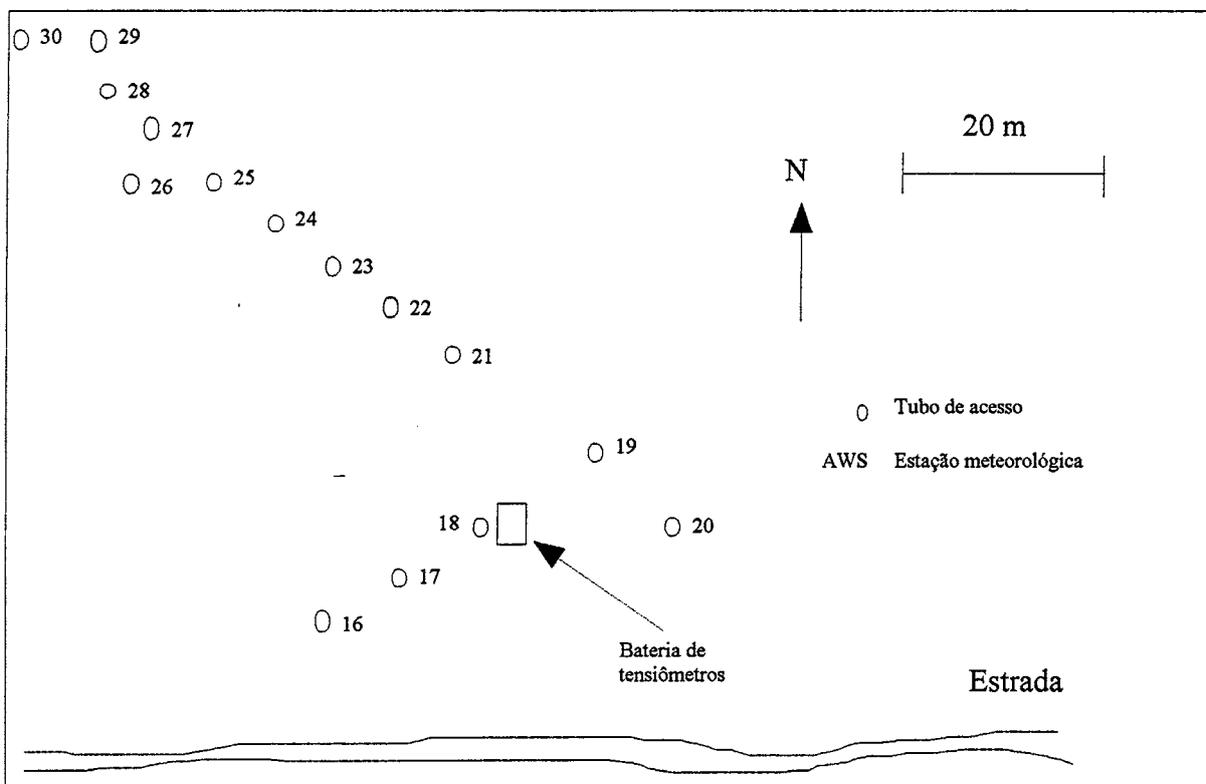


Figura 5.2b: Disposição do instrumental na floresta da Fazenda Dimona - Manaus/AM

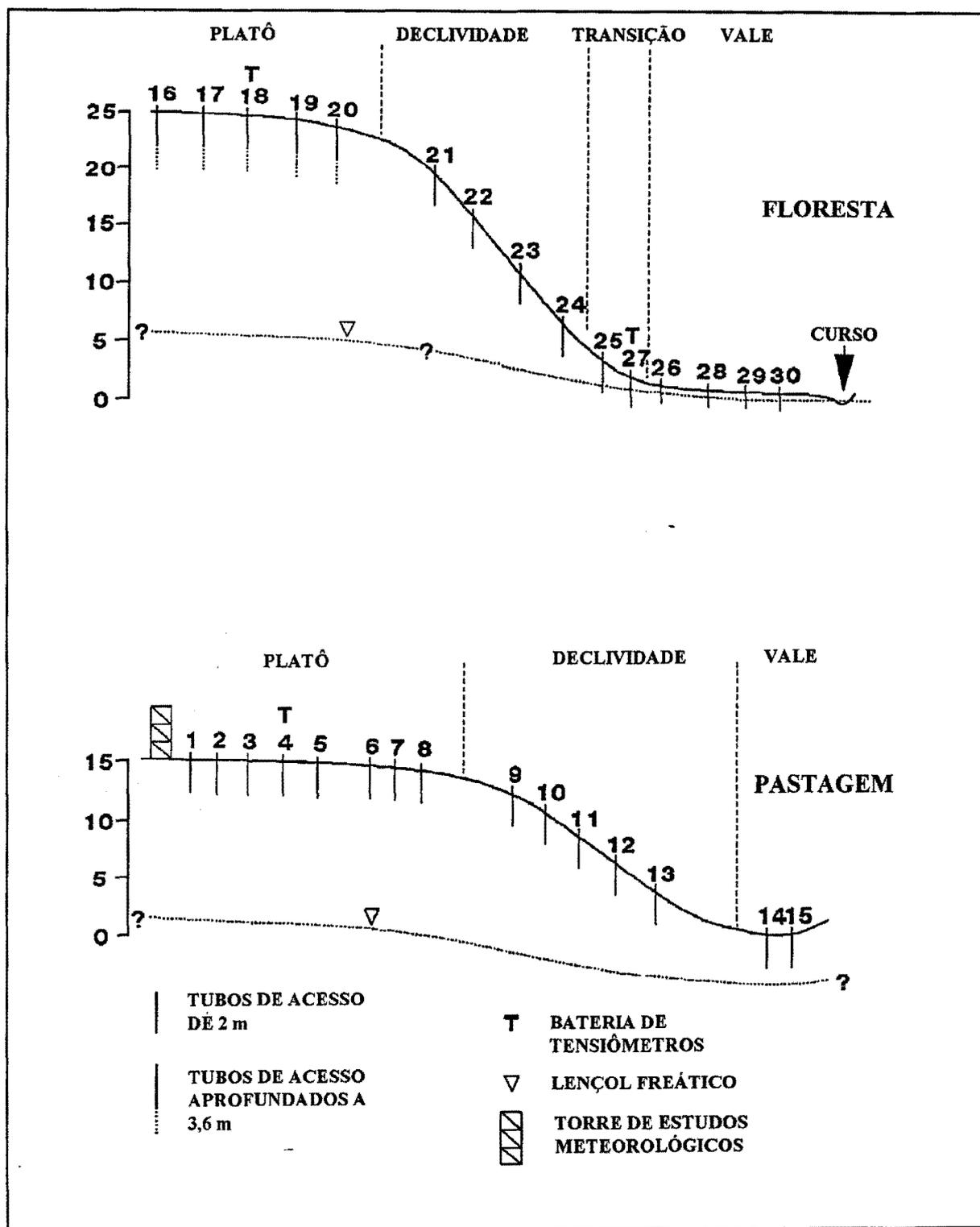


Figura 5.3: Linhas de amostragem na pastagem da Fazenda Dimona (Fonte: Hodnett et al., 1995a). As distâncias verticais estão em m.

Os dados do primeiro ano mostraram evidências de extração radicular abaixo de 2 m. Portanto, os 5 tubos do platô da floresta (T11-T15) foram aprofundados até 3,6 m em outubro de 1991.

Tabela 5.4: Curvas de calibração da sonda de neutrons em Manaus

Profundidade (m)	a_{NP}	b_{NP}
0,2 -1,0	0,781	-0,068
0,1	0,746	-0,079
1,0-2,0	0,842	-0,076
2,0-3,0	0,830	-0,078
3,0-3,8	0,829	-0,072

5.3.2 Descrição e características dos solos da área

Os solos da área são originários de rochas sedimentares (terciário e quaternário) de estratificação horizontal, arenosos e argilosos, que constituem platôs (chamados de terra firme) e planícies de inundação. Os terrenos entre as cotas 15 e 50 m acima dos cursos de água constituem as terras firmes, apresentando-se em chapadas e áreas dissecadas, formando pequenas colinas com vales estreitos (Rodrigues et al., 1971).

Nas terraças e chapadas mais elevadas (a mais de 80 m acima do nível de água) são encontrados latossolos de textura pesada e muito pesada; entre 80-100 m latossolos amarelos de textura média e aréias quartzosas latossólicas. Entre cotas 40-60 m, ocorrem podzóis e regossóis, e a menos de 40 m, solos hidromórficos (Rodrigues et al., 1971).

Os solos dos platôs (latossolos amarelos álicos) apresentam mais de 80% de argila a partir de 40 cm de profundidade. Sobre as superfícies intermediárias observam-se as transições entre latossolos; podzólicos vermelho amarelos álicos latossólicos (textura média a arenosa); e finalmente podzóis. Esses últimos apresentam vários metros de espessura de areia branca (Lucas et al., 1984).

A transição latossol-podzol estende-se ao longo de toda a vertente. As variações das características pedológicas de montante para jusante apresentam a seguinte seqüência (Lucas et al., 1984): a) início de uma diminuição progressiva do teor de argila; b) aparecimento de volumes ferruginosos móveis; c) desaparecimento de nódulos endurecidos; d) desenvolvimento de uma cor mais escura nos horizontes de superfície e um segundo acúmulo de matéria orgânica em profundidade; e) desaparecimento dos volumes ferruginosos tenros; f) surgimento de horizontes de superfície arenosos; g) aparecimento de matéria orgânica mal ligada à fração mineral (mor); h) surgimento de horizontes de superfície arenosos; i) aparecimento de um horizonte B_h a pouca

profundidade; j) diminuição mais rápida do teor de argila com clareamento da cor; k) aparecimento de horizontes B_n superpostos; l) branqueamento da maior parte do perfil. A figura 5.4 apresenta a toposequência típica encontrada na área de Manaus.

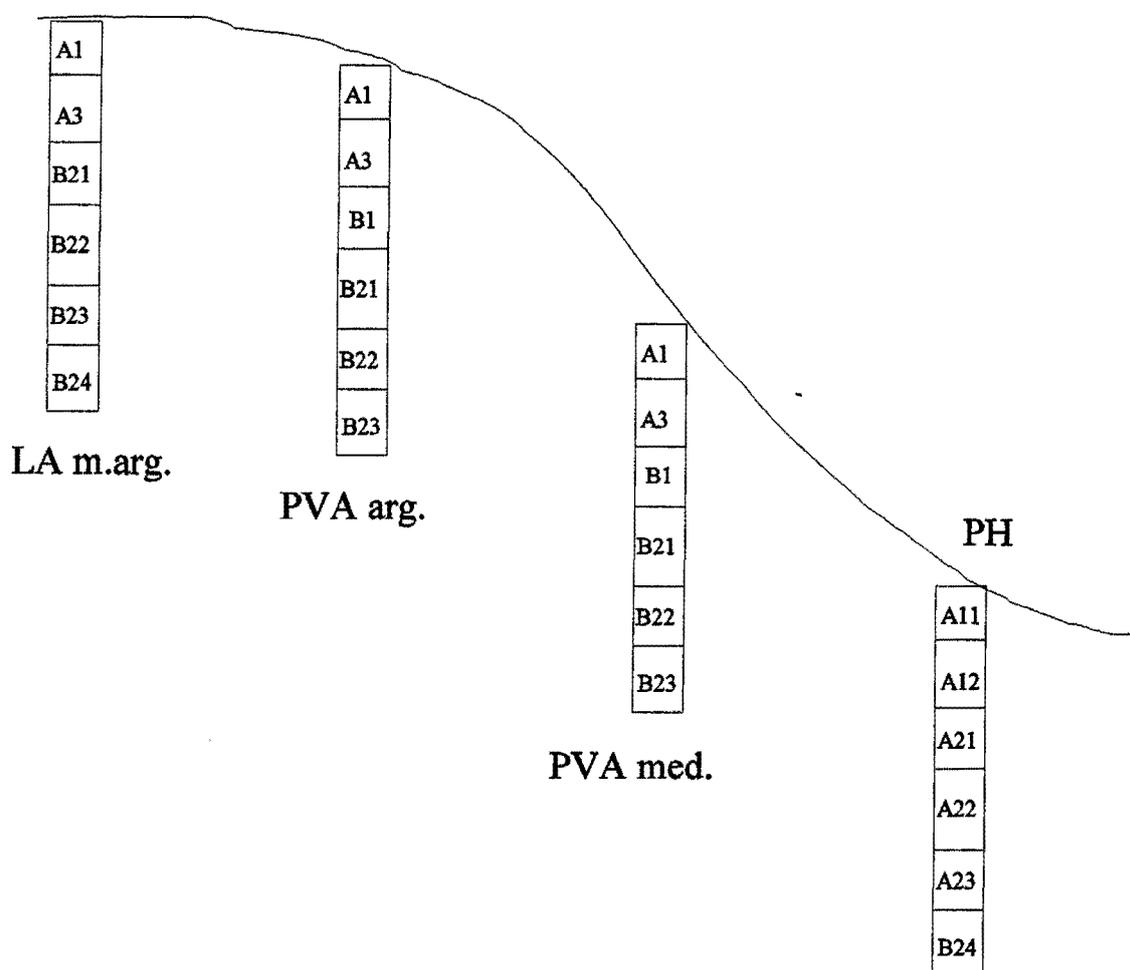


Figura 5.4: Toposequência na área de Manaus. **LA** indica latossolo amarelo; **PVA** podzólico vermelho amarelo; **PH** podzol hidromórfico; **m.arg.** indica textura muito argilosa; **arg.** textura argilosa e **med.** textura média.

O processo responsável pela formação dos latossolos é a laterização. A laterização envolve intensa lixiviação e ocorre onde a velocidade de decomposição da matéria orgânica iguala a de sua produção. A matéria orgânica se decompõe rapidamente devido à intensa ação microbiana proporcionada pela elevada temperatura e precipitação, é mineralizada e logo absorvida rapidamente pelas plantas. A grande velocidade de lixiviação elimina os sais solúveis de Ca, Mg,

Na e K, o que acentua a acidez aumentando a solubilidade da sílica. Como resultado, o perfil do solo é pobre em bases e intensamente ácido. As substâncias móveis são eliminadas no lençol freático. A coloração dos latossolos vai de amarelo a vermelho escuro, dependendo do grau de hidratação dos compostos de Fe, da distribuição de precipitação e da quantidade de materiais ferrosos existentes na rocha matriz. A diferença entre os horizontes B e C não é clara nesses solos (Vieira, 1981) e o gradiente textural é pequeno.

A podzolização é um processo que vem como consequência da eliminação de bases por lixiviação e do desenvolvimento de um estado ácido na superfície. A característica do podzol é a presença de um horizonte A₂, que se apresenta cinza devido à completa remoção dos compostos de ferro, Al, Ca, Mn ou Mg. Estes elementos são levados ao horizonte B, onde precipitam dando ao podzol várias colorações características, o que permite seu reconhecimento. Outro fator importante é a translocação de argila coloidal e húmus do horizonte A ao B. Dessa maneira, a textura do horizonte B se torna mais argilosa (Vieira, 1981).

Apresenta-se uma descrição geral dos perfis da toposequência encontrada em Manaus, obtidos na área do IPEAAOc (Instituto de Pesquisas Agropecuárias de Amazônia Ocidental), nas coordenadas 2°51'07"S, 57°57'20", conforme Rodrigues et al. (1972):

a) Latossolo Amarelo, textura muito argilosa, floresta equatorial úmida, relevo ondulado.

Localização: 500 m da estrada, atrás do prédio do IPEAAOc.

Situação e declive: perfil de trincheira, declividade de 1%.

Litologia e formação geológica: terciário formação Manaus.

Material originário: sedimento argilosos.

Erosão: praticamente nula.

Drenagem: Bem drenado.

Relevo: local - plano

regional ondulado -

Vegetação: floresta equatorial úmida.

Uso atual: cobertura vegetal natural.

A₁ - 0-8 cm: Bruno aczentado-claro (10 YR 6/3, úmido); argila pesada; fraca moderada pequena bloco subangular e fraca pequena granular; poros e canais muitos, friável plástico e pegajoso; transição plana e difusa.

A₃ - 8-33 cm: Bruno muito claro aczentado (10 YR 7/4, úmido); argila pesada; moderada pequena bloco subangular; poros e canais muitos; ligeiramente firme plástico e pegajosos;

transição plana e difusa.

B₂₁ - 33-70 cm: amarelo (10YR 7/6, úmido); argila pesada; moderada pequena e média bloco subangular; cerosidade pouca e fraca; poros e canais muitos; ligeiramente firme plástico e pegajosos, transição plana e difusa.

B₂₂ - 70-104 cm: amarelo (10YR 7/6, úmido); argila pesada; fraca e moderada pequena e média bloco subangular; superfície tosca pouca; poros e canais muitos; ligeiramente firme plástico e pegajoso, transição plana e difusa.

B₂₃ - 104 - 150 cm: amarelo (10YR 7/8, úmido); argila pesada, fraca a moderada pequena e média bloco subangular; poros muitos e canais comuns, ligeiramente firme plástico e pegajoso; transição plana e difusa.

B₂₄ - 150-170 cm: amarelo (10YR 7/8 úmido); argila pesada; fraca a moderada pequena e média bloco subangular; poros muitos, canais comuns; ligeiramente firme plástico e pegajoso.

Observações: Raízes finas e médias muita no A₁, comuns no A₃, poucas no B₂₁ e B₂₄; finas e poucas no B₂₃ e B₂₄; grossas comuns no A₁ e A₃; B₂₁ poucas. Atividade de organismos comuns em todo o perfil. Ocorrência de fragmentos de carvão no A₃ e B₂₁.

Tabela 5.5: Granulometria do latossolo amarelo muito argiloso (Fonte: Rodrigues et al., 1972).

Horizonte	Profundidade (cm)	Granulometria* (%)			
		Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila
A ₁	0-8	8	1	10	81
A ₃	8-33	7	2	3	88
B ₂₁	33-70	4	1	4	91
B ₂₂	70-104	4	1	4	91
B ₂₃	104-150	4	1	4	91
B ₂₄	150-170+	3	1	3	93

* areia grossa 2 - 0,2 mm
 areia fina 0,2 - 0,05 mm
 silte 0,05 - 0,002 mm
 argila < 0,002 mm

b) Podzólico vermelho Distrófico textura pesada - floresta equatorial úmida - relevo suavemente ondulado a ondulado.

Localização: a 3000 m da rodovia AM-1, na picada de extrema direita IPEAAOc.

Situação e declive: perfil de trincheira.

Litologia e formação geológica: terciário-formação Manaus.

Material originário: sedimentos.

Erosão: praticamente nula.

Drenagem: bem drenado.

Relevo: suavemente ondulado a ondulado.

Vegetação: floresta equatorial úmida de "terra firme".

Uso atual: cobertura vegetal natural.

A₁ - 0-12 cm: bruno amarelado (10YR 5/4, úmido); areia franca; fraca pequena e média bloco subangular e pequena granular, desfazendo-se prontamente em terra fina; poros e canais muitos; friável não-plástico e não pegajoso; transição plana e difusa.

A₃ - 12-43 cm: bruno amarelo (10YR 5/4, úmido); franco argilo arenoso; fraca pequena média bloco subangular; poros e canais muitos; friável ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual.

B₁ - 43-66 cm: amarelo brunado (10YR 6/4, úmido); argila arenosa; fraca pequena e média bloco subangular; poros e canais muitos; friável plástico e pegajoso; transição plana e difusa.

B₂₁ - 66-103 cm: amarelo brunado (10 YR 6/6 úmido); argila arenosa; fraca pequeno e média bloco subangular; poros e canais muitos; friável plástico e pegajoso; transição plana e difusa.

B₂₃ - 142-165 cm: bruno forte (7,5 YR 5/8, úmido); argila arenosa; fraca pequena e média bloco subangular; poros e canais muitos; friável plástico e pegajoso.

Observações: raízes finas e médias muitas no A₁ e A₃, finas poucas no B₂₁, B₂₂ e B₂₃, grossas poucas no A₁. Fragmentos de carvão no A₃ e B₁. Atividade de organismos muita no perfil.

Tabela 5.6: Granulometria do podzólico vermelho amarelo distrófico textura argilosa (Fonte: Rodrigues et al., 1972).

Horizonte	Profundidade (cm)	Granulometria (%)			
		Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila
A ₁	0-12	66	11	9	13
A ₃	12-43	53	11	14	23
B ₁	43-66	44	10	10	36
B ₂₁	66-103	45	11	8	36
B ₂₂	103-142	43	11	10	39
B ₂₃	142-165	40	10	10	40

c) Podzólico Vermelho-Amarelo Distrófico textura média - floresta equatorial úmida - relevo suavemente ondulado.

Localização: 800 m da estrada AM-1 picada número 2, IPEAAOc, Estado do Amazonas.

Situação e declive: perfil de trincheira.

Litologia e formação geológica: terciário formação Manaus.

Material originário: sedimentos.

Erosão: praticamente nula.

Relevo: suavemente ondulado.

Vegetação: floresta equatorial úmida de terra firme.

Uso atual: cobertura vegetal natural.

O - 2 - 0 cm: formado de material orgânico decomposto e em decomposição.

A₁ - 0 - 10 cm: bruno amarelado (10YR 5/4, úmido); areia; fraca pequena e média bloco subangular, fraca e pequena granular, desfazendo-se prontamente em terra fina; poros e canais muitos; friável não plástico e não pegajoso; transição plana e difusa.

A₃ - 10 - 26 cm: bruno amarelado (10YR 5/8, úmido); areia fraca; fraca pequena e média bloco subangular, desfazendo-se prontamente em terra fina; poros e canais muitos; muito friável não plástico e não pegajoso; transição plana e gradual.

B₁ - 26- 53 cm: bruno amarelado (10YR 6/4, úmido); franco arenoso; fraca pequena e média bloco subangular, desfazendo-se prontamente em terra fina; poros e canais muitos; muito friável ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual.

B₂₁ - 53 - 93 cm: amarelado brunado (10YR 6/6, úmido); franco argilo-arenoso; fraca pequena e média bloco subangular, desfazendo-se prontamente em terra fina; poros e canais muitos, muito friável ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e difusa.

B₂₂ - 93 - 140 cm: amarelo avermelhado (7,5 YR 6/6 úmido); franco argilo-arenosos; fraca pequena média bloco subangular, desfazendo-se prontamente em terra fina; poros e canais muitos; muito friável ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e difusa.

Observações: raízes finas e médias abundantes no A₁ e A₃, muitos no B₁, comuns no B₂₁. Finas comuns no B₂₁, B₂₂ e poucas no B₂₃. Atividade de organismos muita em todo o perfil. Ocorrência de carvão no B₁.

Tabela 5.7: Granulometria do podzólico vermelho amarelo distrófico textura média (Fonte: Rodrigues et al., 1972).

Horizonte	Profundidade (cm)	Granulometria (%)			
		Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila
A ₁	0-10	81	6	8	5
A ₃	10-26	76	11	3	10
B ₁	26-53	63	15	4	18
B ₂₁	53-93	56	16	4	24
B ₂₂	93-140	59	15	5	21
B ₂₃	140-170+	56	17	5	22

d) Podzol Hidromórfico.

Localização: 2500 m da estrada AM-1, na picada número 3, IPEAAOc, Estado do Amazonas.

Situação e declive: perfil de trincheira, 2% de inclinação.

Litologia e formação geológica: quaternário pleistoceno.

Material originário: sedimentos.

Erosão: praticamente nula.

Drenagem: imperfeitamente drenado.

Relevo: plano

Vegetação: mata rala.

Uso atual: cobertura vegetal natural.

O - 5 - 0 cm: formado de material orgânico decomposto e em decomposição entrelaçada de raízes finas.

A₁₁ - 0 - 11 cm: cinza (10YR 5/1, úmido); pontos de matéria orgânica de cor bruno aczentado muito escuro (10YR 3/2, úmido); aréia; grãos simples e muito fraca pequena granular; muito friável não plástico e não pegajoso, transição plana e difusa.

A₁₂ - 11 - 30 cm: cinza claro (10 YR 6/1, úmido); aréia; grãos simples; poros muitos; solto não plástico e não pegajoso; transição plana e difusa.

A₂₁ - 30 - 64 cm: cinza claro (10YR 7/1, úmido); aréia; grãos simples; muitos poros; solto não plástico e não pegajoso; transição plana e difusa.

A₂₂ - 64 - 105 cm: cinza claro (5 YR 7/1, úmido); aréia, grãos simples; poros muitos; solto não-

plástico e não pegajoso; transição plana e difusa.

A₂₃ - 105 - 145 cm: cinzento rosado (5 YR 7/2, úmido); aréia grosseira, grãos simples; poros muitos; solto não-plástico e não pegajoso; transição ondulada e clara.

B_h - 145 - 195 cm: bruno escuro (10YR 3/3, úmido); aréia grosseira; grãos simples; poros muitos; solto não plástico e não pegajoso.

B_{hir} - 195 cm +: (orstein) - encontrado com o trado.

Observações: raízes finas e médias muitas no A₁₁ e A₁₂, comuns no A₂₁, A₂₂, finas comuns no A₂₃ e poucas no B_h. Pontuações de matéria orgânica no perfil. Lençol freático a 170 cm. Atividade de organismo comum no A₁₁, A₁₂ e A₂₁. Canais comuns no A₁₁, A₁₂ e A₂₁. Quartzo rolado no perfil, no A₂₃ a textura é areia grosseira com muito quartzo.

Tabela 5.8: Granulometria do podzol hidromórfico (Fonte: Rodrigues et al., 1972)

Horizonte	Profundidade (cm)	Granulometria (%)			
		Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila
A ₁₁	0-11	98	0	0	2
A ₁₂	11-30	98	0	0	2
A ₂₁	30-64	98	0	2	0
A ₂₂	64-105	95	4	0	1
A ₂₃	105-145	98	1	0	1
B _h	145-195+	93	1	2	4

Nortcliff e Thornes (1981) mediram a condutividade hidráulica saturada através de amostras de solo na Reserva Ducke. Para as camadas entre 0,16 e 0,6 m a condutividade média foi de 1567 mm h⁻¹. Entre 0,9 e 1,15 m a condutividade saturada foi de 217 mm h⁻¹. As determinações de Nortcliff e Thornes (1981) apresentam restrições de representatividade devido ao tamanho da amostra e às dificuldades de obter amostras não perturbadas.

Correa (1984) estudou as propriedades físicas dos solos localizados da Unidade de Pesquisa da EMBRAPA no município de Itacoatiara (2°51'07" a 2°54'10"S, 57°57'20" a 60°01'03"W) no km 30 da rodovia AM-10. Correa (1984) determinou a curva de retenção para cada horizonte no latossolo amarelo, no podzólico vermelho amarelo e no podzol hidromórfico. O autor mostra que as curvas de retenção do latossolo amarelo e o podzólico vermelho amarelo apresentam tendência a horizontalidade a partir da tensão de 2 atm (-2066cm). Para o podzol hidromórfico, a

horizontalidade da curva inicia-se a partir de 1 atm (-1033cm). A disponibilidade de água é de 70 mm m⁻¹ para o latossolo e de 74-76 mm m⁻¹ para o podzólico vermelho amarelo. Já o podzol hidromórfico apresentou uma disponibilidade de 32 mm m⁻¹. A tabela 5.9 apresenta um resumo dos resultados de Correa (1984).

Medina e Leite (1985), usando infiltrômetros de duplo anel, obtiveram taxas médias de infiltração na superfície variando entre 223 mm h⁻¹ e 285 mm h⁻¹ na floresta virgem e em seringueiras, e de 33 a 59 mm h⁻¹ no caso de solos submetidos ao trânsito frequente de maquinária agrícola. Os valores de infiltração no caso de floresta são bem menores aos obtidos por Nortcliff e Thornes (1981) utilizando amostras do solo.

Dias e Nortcliff (1985) usando infiltrômetro de duplo anel, encontraram valores de 2000 mm h⁻¹ na floresta próxima a Manaus, um valor muito similar para área desmatada por queimada, e uma taxa de 390 mm h⁻¹ para uma área desmatada com maquinária pesada.

Tabela 5.9: Algumas características físicas dos solos na rodovia AM-10, km 30 (Fonte: Correa, 1984).

Solo	Hor	Profundidade (cm)	Dens real (g cm ⁻³)	Dens Ap (g cm ⁻³)	Porosidade (%)
Latossolo Amarelo muito argiloso	A ₁	0-8	2,4	0,9	62
	A ₃	8-33	2,4	1,1	54
	B ₂	33-70	2,5	1,2	52
Podzólico Vermelho Amarelo textura argilosa	A ₁	0-12	2,5	0,9	64
	A ₃	12-43	2,5	1,2	52
	B ₁	43-66	2,6	1,3	50
	B ₂	66-103	2,6	1,4	46
Podzólico vermelho amarelo textura média	A ₁	0-10	2,5	1,2	52
	A ₃	10-26	2,6	1,3	50
	B ₁	26-53	2,6	1,3	50
	B ₂₁	53-93	2,6	1,3	50
Podzol hidromórfico	A ₁₁	0-11	2,6	1,5	42
	A ₁₂	11-30	2,6	1,4	46
	A ₂₁	30-64	2,6	1,5	42

Tomasella e Hodnett (1995) realizaram determinações de condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) com permeâmetro CSIRO (Perroux e White, 1988), de umidade na saturação natural (θ_{sat}) e densidade aparente no latossolo amarelo na pastagem da Fazenda Dimona. Os resultados estão

resumidos na tabela 5.10. Os testes estatísticos não indicam diferenças significativas, entre a superfície e 30 cm de profundidade, de condutividade hidráulica saturada, densidade aparente e umidade na saturação natural. Isto sugere efeitos pouco importantes de compactação. Estudos prévios (Dias e Nortcliff, 1984; Chauvel et al., 1991) mostraram que ocorrem variações significativas nos primeiros 10 cm de solo por efeitos de desmatamento com maquinária pesada. No entanto, as modificações são menores no caso de desmatamento pelo método tradicional de corte e queimada (Dias e Nortcliff, 1984). Medina e Leite (1985), por meio de ensaios de infiltração, mostraram que não existem diferenças significativas nas taxas de infiltração entre a cobertura natural e diversos tipos de cultivos quando o solo preserva a cobertura vegetal e não é submetido ao trânsito intenso de maquinária agrícola.

Tabela 5.10: Alguns parâmetros físicos dos solos da Fazenda Dimona, médias aritmética de n medições e desvio padrão indicado entre parentesis (Fonte: Tomasella e Hodnett, 1995).

Profundidade (cm)	θ_{sat}	K_{sat} (mmh ⁻¹)	Densidade apa- rente (gr cm ⁻³)	n
0	0.484 (0.049)	66.41 (55.77)	1.06 (0.104)	10
30	0.520 (0.011)	96.65 (45.88)	1.07 (0.037)	6
105	0.516 (0.010)	16.81 (7.22)	1.12 (0.020)	7

A tabela 5.10 mostra que na profundidade de 105 cm o solo apresenta condutividade menor e densidade maior, devido provavelmente à baixa proporção de raízes e a menor atividade biológica, que parecem ser os principais responsáveis pelas propriedades físicas próximas à superfície. Nesse sentido, Nepstad et al. (1994) mostraram que a biomassa de raízes finas decresce desde 2 mg cm⁻³ na superfície a 0,05 mg cm⁻³ a 125 cm de profundidade na floresta e de 5 mg cm⁻³ a 0,04 mg cm⁻³ na pastagem.

Tomasella e Hodnett (1995) determinaram a condutividade hidráulica não saturada pelo método do perfil instantâneo (Hillel et al., 1972) no platô da pastagem da Fazenda Dimona (onde ocorre o latossolo amarelo) em duas experiências denominadas Kplot1 e Kplot2. A figuras 5.5a,b e 5.6a,b mostram as curvas de retenção e de condutividade hidráulica determinadas com esse método. Os autores mostram que a condutividade hidráulica destes solos é fortemente influenciada pela presença de mesoporos (originados por ação biológica), particularmente entre 50 e 75 cm de

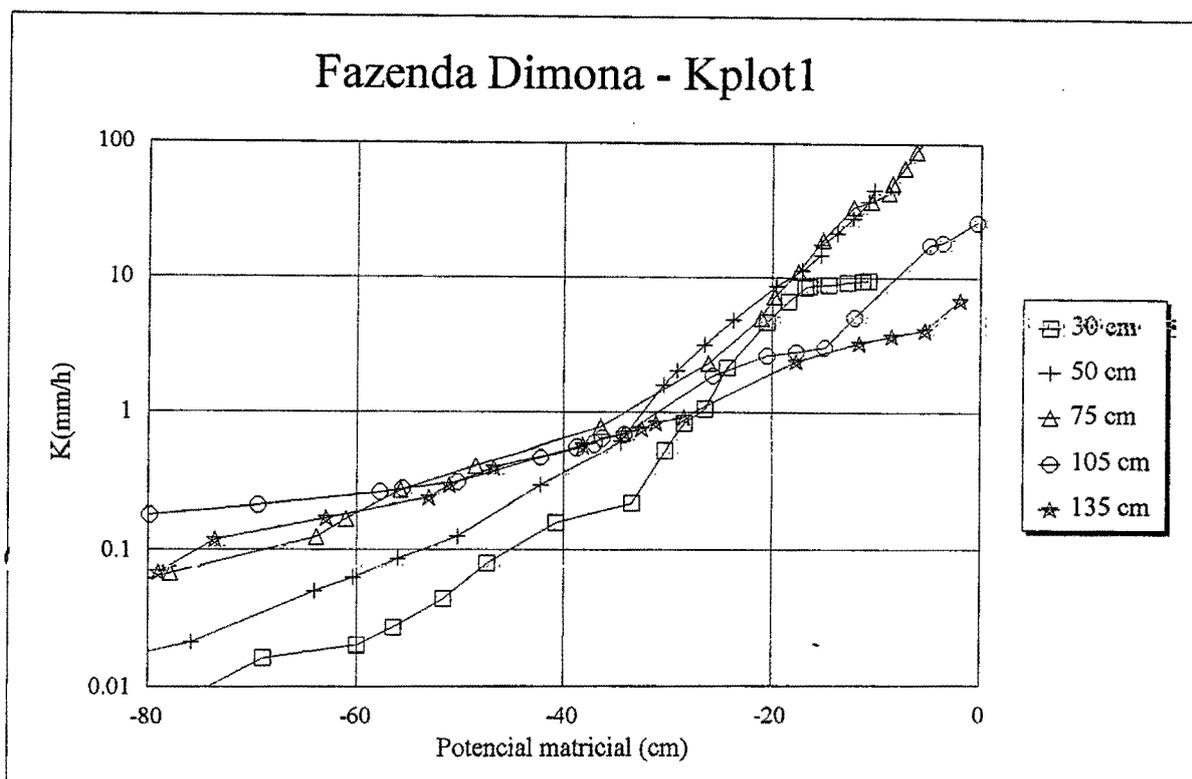
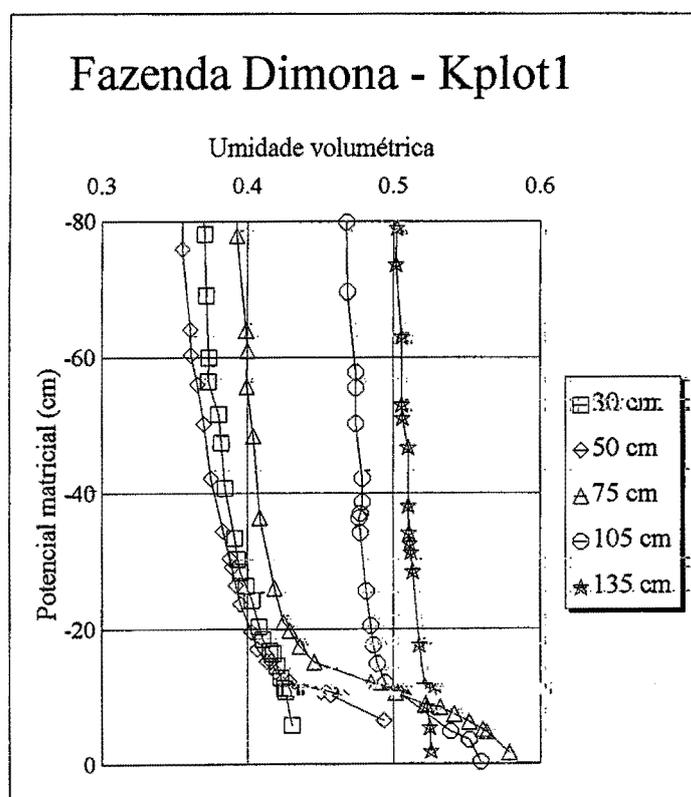


Figura 5.5a: Condutividade hidráulica não saturada K em função do potencial matricial em diferentes profundidades no platô da pastagem da Fazenda Dimona.



Figuras 5.5b: Curvas de retenção em diferentes profundidades no platô da pastagem da Fazenda Dimona.

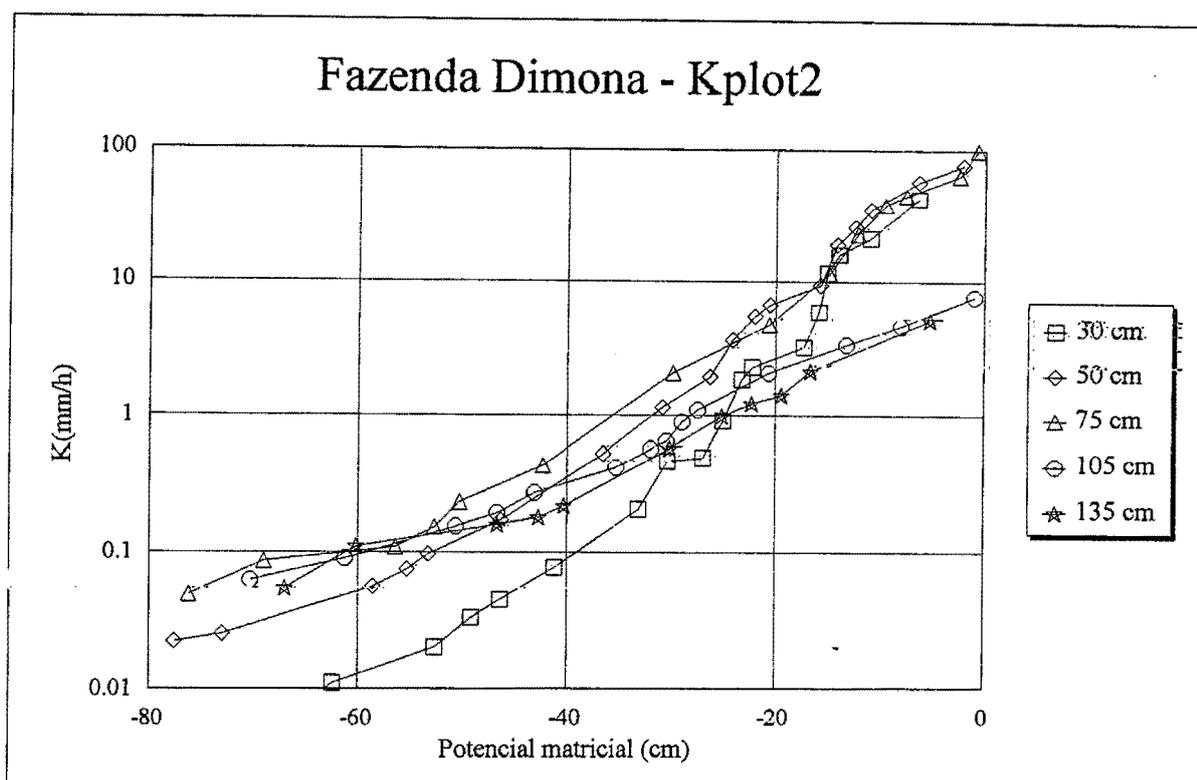
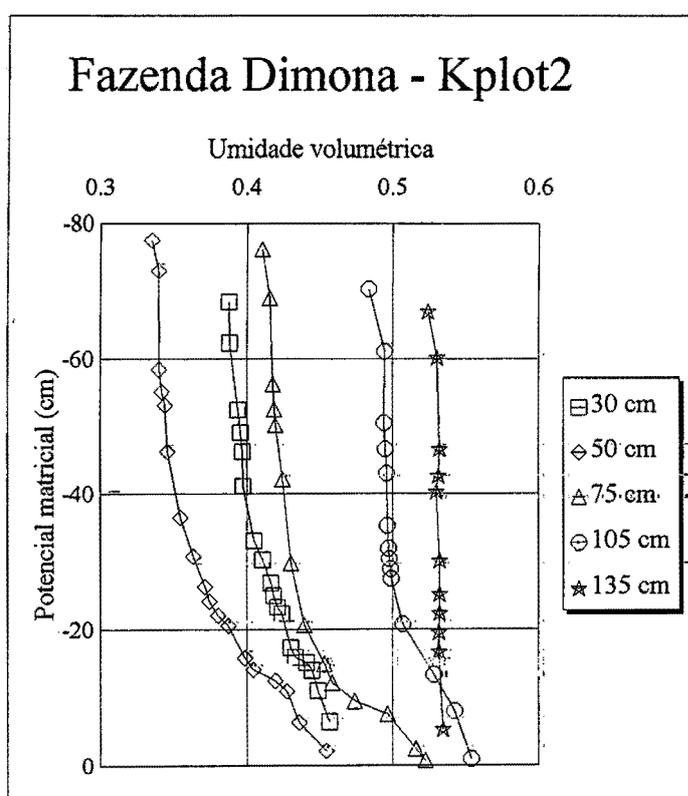


Figura 5.6a: Condutividade hidráulica não saturada em função do potencial matricial em diferentes profundidades no platô da pastagem da Fazenda Dimona.



Figuras 5.6b: Curvas de retenção em diferentes profundidades no platô da pastagem da Fazenda Dimona.

profundidade. Nessas camadas, a condutividade hidráulica e a umidade do solo mostram um rápido decréscimo entre 0 e -20 cm de potencial matricial. A profundidades maiores que 1 m, as curvas de retenção e características apresentam um decréscimo mais suave com a diminuição de potencial matricial, devido à menor presença de mesoporos. Nos horizontes mais profundos, o comportamento do solo apresenta uma variação mais típica de um solo argiloso. As curvas de condutividade hidráulica mostram que, para valores próximos à saturação, a condutividade é maior nos horizontes superficiais. No entanto ocorre o contrário para potenciais menores que -20 cm, onde as curvas de condutividade se cruzam.

A figura 5.7 apresenta as curvas de retenção às profundidades de 40, 60, 80 e 100 cm na pastagem e floresta da fazenda Dimona, respectivamente. As curvas foram obtidas combinando-se leituras simultâneas de tensiômetros e medições de umidade volumétrica com sonda de nêutrons durante o monitoramento regular do Projeto ABRACOS. Nesses perfis estão incluídos valores de umidade medidos quando os tensiômetros se encontravam fora de escala. A tais valores foi assinalado arbitrariamente um potencial matricial de -900 cm, não pertencem à curva de retenção e devem ser analisados apenas como indicativos do intervalo de variação de umidade volumétrica.

Estas curvas de retenção correspondem aos tubos T4, no caso da pastagem, e T18 no caso da floresta, onde análises qualitativas indicam que o solo predominante é o latossolo amarelo. Pode-se observar que as curvas da pastagem, comparadas às da floresta, apresentam-se defasadas às profundidades de 40 e 60 cm, e tendem a se superpor a profundidades maiores que 80 cm.

Apesar das curvas de retenção se apresentarem defasadas nas profundidades de 40 e 60 cm, elas mostram uma marcada semelhança no intervalo de variação de umidade em função do potencial matricial. Estas diferenças devem-se a variabilidades pontuais nas propriedades físicas do solo e não implicam em uma alteração significativa devido ao efeito de desmatamento. Como foi mostrado por Dias e Nortcliff (1984), ainda no caso de efeitos de compactação fortes, as modificações limitam-se a profundidades menores que 20 cm. Na análise de resultados (vide capítulo 6), mostra-se que estas diferenças nas propriedades de retenção dos horizontes superiores do solo (40 e 60 cm) da floresta e da pastagem na Fazenda Dimona desaparecem quando é considerada a variação de armazenamento média medida em todos os tubos dos platôs de ambas áreas.

Da comparação das curvas a diferentes profundidades, pode-se observar que há heterogeneidade no sentido vertical. O solo apresenta um comportamento similar a de um solo arenoso próximo à superfície, e de um solo mais argiloso a profundidades maiores. Esses resultados estão em concordância com os obtidos pelo método do perfil instantâneo.

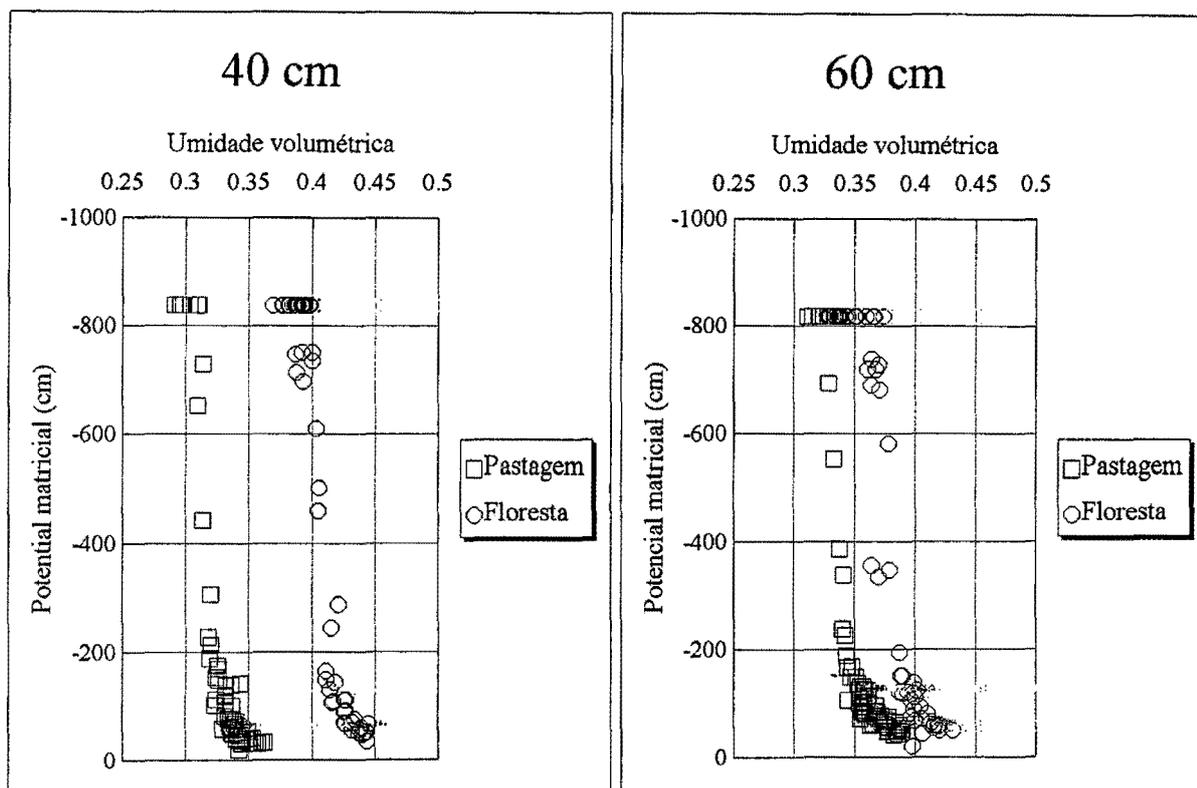


Figura 5.7: Curvas de retenção na pastagem e floresta da Fazenda Dimona (Manaus) a 40 e 60 cm de profundidade.

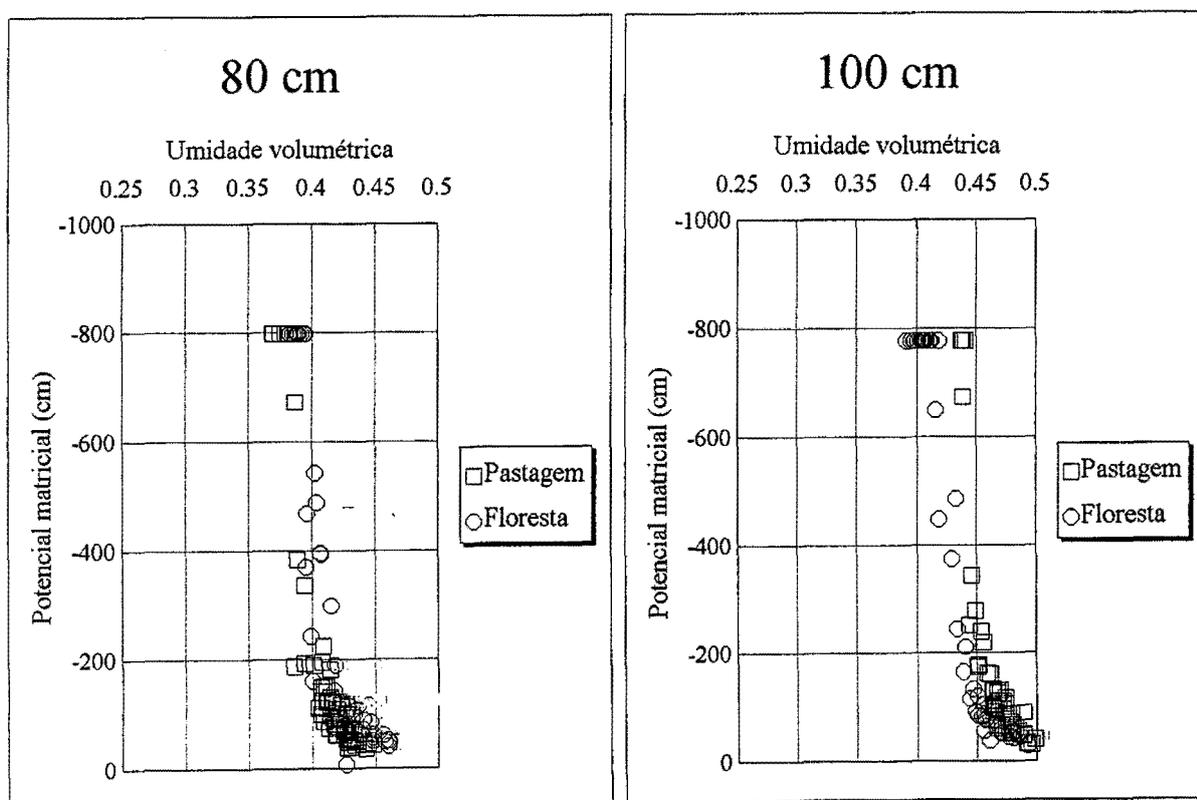


Figura 5.7: Curvas de retenção na pastagem e floresta da Fazenda Dimona (Manaus) a 80 e 100 cm de profundidade.

5.4 Ji-Paraná (RO).

Sob o ponto de vista geomorfológico, o local experimental do Projeto ABRACOS em Ji-Paraná apresenta diferenças de relevo com a área de pastagem. A precipitação média anual na região é de 1950 mm (Estação Vilhena: 12° 43'S, 60° 03'W). Conforme a classificação de Köppen, o clima da área enquadra-se no tipo Am, que corresponde às florestas tropicais com chuva tipo monção, com precipitações muito intensas no verão. A temperatura média da área situa-se em torno de 24°C. Os valores de umidade relativa ficam entre 80 e 85% (RADAMBRASIL, 1978).

5.4.1 Descrição dos locais

a) Floresta: O local experimental é uma floresta de terra firme na Reserva Jarú (10° 05'S, 61° 55'W). A altura média da floresta é de 33 m, com árvores emergentes a 44 m e o dossel se iniciando a 26 m. Detalhes sobre as espécies dominantes podem ser encontrados em Mc William et al. (1995). A geomorfologia da área se apresenta como relevo dissecado em cristas, com vertentes pronunciadas nas áreas de serra (RADAMBRASIL, 1978).

b) Pastagem: Fazenda Nossa Senhora de Aparecida (10°45'S 62°22'W) é uma área criada há 12 anos por queimadas e semeados de espécies tais como *Brachiaria brizantha* e uma pastagem perene denominada "estrela de África" em América Latina ("signal grass" no leste de África). É uma espécie razoavelmente tolerante à seca (Mc William et al., 1995). A proporção de solo desnudo está em torno de 15% e a altura média da pastagem foi de 60 cm em abril de 1993 (Wright et al., 1995b). O relevo é característico de uma superfície rebaixada, com cursos de drenagem incipientes que dissecam o relevo em colinas e interflúvios tabulares. O relevo dominante é plano a suave ondulado (RADAMBRASIL, 1978).

5.3.2 Disposição do instrumental de observação

Em Ji-Paraná foram instalados 6 tubos de acesso de sonda de nêutrons na pastagem (figura 5.8 a), denominados T1-T6, até uma profundidade de 3,6 m. Isso permitiu a medição de umidade volumétrica a 10, 20, 40, 60, 80, 100,...360 cm de profundidade. A tabela 5.11 mostra os coeficientes de calibração utilizados na pastagem e floresta de cada local para a determinação da umidade.

Em torno do tubo T5 foi instalado uma bateria de tensiômetros de mercúrio para determinação

do potencial matricial às profundidades de 20, 40, 60, 80, 100, 120, 150, 180, 210 cm.

Na área de floresta de Ji-Paraná (figura 5.8 b) foram montados 8 tubos (T11-T18). A presença de basamento rochoso não permitiu estender todos os tubos até 3,6 m como na pastagem. A tabela 5.12 apresenta o comprimento dos tubos no caso da Reserva Jarú.

Tabela 5.11: Curvas de calibração da sonda de neutrons em Ji-Paraná.

Local	Profundidade (m)	a_{NP}	b_{NP}
Reserva Jarú	0-0,5	0,804	-0,013
	0,5-1,0	0,793	-0,028
	1,0-1,5	0,798	-0,037
	1,5-2,0	0,802	-0,045
	2,0-2,5	0,790	-0,051
	2,5-3,0	0,796	-0,049
	3,0-3,5	0,810	-0,040
Fazenda Nossa Senhora	0-0,5	0,790	-0,026
	0,5-1,0	0,820	-0,051
	1,0-1,5	0,920	-0,046
	1,5-2,0	0,840	-0,041
	>2,0	0,840	-0,014

Tabela 5.12: Profundidade de medição de umidade volumétrica na Reserva Jarú

Tubo	Profundidade (m)
11	2,00
12	2,20
13	3,20
14	3,60
15	2,40
16	3,60
17	2,60
18	2,80

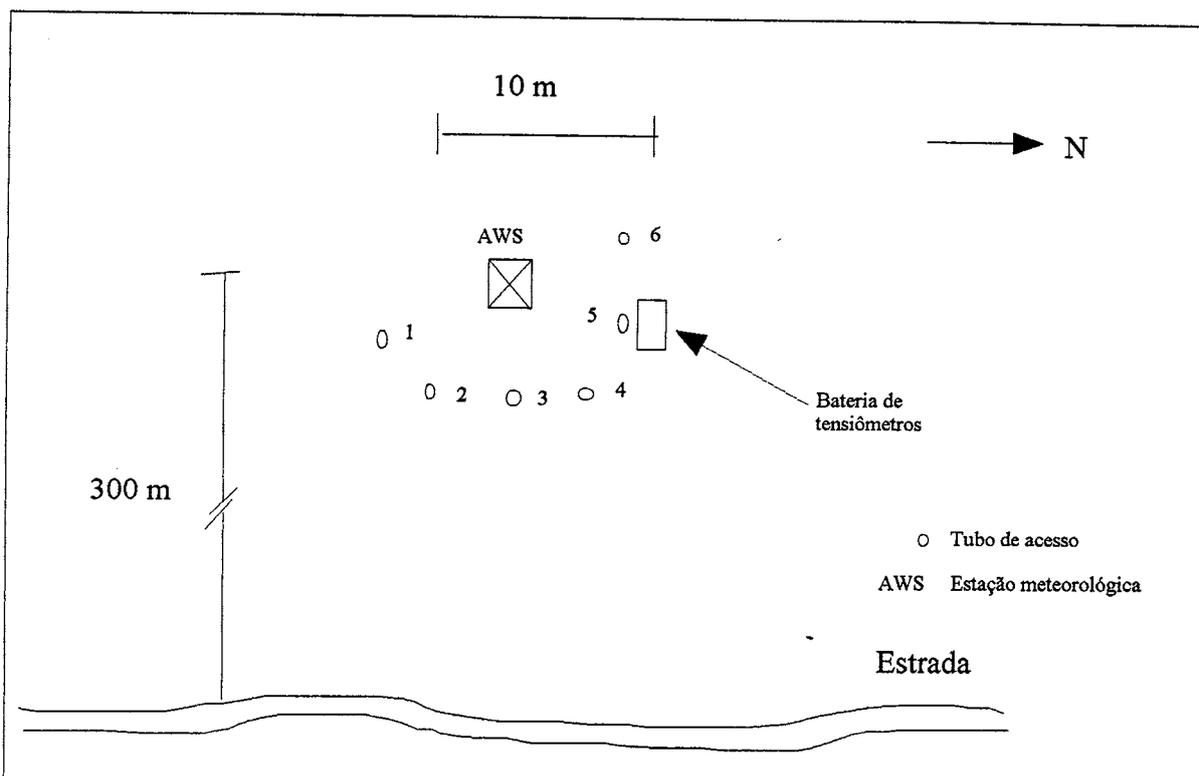


Figura 5.8a: Disposição do instrumental na pastagem da Fazenda Nossa Senhora

Ji-Paraná/RO.

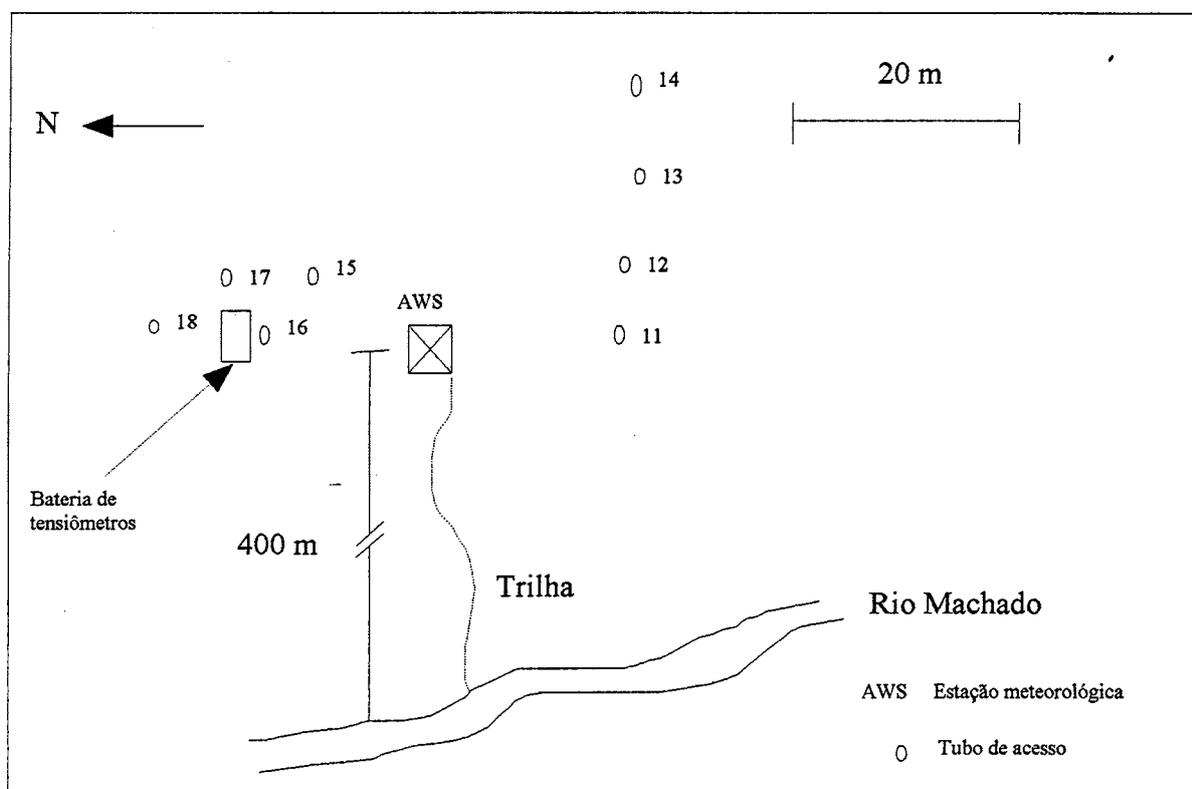


Figura 5.8b: Disposição do instrumental na floresta da Reserva Jarú - Ji-Paraná/RO.

A bateria de tensiômetros para determinação do potencial matricial na floresta foi instalada em torno do tubo T16 às mesmas profundidades que na pastagem.

5.4.3 Descrição e características dos solos da área

Os solos da área podem ser classificados como podzólicos vermelhos amarelos distróficos ou álicos conforme RADAMBRASIL (1978). São solos com argila de atividade baixa, bem a moderadamente drenados, de profundidade variável, apresentando uma seqüência de horizontes do tipo A, B, C. A diferença entre distróficos e álicos refere-se à saturação de bases e alumínio. São solos originários da decomposição de rochas do pré-cambriano, e também sob sedimentos da formação Solimões. Ocorrem em relevo plano ao montanhoso, sob uma cobertura original de floresta densa ou aberta. Apresenta-se uma descrição de um perfil deste solo conforme RADAMBRASIL (1978):

Classificação: Podzólico vermelho amarelo epieutrófico, argila de atividade baixa A moderado textura argilosa.

Localização Município de Porto Velho (RO), (10°47'S, 62°47'W).

Situação declive e erosão: Local aplainado, com declive de 0 ao 2% e erosão nula/laminar ligeira.

Material originário: Produto da decomposição de granitos e gnaisses. Pré-Cambriano.

Relevo: plano.

Drenagem: bem drenado.

Cobertura vegetal: floresta densa.

A₁ - 0 - 10 cm; bruno escuro (7/5 YR 3/2); franco-arenoso; grãos simples; solto, não plástico e não pegajoso; transição difusa.

A₃ - 10 - 20 cm; bruno escuro (7.5 YR 4/4); franco arenoso; fraca pequena granular e grãos simples; muito friável ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição gradual.

B₁ - 20 - 35 cm; bruno forte (7.5 YR 5/6); franco-argiloso-arenoso; fraca pequena granular e blocos subangulares; friável, plástico e pegajoso; transição difusa.

B₂₁ - 35 - 55 cm: vermelho amarelado (5YR 4/8); franco argiloso; fraca pequena blocos subangulares; friável plástico e pegajoso; transição difusa.

B₂₂ - 55 - 85 cm: vermelho amarelado (5YR 5/8); franco argiloso; fraca pequena blocos subangulares; friável, plástico e pegajoso.

A composição granulométrica do perfil é apresentada na tabela 5.13.

Tabela 5.13: Distribuição granulométrica do podzóico vermelho amarelo em Ji-Paraná (Fonte: RADAMBRASIL, 1978).

Horizonte	Profundidade (cm)	Granulometria (%)			
		Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila
A ₁	0-10	72	6	12	10
A ₃	10-20	58	11	14	17
B ₁	20-35	49	12	16	23
B ₂₁	35-55	30	13	23	34
B ₂₂	55-85	23	13	26	38

A tabela 5.14 mostra valores de densidade aparente e distribuição granulométrica nas áreas de floresta e pastagem de Ji-Paraná medidas pelo projeto ABRACOS (Hodnett et al., 1995b).

Tabela 5.14: Alguns parâmetros físicos dos locais do ABRACOS em Ji-Paraná correspondentes à Fazenda Nossa Senhora (NS) e à Reserva Jarú (RJ) (Fonte: Hodnett et al., 1995b).

Profundidade (m)	Densidade aparente (g cm ⁻³)		Granulometria (%)			
			Argila		Areia	
	NS	RJ	NS	RJ	NS	RJ
0	1.50	1.38	7	4	85	88
0,2	-	1.55	12	4	78	82
0,4	-	1.52	16	6	72	77
0,6	1.24	1.49	35	18	58	63
0,8	1.24		35	34	58	61
1,0	1.24		36	34	53	61

Na pastagem, foram observadas raízes até 1,65 m de profundidade. Entre 1 e 2 m, o solo apresenta cascalho, e o embasamento rochoso localiza-se abaixo de 3,8 m. Na Reserva Jarú, a profundidade do leito de granito varia entre 1,6 a mais de 3,8 m de profundidade. O conteúdo de argila em geral aumenta com a profundidade; no entanto, por vezes apresenta sucessões de lentes argilosos e arenosos: em uma das amostras, o conteúdo de argila aumentou a 35 % entre 1 e 2m, para logo diminuir a 17 % a 2,7 m (Hodnett et al., 1995b).

Da comparação entre as tabelas 5.13 e 5.14, pode-se observar que os solos nos locais do ABRACOS apresentam, em geral, uma menor proporção de argila. Isto resulta mais evidente no solo da Reserva Jarú, mas isso se deve, provavelmente, à presença do basamento rochoso perto

da superfície que afetou o processo de formação do solo. As tabelas 5.13 e 5.14 mostram a mesma tendência, isto é, um progressivo aumento da proporção de argila com a profundidade, ao mesmo tempo que as diferenças na distribuição granulométrica tendem a ser menores. Os solos nos locais do ABRACOS podem ser classificados como podzóis vermelho amarelos textura média (Hodnett et al., 1995b), enquanto os dados na tabela 5.13 correspondem a um podzol textura argilosa, localizado próximo aos sítios do ABRACOS.

A figura 5.9 compara as curvas de retenção de água no solo nos locais de Ji-Paraná às profundidades de 40, 60, 80 e 100 cm, obtidas da combinação das leituras da sonda de nêutrons e das baterias de tensiômetros nos locais de floresta e pastagem do Projeto ABRACOS. Da comparação das curvas, pode-se perceber que as maiores diferenças entre os dois locais verificam-se à profundidade de 60 cm: a curva de retenção da floresta libera maior quantidade de água entre 0 e -200 cm de potencial matricial. Esta tendência repete-se, em menor grau, a 80 cm. Para profundidade maiores, os solos apresentam curvas de retenção similares, o que indica características mais homogêneas. Estas características também se verificam na análise granulométrica. A comparação das curvas de retenção a diferentes profundidades mostra aumento da umidade à saturação natural e uma maior capacidade de retenção entre 0 e -1000 cm de potencial matricial, acompanhando o aumento da proporção de argila no perfil.

Para fins comparativos, apresenta-se na tabela 5.15 algumas propriedades físicas de um solo podzólico vermelho amarelo textura média, localizado no km 14 da estrada Ji-Paraná - Porto Velho, conforme levantamento feito pela Fundação João Pinheiro (1975).

Apesar das curvas de retenção apresentarem a mesma tendência que as curvas da figura 5.9, ou seja, um aumento progressivo da capacidade de retenção de água para potenciais baixos, os valores de umidade são em geral menores que os medidos nos locais do ABRACOS.

Tabela 5.15: Alguns parâmetros físicos do podzólico vermelho amarelo textura média próximo a Ji-Paraná (Fonte: Fundação João Pinheiro, 1975).

Horiz.	Prof. (cm)	dens real g cm ⁻³	Granulometria (%)			Retenção (cm)	
			areia	silte	argila	-344	-15500
A ₁	0-8	2,22	61,5	24,5	14,0	0,17	0,084
A ₃	8-35	2,35	49,9	31,1	19,0	0,153	0,087
B ₁	35-75	2,19	44,5	27,5	28,0	0,185	0,133
C	75-150	2,24	32,4	36,6	31,0	0,253	0,154

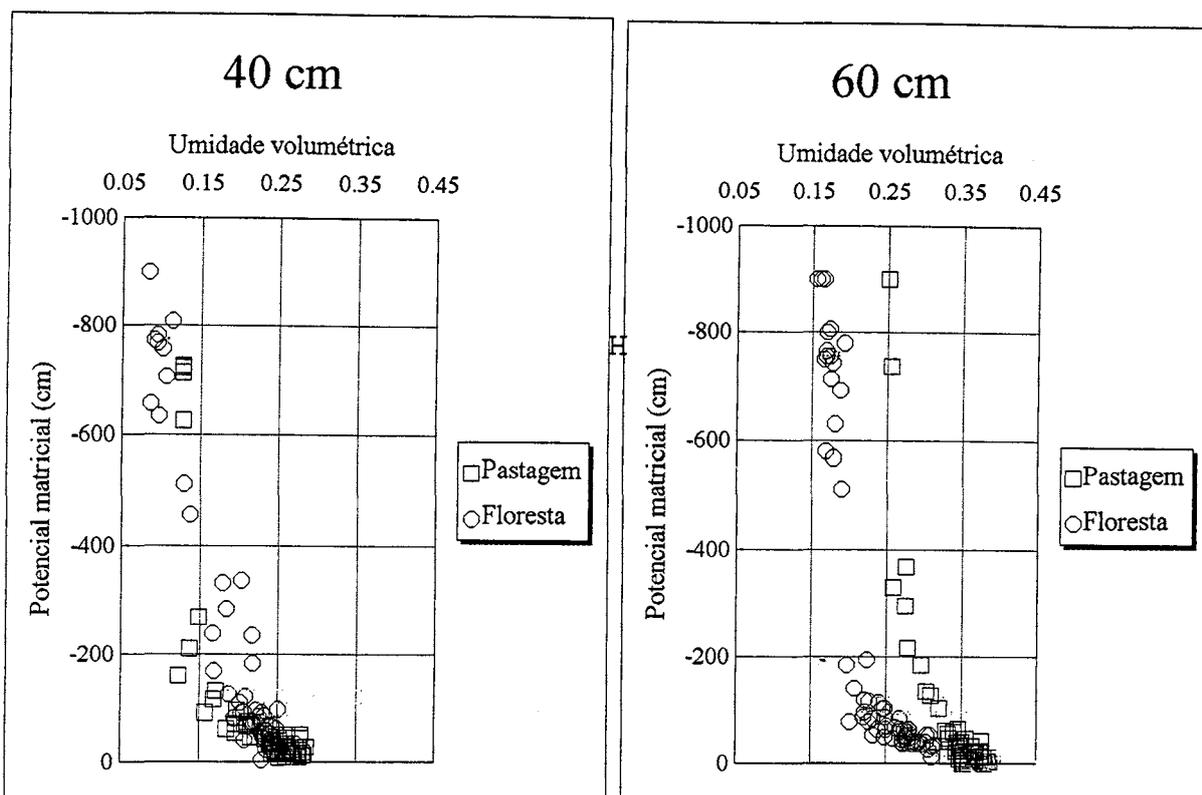


Figura 5.9: Curvas de retenção na pastagem da Fazenda Nossa Senhora e na floresta da Reserva Jarú (Ji-Paraná) a 40 e 60 cm de profundidade.

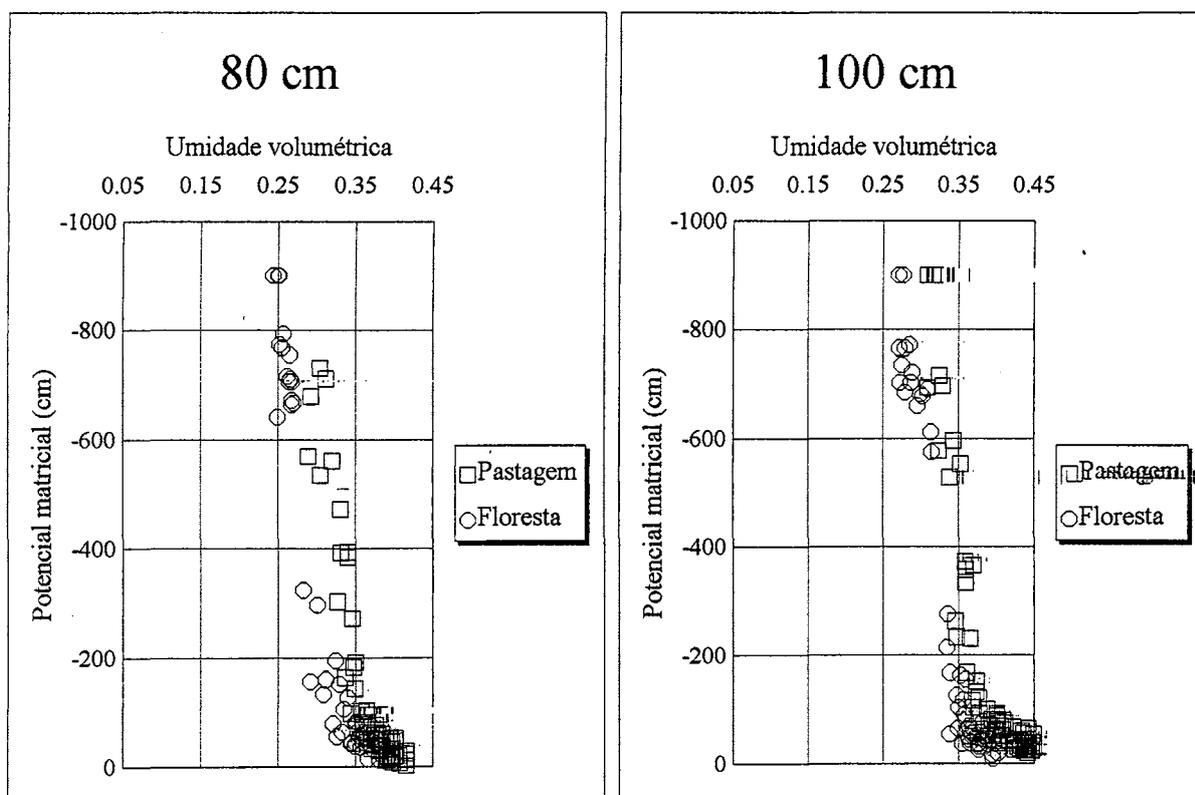


Figura 5.9: Curvas de retenção na pastagem da Fazenda Nossa Senhora e na floresta da Reserva Jarú (Ji-Paraná) a 80 e 100 cm de profundidade.

5.5 Marabá (PA).

O relevo geral da área de Marabá é praticamente plano, aparecendo superfícies remanescentes de tabuleiros terciários. Os sedimentos mesozóicos encontram-se bastante dissecados. A precipitação anual na área é de 1500 mm (estação Marabá, 5°21'S 49°09'W), distribuídas irregularmente no ano, com a estação seca estendendo-se entre os meses de maio a novembro. A temperatura média anual apresenta pouca variação, com um valor médio de 24°C. De acordo com a classificação de Gaussen, o clima é xeroquimênico, ou seja clima tropical com monção. Caracteriza-se por um período seco de inverno e um período úmido bastante acentuado, com chuvas torrenciais no verão (RADAMBRASIL, 1974).

5.5.1 Descrição dos locais

a) Floresta: Corresponde à Reserva do Vale do Rio Doce (5° 45'S, 49° 10'W), a 170 m de altitude em relação ao nível do mar. A altura da floresta é geralmente em torno de 25 m, mas a média total é maior devido à presença de castanheiras (*Bertholletia excelsa*), com altura média de 50 m.

b) Pastagem: Localiza-se na Fazenda Boa Sorte (5°10'S, 48°45'W), a uma altitude de 170 m sobre o nível do mar. A área foi desmatada no ano 1975, e semeada com *Brachiaria spp.* e *Panicum maximum* (capim colonião). A altura média da pastagem é de 76 cm (± 24 cm), e a área coberta por solo desnudo é de aproximadamente 16% (Wright et al., 1995c).

5.3.2 Disposição do instrumental de observação

A figura (5.10a) mostra a disposição dos tubos no caso da pastagem da Fazenda Boa Sorte em Marabá. Os tubos de acesso da sonda de nêutrons (T1-T6) estendem-se até 3,6 m de profundidade. As medições de umidade volumétrica foram realizadas a 10, 20, 40, 60, 80, 100, 120, 150, 180, 210 e 360 cm de profundidade. A bateria de tensiômetros, instalada em torno ao tubo T6, possibilitou a medição de potenciais matriciais a 20, 40, 60, 80, 100, 120, 150, 180 e 210 cm.

Na floresta (figura 5.10b), foram montados 6 tubos de acesso (T11-T16) a 3,6 m de profundidade, o que permitiu a determinação de umidade volumétrica às mesmas profundidades que a pastagem. A bateria de tensiômetros localiza-se em torno do tubos T16, a iguais profundidades que na pastagem.

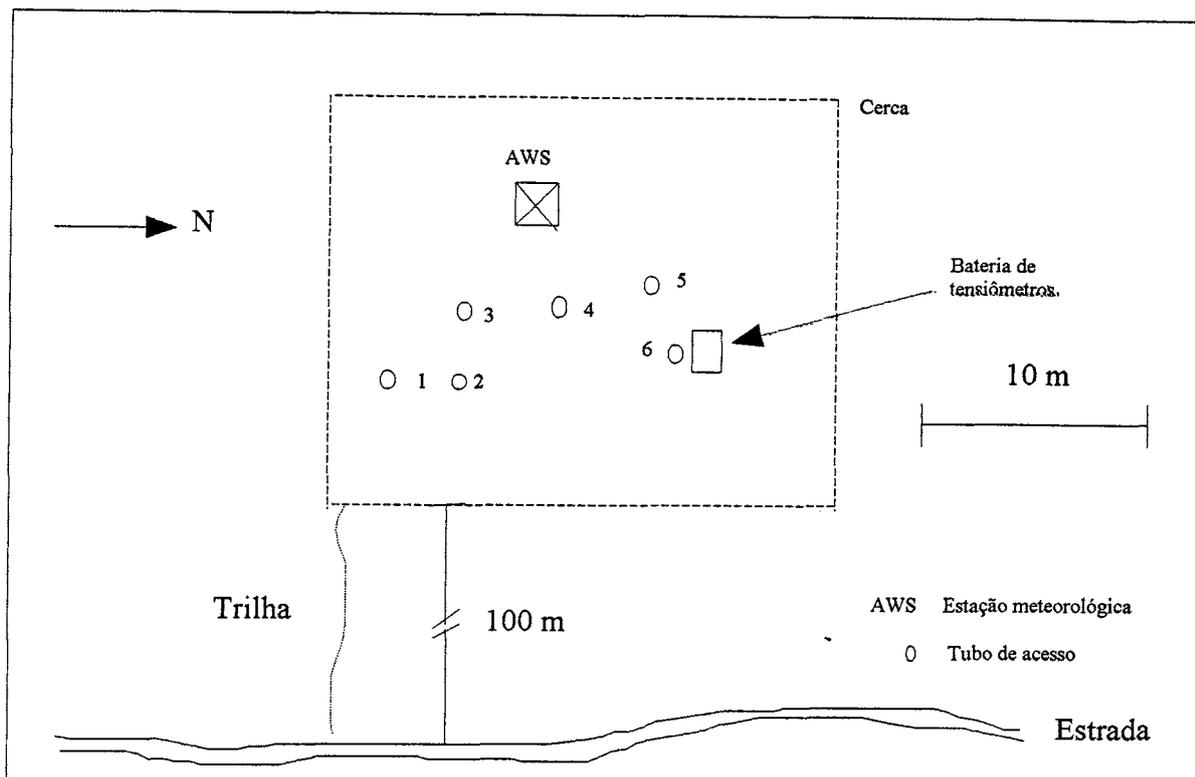


Figura 5.10a: Disposição do instrumental na pastagem da Fazenda Boa Sorte - Marabá/PA.

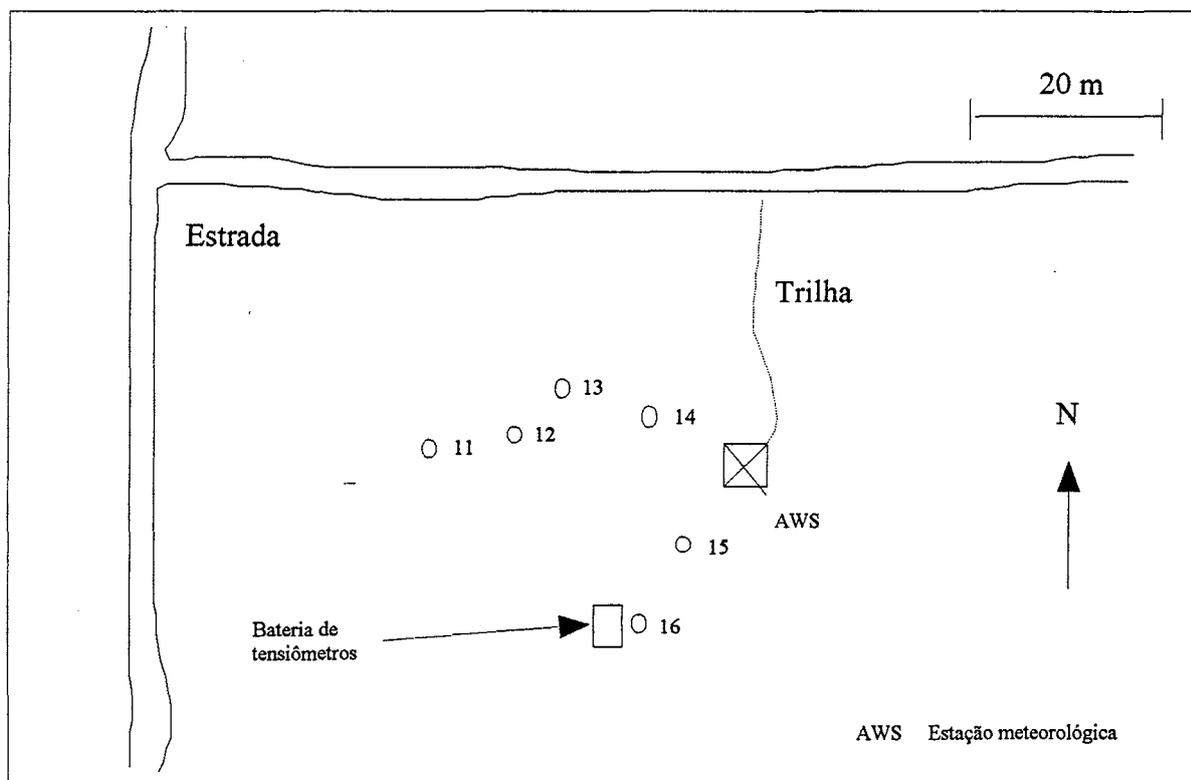


Figura 5.10b: Disposição do instrumental na floresta da Reserva Vale do Rio-Doce

Marabá/PA.

A tabela 5.16 mostra os coeficientes das curvas de calibração utilizadas na pastagem (Fazenda Boa Sorte) e na floresta (Reserva Vale do Rio Doce) em Marabá.

Tabela 5.16: Curvas de calibração da sonda de nêutrons em Marabá.

Local	Profundidade (m)	a_{NP}	b_{NP}
Fazenda Boa Sorte	0-0,5	0,830	-0,020
	0,5-1,0	0,837	-0,049
	>1,0	0,842	-0,057
Reserva Vale	0-0,5	0,918	0,030
	0,5-1,0	1,048	-0,013
	1,0-1,5	0,994	-0,034
	1,5-2,0	1,022	-0,041
	2,0-2,5	0,997	-0,037
	2,5-3,0	1,042	-0,053
	3,0-3,5	1,014	-0,043

5.5.3 Descrição e características dos solos da área.

De acordo com RADAMBRASIL (1974), os solos dos locais do Projeto ABRACOS em Marabá podem ser classificados como podzólico vermelho amarelo textura média na pastagem e cambissolo distrófico na floresta.

Os podzólicos vermelho amarelos são solos ácidos, bem desenvolvidos, que possuem um horizonte A fraco (ócrico) e um horizonte B argílico. O horizonte A_1 está assentado sobre um horizonte A_2 ligeiramente descolorido e muito pouco desenvolvido ou, sobre um horizonte A_3 , o qual por sua vez assenta sobre o horizonte B vermelho-amarelado, de textura relativamente argilosa e com boa diferença textural se comparado ao A. Estes solos apresentam-se bem drenados e com erosão ligeira a moderada. Os relevos dominantes são o suave ondulado e o ondulado, com morros de pendentes curtas (RADAMBRASIL, 1974).

Os cambissolos apresentam horizonte B incipiente, com certo grau de desenvolvimento, porém não o suficiente para decompor totalmente os minerais primários de fácil intemperização. Não possuem acumulação de quantidades significativas de óxidos de ferro, argila e humus para serem considerados solos com B textural. Possuem seqüência de horizontes A, (B) e C, tendo o A

geralmente de pouca espessura (RADAMBRASIL, 1974).

a) A descrição de uma trincheira para um cambissolo distrófico em uma área próxima a Reserva Vale do Rio Doce é:

Cambissolo distrófico.

Localização: Fazenda Pau Preto, Município de Marabá (PA). P20.

Situação e declividade: Perfil de trincheira, coletada no terço superior de elevação, com 8-12% de declive.

Formação geológica e litológica: Pré-Cambriano, filitos.

Material originário: Proveniente da decomposição de filitos.

Relevo local: Suave ondulado.

Relevo regional: Ondulado

Drenagem: Bem drenado.

Erosão: Laminar ligeira.

Vegetação: Floresta

Uso atual: Vegetação natural e pastagem.

A₁ - 0 - 12 cm: bruno (10YR 5/3, úmido); franco; fraca pequena e média granular e blocos subangulares; ligeiramente duro, friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual.

A₃ - 12 - 23 cm: bruno (10YR 5/3, úmido); franco; fraca a moderada pequena blocos subangulares; ligeiramente duro, friável, plástico e pegajoso; transição plana e difusa.

(B₁) - 23 - 40 cm: bruno-amarelado (10YR 5/4, úmido); franco; plástico e pegajoso; transição ondulada e gradual.

(B₂) - 40 - 57 cm: bruno-amarelado (10YR 5/4, úmido); franco; plástico e pegajoso; transição irregular e abrupta.

C - 57 - 130 cm: material originário em decomposição.

Observações:

- 1) Concreções pequenas e comuns no A₃ e muitas no B₁ e B₂.
- 2) Estrutura de difícil diferenciação devido às concreções que preenchem os horizontes B₁ e B₂.

A tabela 5.17 apresenta os resultados da análise granulométrica do perfil anteriormente descrito.

Tabela 5.17: Distribuição granulométrica de um cambissolo distrófico na Fazenda Pau Preto (PA).

Horizonte	Profundidade (cm)	Granulometria (%)			
		Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila
A ₁	0-12	11	30	40	19
A ₂	12-23	8	31	37	24
(B ₁)	23-40	9	25	40	26
(B ₂)	40-57	11	25	41	23
C	57-130	2	26	65	7

A tabela 5.18 apresenta os resultados da análise granulométrica do solo da floresta de Marabá colhido por ABRACOS, de onde se conclue que o solo no local do ABRACOS é um cambissolo com menor quantidade de argila e apresenta quantidade significativa de cascalho próximo à superfície.

Tabela 5.18: Granulometria do solo da Reserva Vale do Rio Doce.

Profundidade (cm)	Granulometria %			
	Cascalho	Areia	Silte	Argila
0-50	36	9	37	18
50-100	5	8	75	12
100-150	4	9	77	10
150-200	7	10	74	9

b) Conforme RADAMBRASIL (1976) os solos dominantes na área da Fazenda Boa Sorte são os podzólicos vermelho-amarelos textura média. Apresenta-se uma descrição de um perfil coletado ao norte de Marabá (5°21'S 49°09'W):

Podzólico Vermelho-Amarelo textura média

Localização: A 39 km do Rio Tocantins, na PA-70 em direção a Belém-Brasília. P12.

Situação e declive: 1-3% de declive.

Formação geológica e litológica: Cretáceo. Arenitos e argilitos.

Material originário: Arenitos.

Relevo: Suave ondulado.

Drenagem: Bem drenado.

Erosão: Nula a ligeira.

Vegetação: Floresta densa.

Uso atual: Pastagem e cultura de mandioca.

A₁ - 0 - 16 cm: Bruno (10YR 5/3, úmido); areia franca; fraca pequena granular e grãos simples; macio, muito friável, não plástico e não pegajoso; raízes finas comuns; transição plana e clara.

A₃ - 16 - 26 cm: bruno amarelado claro (10 YR 6/4, úmido); franco-argilo-arenoso; fraca a moderada; média em blocos subangulares; ligeiramente duro, friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; raízes finas e comuns; transição plana e gradual.

B₁ - 26 - 59 cm: bruno amarelado (10YR 5/6, úmido); franco-argilo-arenoso; maciça com tendência a blocos subangulares; macio, friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual.

B₂₁ - 59 - 98 cm: bruno amarelado (10YR 5/4, úmido); franco-argilo-arenoso; maciça com tendência a blocos subangulares, macio, friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual.

B₂₂ - 98-125 cm: amarelo-avermelhado (7.5YR 6/6, úmido); franco-argilo-arenoso; maciça com tendência a blocos subangulares; macio, friável, plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual.

A tabela 5.19 apresenta a distribuição granulométrica do perfil.

Tabela 5.19: Distribuição granulométrica de um podzólico vermelho-amarelo em Marabá (PA).

Horizonte	Profundidade (cm)	Granulometria (%)			
		Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila
A ₁	0-16	50	24	15	11
A ₃	16-26	41	20	16	23
B ₁	26-59	28	17	26	29
B ₂₁	59-98	30	15	24	31
B ₂₂	98-125	39	22	11	28

A figura 5.11 compara as curvas de retenção de água no solo para pastagem e floresta em Marabá. Pode-se concluir que as curvas em geral indicam diferentes características em ambos tipos de solos, em conformidade com as observações qualitativas e quantitativas feitas pelo projeto RADAMBRASIL (1976). As curvas no caso da pastagem apresentam menor retenção entre 0 e -1000 cm de potencial matricial se comparadas com as curvas da floresta. A partir de -400 cm, as curvas de retenção da pastagem têm tendência à horizontalidade. No entanto, este não é o caso da floresta, cujas curvas de retenção apresentam um incremento de curvatura a partir de -600 cm. Com o incremento de profundidade, há um gradual aumento dos valores de umidade volumétrica

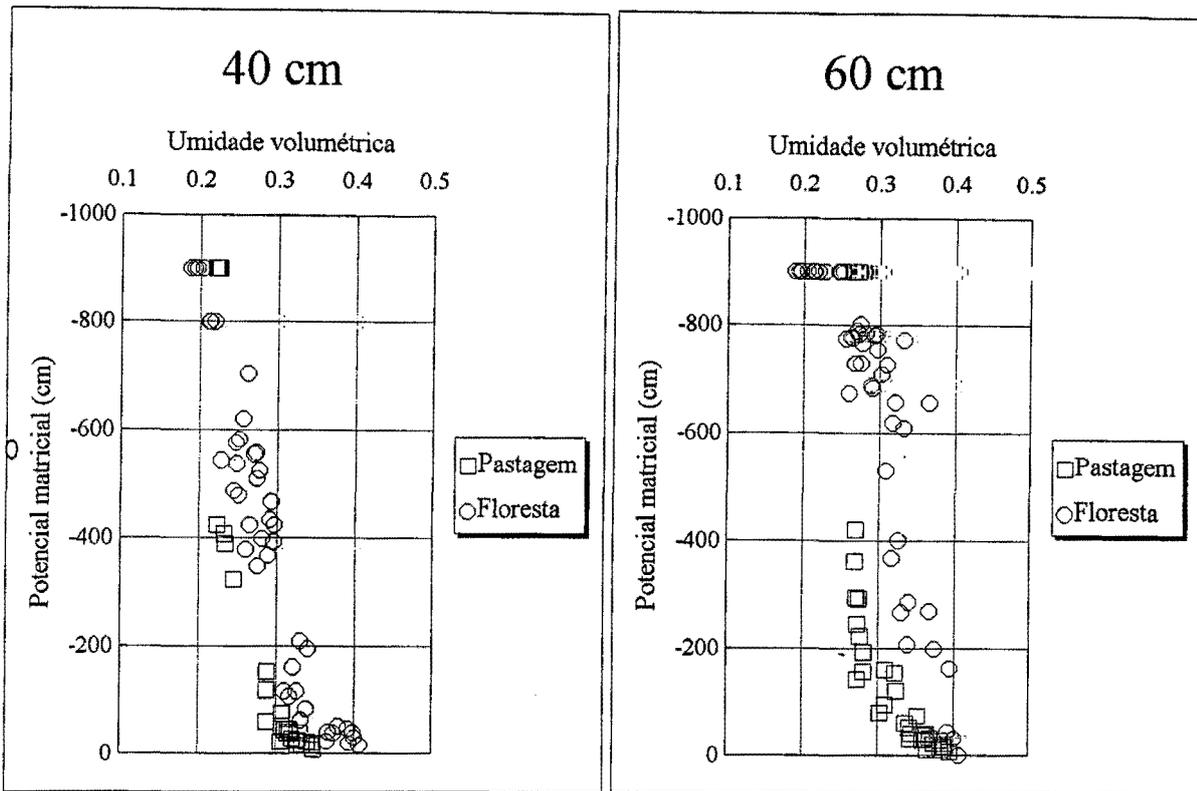


Figura 5.11: Curvas de retenção na pastagem da Fazenda Boa Sorte e na floresta da Reserva Vale do Rio Doce (Marabá) a 40 e 60 cm de profundidade.

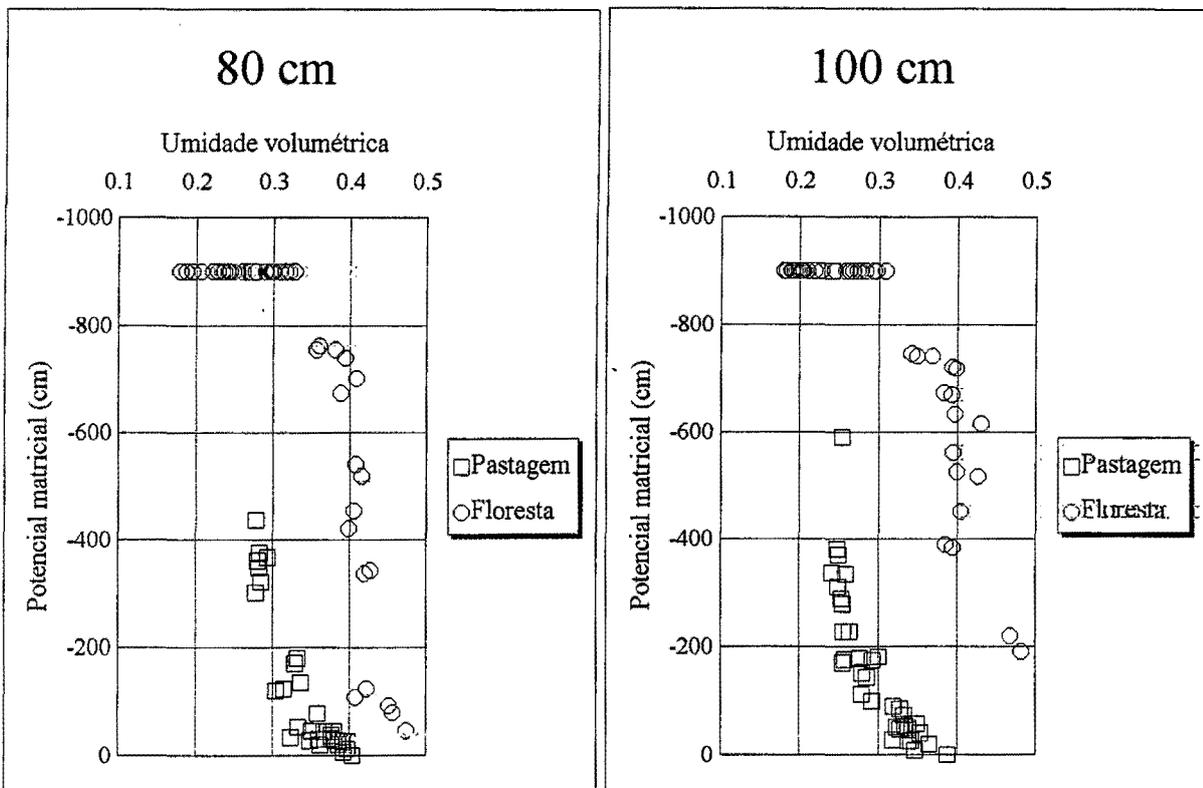


Figura 5.11: Curvas de retenção na pastagem da Fazenda Boa Sorte e na floresta da

Reserva Vale do Rio Doce (Marabá) a 80 e 100 cm de profundidade.

próximos à saturação no caso da floresta. Essa tendência não é verificada na pastagem, o que determina o afastamento das curvas de retenção da pastagem e da floresta. As diferenças nas propriedades de retenção do solo da floresta e da pastagem podem ser atribuídas às diferenças na composição granulométrica dos dois solos, que é mais relevante a profundidades maiores a 60 cm. Os dados da curva de retenção no caso da pastagem comparam bem com os obtido por Ranzani (1978), mostrado na tabela 5.20, em um podzólico vermelho amarelo amostrado no km 229,3 da transamazônica (trecho Marabá-Repartimento).

Tabela 5.20: Alguns parâmetros físicos de um podzólico vermelho amarelo na Transamazônica (Fonte: Ranzani, 1978)

Horiz	Profun. (cm)	Granulometria %			Densidade(g cm ⁻³)		Retenção (cm)	
		Areia	Silte	Argila	real	apar	-344	15500
A _p	0-30	67,6	7,6	24,8	2,65	1,71	13,1	9,5
A ₃ /B ₁	30-60	39,0	13,6	47,4	2,65	1,52	23,2	16,8
B ₂	60-100	32,0	5,7	62,3	2,68	1,63	26,2	21,2
B ₃ /C	100-195	38,6	9,7	51,7	2,71	1,40	23,5	18,3
IIC/R	195-400	23,2	24,5	52,3	2,74		30,0	21,8

6 RESULTADOS

6.1 Variações sazonais do armazenamento de água no solo em áreas de pastagem e de floresta.

As figuras 6.1a,b; 6.2a,b e 6.3a,b, extraídas de Hodnett et al. (1995b) mostram a variação sazonal do armazenamento de água no solo, para as profundidades de 0-2 m e 2-3,6 m em Manaus, Ji-Paraná e Marabá, respectivamente.

As figuras 6.1a e 6.1b mostram que o armazenamento de água no solo na pastagem e floresta da fazenda Dimona são comparáveis. Os valores máximos de armazenamento são similares em ambos os locais; no entanto, os mínimos são mais acentuados na floresta. Os valores mínimos na floresta e na pastagem ocorreram em novembro de 1990. Na pastagem, esses valores não se repetiram no restante do período, mas na floresta o mesmo mínimo foi medido em dezembro de 1991 e fevereiro de 1992 (Hodnett et al., 1995b). Essas séries mostram alta variabilidade interanual como resultado da variabilidade de precipitação. Os tubos de 3,6 m instalados em outubro de 1991 na floresta indicam extração radicular abaixo de 2 m. Através de um modelo de balanço, Hodnett et al. (1995c), mostraram que a floresta extrai água a profundidades maiores que 3,6 m.

A figura 6.2a mostra que durante a estação seca na Fazenda Nossa Senhora, há uma diminuição mais rápida do armazenamento na camada de 0-2 m se comparada a de 2-3,6 m. Hodnett et al. (1995b) sugerem que há contribuição da camada de 2-3,6 m durante a estação seca, uma vez que a camada de 0-2 m começa a se recuperar, a taxa de depleção do armazenamento na camada de 2-3,6 m se reduz de $0,60 \text{ mm d}^{-1}$ para $0,17 \text{ mm d}^{-1}$ (calculados sobre 56 dias, entre julho e início de agosto de 1993), e permanece constante até a chegada da frente úmida. A taxa de $0,17 \text{ mm d}^{-1}$ indicaria, portanto, a drenagem profunda (Hodnett et al., 1995b) e a diferença a contribuição da camada à extração radicular e/ou ascensão capilar.

O armazenamento nos dois primeiros metros do solo na Reserva Jarú (figura 6.2b) mostra valores mínimos muito similares na estação seca. Durante o período seco de 3 ao 17 de setembro de 1993, a taxa de depleção caiu para $0,64 \text{ mm d}^{-1}$, o que indica que o limite de extração para os dois primeiros metros de solo foi atingido (Hodnett et al., 1995b). O armazenamento de água no solo na camada 2-3,6 m revela o efeito do lençol freático durante os períodos chuvosos, em que o solo atinge a saturação e o armazenamento permanece constante.

A curva de armazenamento entre 0-2 m na pastagem da Fazenda Boa Sorte (figura 6.3a) mostra valores mínimos iguais nos três períodos secos, e provavelmente muito próximos ao limite mínimo

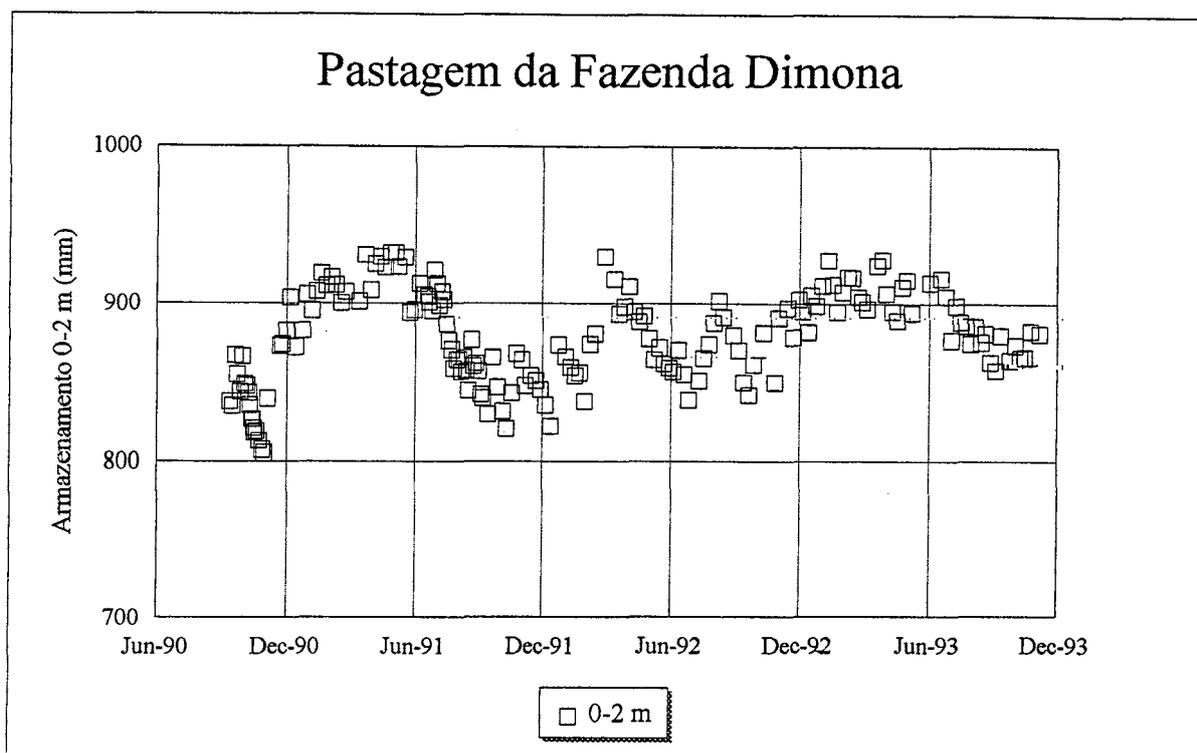


Figura 6.1a: Variação sazonal de armazenamento de água no solo entre 0-2 m na pastagem da Fazenda Dimona (Manaus) (Fonte: Hodnett et al., 1995b).

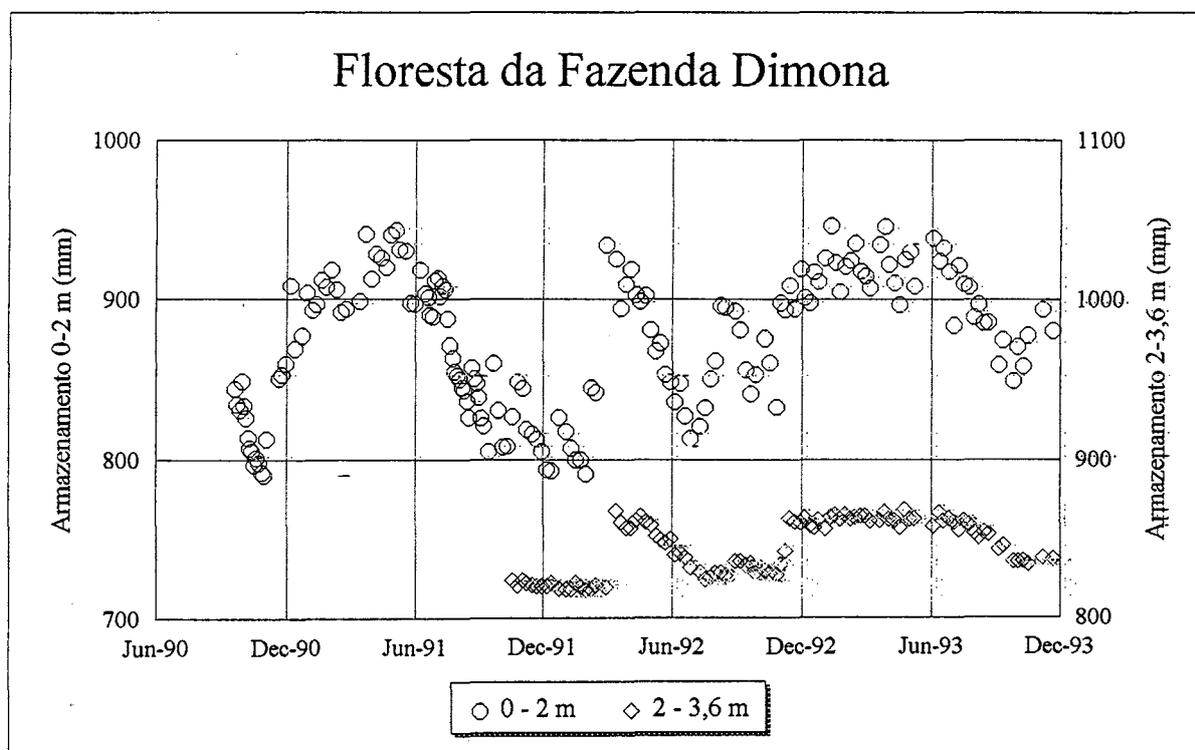


Figura 6.1b: Variação sazonal de armazenamento de água no solo entre 0-2 m e entre 2-3,6 m na floresta da Fazenda Dimona (Manaus) (Fonte: Hodnett et al., 1995b).

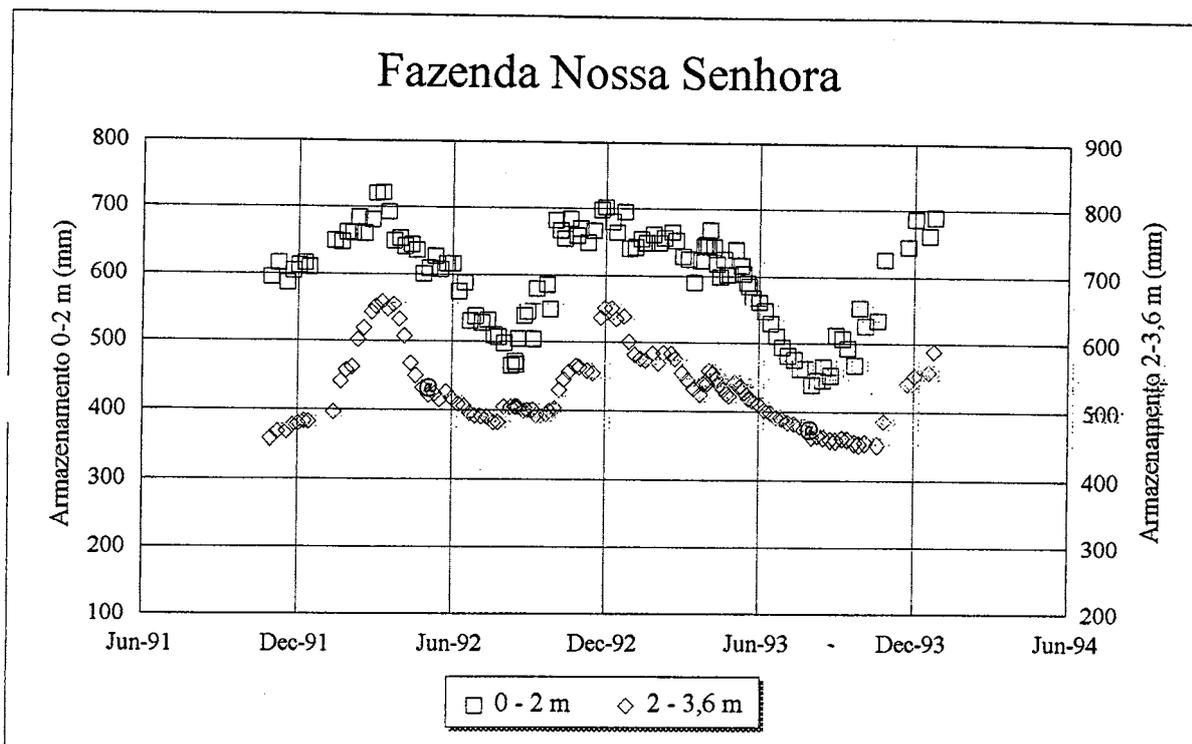


Figura 6.2a: Variação sazonal de armazenamento de água no solo entre 0-2 m e entre 2-3,6 m na pastagem da fazenda Nossa Senhora (Ji-Paraná) (Fonte: Hodnett et al., 1995b).

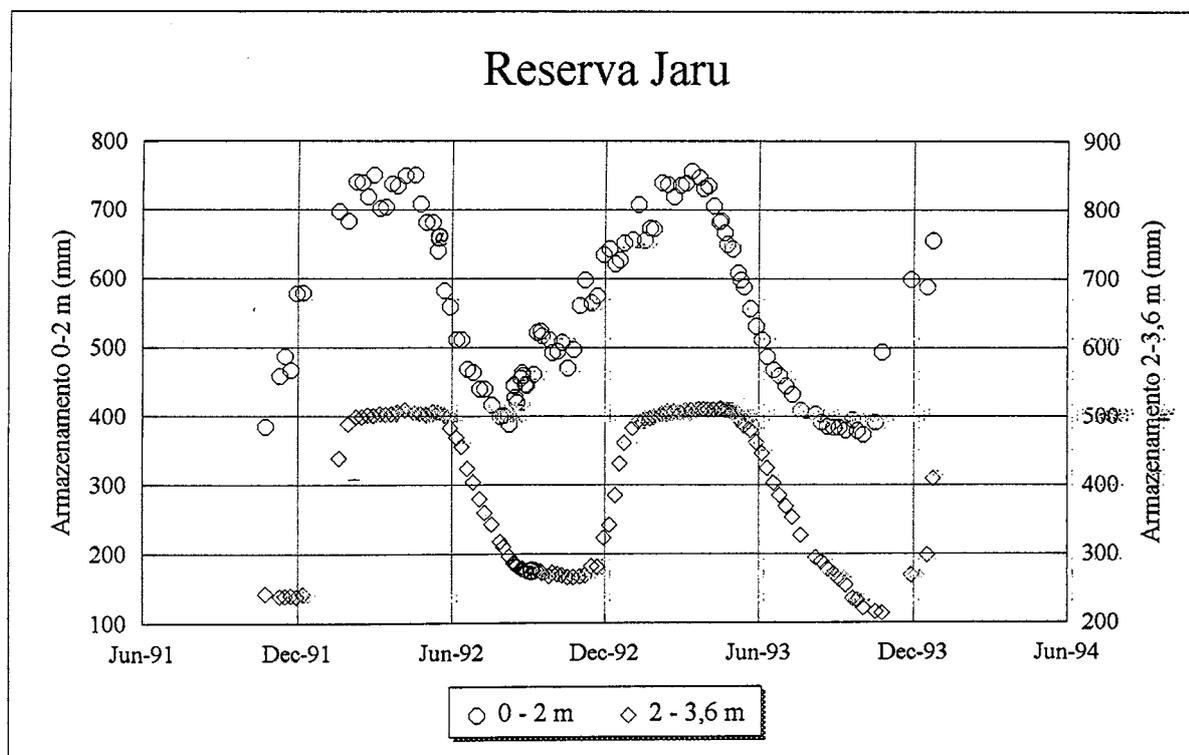


Figura 6.2b: Variação sazonal de armazenamento de água no solo entre 0-2 m e entre 2-3,6 m na floresta da Reserva Jaru (Ji-Paraná) (Fonte: Hodnett et al., 1995b).

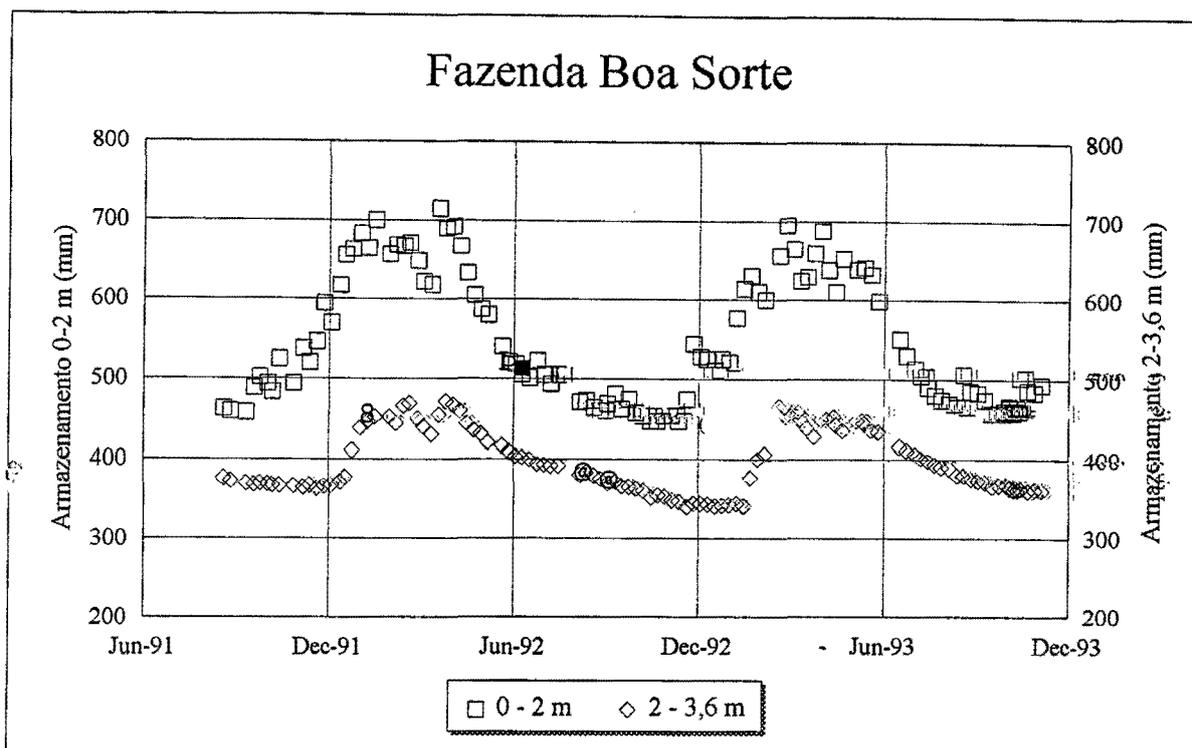


Figura 6.3a: Variação sazonal de armazenamento de água no solo entre 0-2 m e entre 2-3,6 m na pastagem da fazenda Boa Sorte (Marabá) (Fonte: Hodnett et al., 1995b).

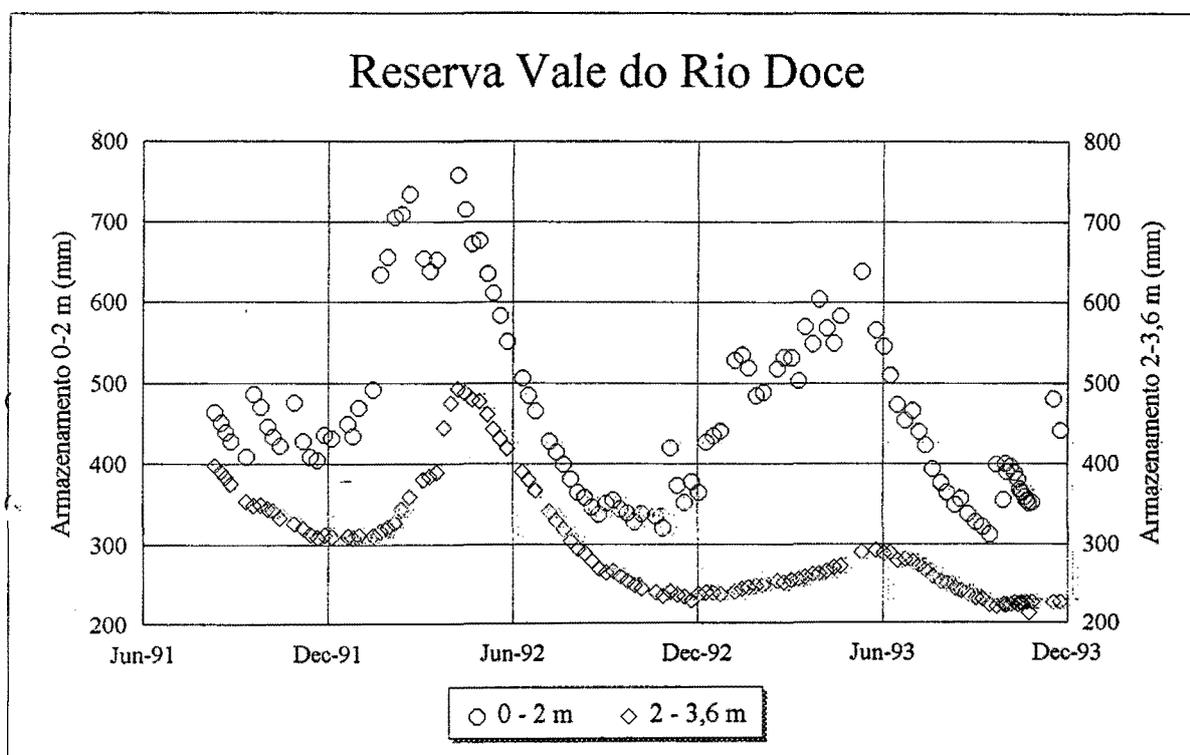


Figura 6.3b: Variação sazonal de armazenamento de água no solo entre 0-2 m e entre 2-3,6 m na floresta da Reserva Vale do Rio Doce (Marabá) (Fonte: Hodnett et al., 1995b).

de extração da pastagem. Através da equação de balanço e considerando o armazenamento de 0 a 3,6 m, Hodnett et al. (1995b) estimaram uma taxa de evaporação de $0,61 \text{ mm d}^{-1}$ para o período do 20 de outubro e 17 de novembro de 1992 (assumindo uma drenagem profunda desprezível). A depleção da camada de 2-3,6 m cessa quando o armazenamento da camada de 0-2 m começa a aumentar, o que indica que a depleção abaixo de 2 m é devido à extração radicular e não à drenagem profunda.

O armazenamento de água no solo na floresta de Marabá (figura 6.3b) mostra variações interanuais significativas. Durante a estação úmida no final de 1992 e início de 1993, o armazenamento não conseguiu atingir os níveis registrados na estação úmida precedente. Isso é particularmente evidente na camada de 2-3,6 m. Os valores mínimos de armazenamento na camada de 0-2 m são muito similares, indicando o limite de abstração a partir do qual a floresta é obrigada a extrair água a profundidade maiores. A depleção na camada de 2-3,6 m torna-se nula quando há um aumento no armazenamento nos dois primeiros metros do solo. O armazenamento abaixo de 2 m aumenta significativamente apenas quando o armazenamento do perfil na parte superior do solo está completamente recuperado (Hodnett et al., 1995b). Isso sugere que a condutividade do solo é relativamente baixa se comparada a pastagem.

6.2 Função de perdas.

As figuras 6.4a,b; 6.5a,b e 6.6a,b mostram a relação entre a taxa de perdas entre o tempo t e $t+1$ e o armazenamento no tempo $t+1$ nas áreas de pastagem e de floresta nos três sítios. Pode-se observar que a relação entre o termo de perdas e o armazenamento segue aproximadamente uma exponencial, similar à predita pela equação (4).

O termo de perdas foi obtido discretizando-se a equação (3) entre sucessivas medições de umidade do solo (aproximadamente 7 dias):

$$L_t = P_t - \frac{S_{t+1} - S_t}{\Delta t} \quad (29)$$

O armazenamento de água no solo, S_t , foi calculado a partir de:

$$S_t = \sum_{i=1}^{ND} \theta_{i,t} \Delta z_i \quad (30)$$

onde $\theta_{i,t}$ é a umidade volumétrica [$\text{mm}^3\text{mm}^{-3}$], Δz_i é o incremento de profundidade entre as medições [mm] e ND o número de intervalos até a profundidade de cálculo D [mm].

A precipitação entre duas medições de umidade foi determinada acumulando-se valores horários registrados na AWS, que foram acumulados para o intervalo entre medições de armazenamento com a sonda de nêutrons.

Para permitir comparações diretas no balanço da pastagem e da floresta, foram incluídas perdas por interceptação na floresta utilizando o modelo de Gash (1979). Estudos prévios (Lloyd et al., 1988; Shuttleworth, 1988) mostraram que a interceptação é um importante componente da evaporação na floresta Amazônica. A interceptação afeta o balanço de água no solo pois a energia disponível é usada para evaporar a água do dossel, reduzindo a transpiração; e reduzindo a quantidade de água que alcança e infiltra no solo. Portanto, a interceptação tem um peso importante na soma das perdas e deve ser incluída no balanço hídrico na floresta.

Na reserva Ducke, as observações da quantidade de água interceptada pela floresta foram em média 8,9% do total precipitado (Lloyd et al., 1988), enquanto na Reserva Jarú (Ji-Paraná) e Reserva Vale do Rio Doce (Marabá) foram, respectivamente, de 12,4% e 13% do total incidente (Ubarana, 1994). Esses números apresentam grande variação durante o ano, podendo a quantidade interceptada atingir em média 65% da precipitação incidente em períodos secos, e ser menor que 1% em períodos úmidos (Ubarana, 1994).

No caso da pastagem, a interceptação é considerada desprezível. No Anexo 1, detalham-se os passos necessários para determinar a interceptação usando essa formulação, assim como os parâmetros utilizados em cada local.

As figuras 6.4a e 6.4b mostram a relação entre o termo de perdas e o armazenamento no caso da pastagem e floresta da Fazenda Dimona. O termo de perdas foi obtido calculando-se as médias de 5 tubos (T16-T20), na floresta, e 8 tubos (T1-T8) na pastagem, localizados nos platôs dos locais. O valor de armazenamento mostrado nas figuras 6.4a e 6.4b corresponde aos primeiros 2 m do solo.

Da análise das figuras 6.4a e 6.4b ficam em relevo as diferenças no comportamento entre floresta

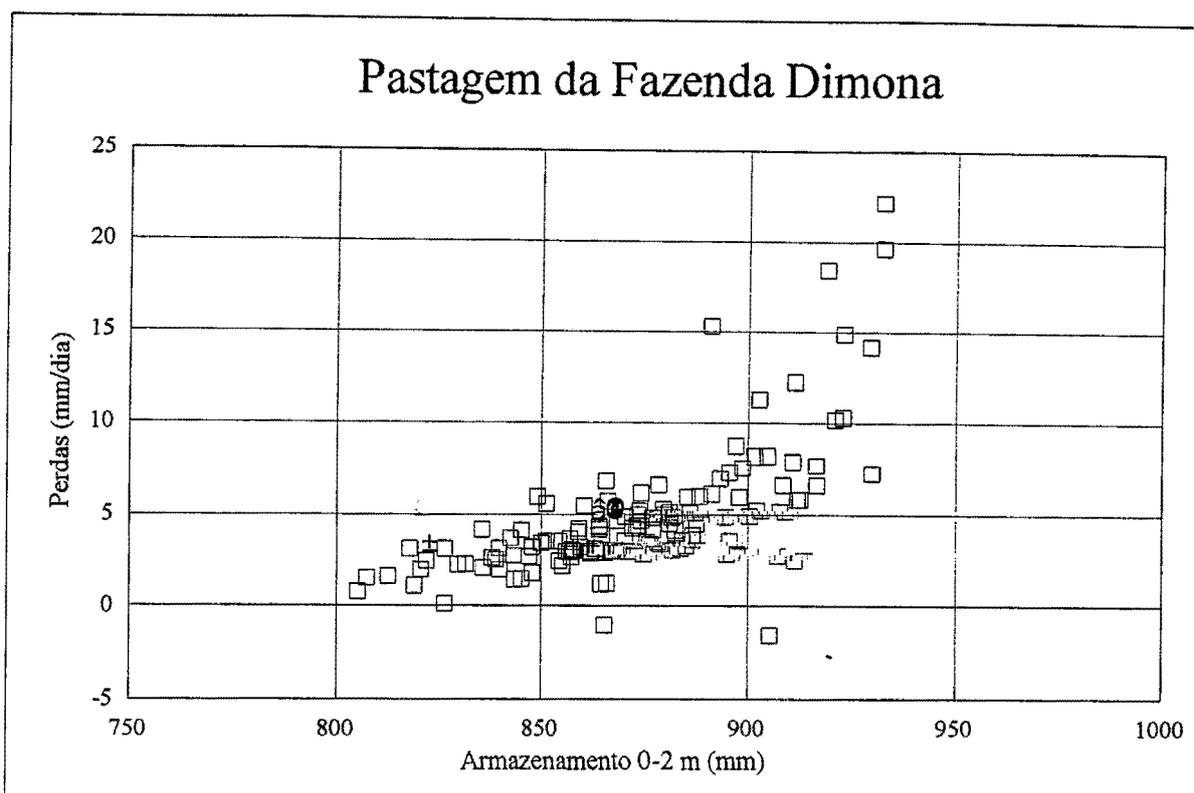


Figura 6.4a: Relação entre o termo de perdas e o armazenamento na pastagem da Fazenda Dimona (Manaus).

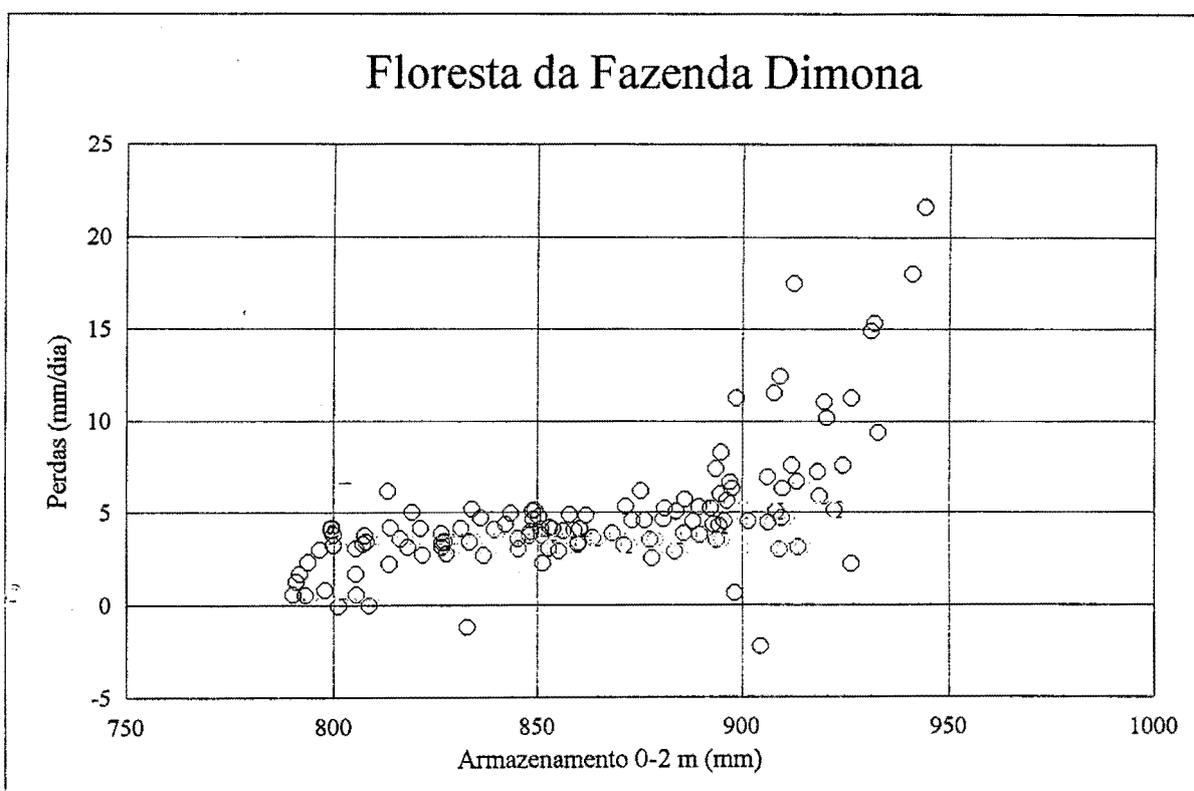


Figura 6.4b: Relação entre o termo de perdas e o armazenamento na floresta da Fazenda Dimona (Manaus).

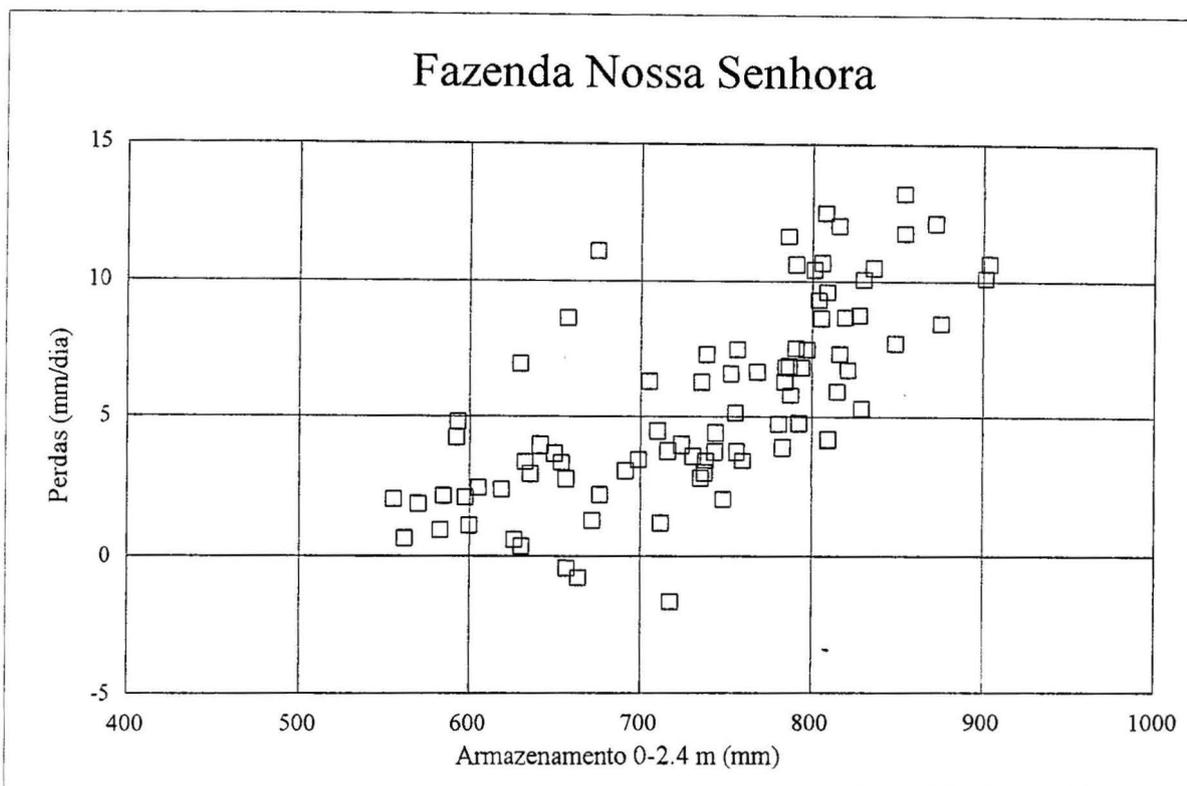


Figura 6.5a: Relação entre o termo de perdas e o armazenamento na pastagem da Fazenda Nossa Senhora (Ji-Paraná).

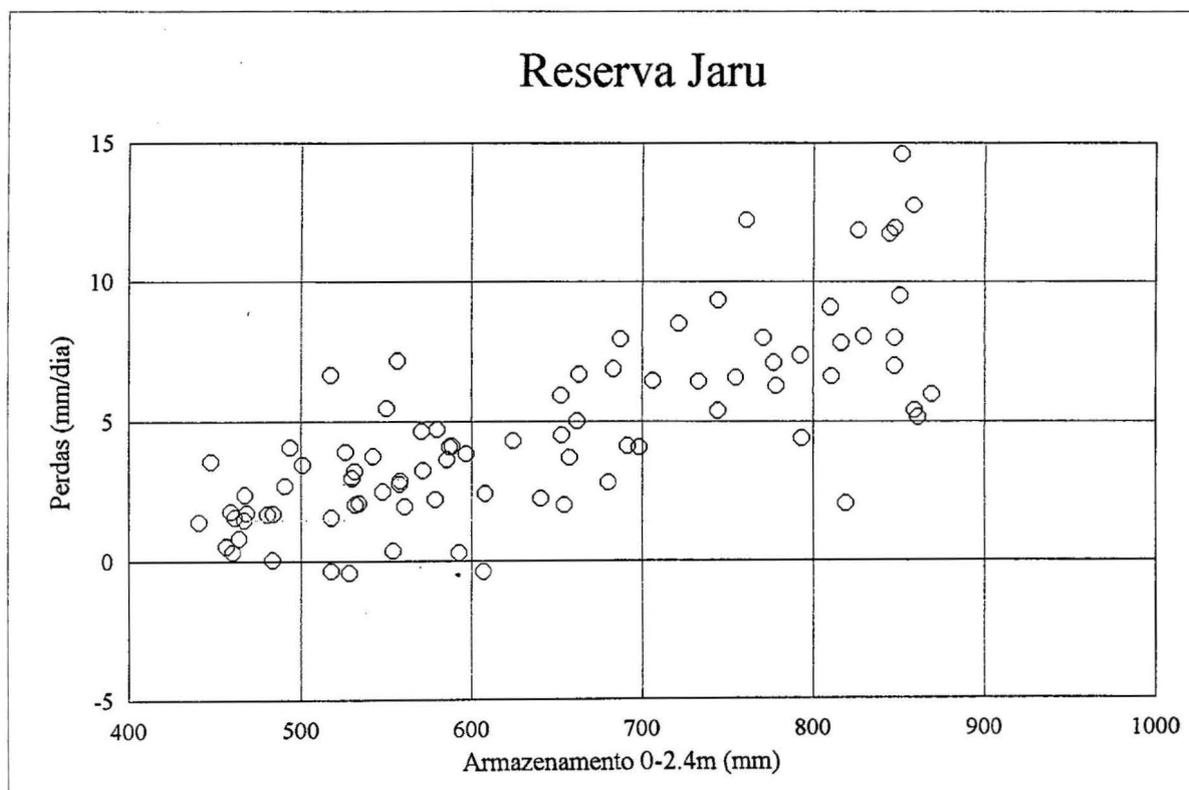


Figura 6.5b: Relação entre o termo de perdas e o armazenamento na floresta da Reserva Jaru (Ji-Paraná).

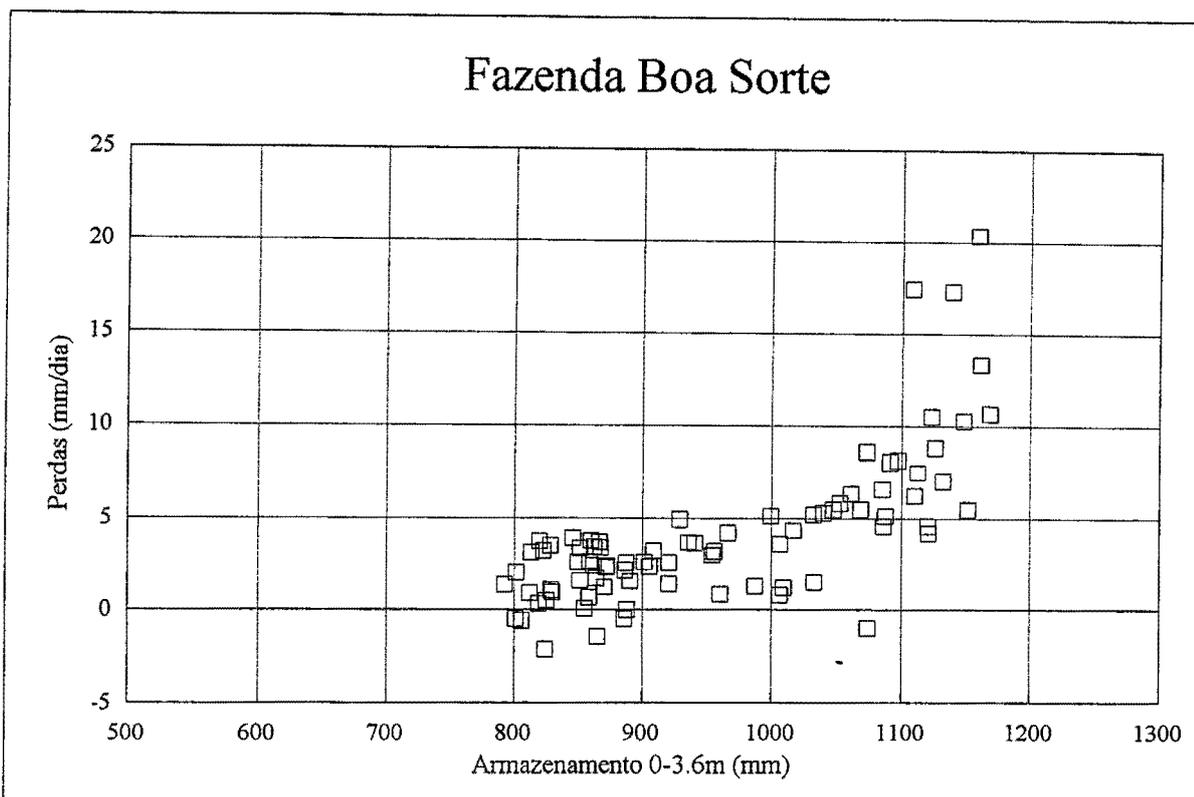


Figura 6.6a: Relação entre o termo de perdas e o armazenamento na pastagem da Fazenda

Boa Sorte (Marabá).

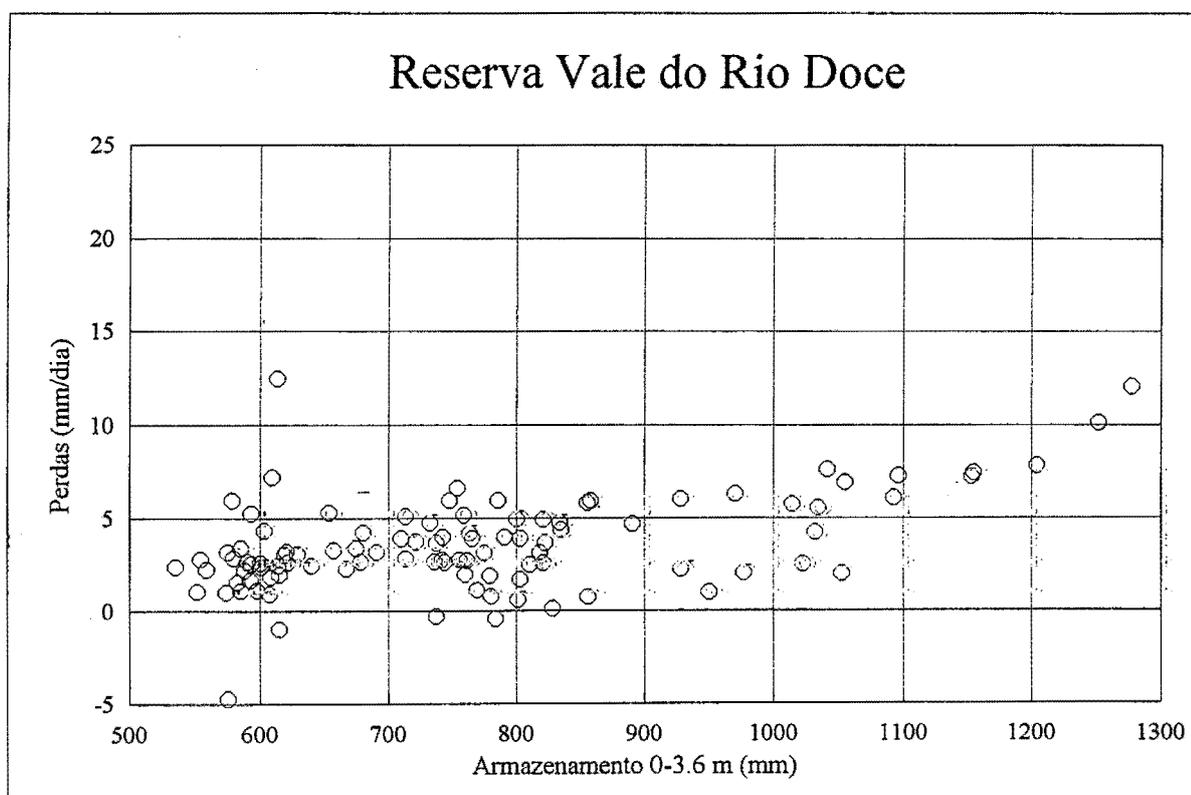


Figura 6.6b: Relação entre o termo de perdas e o armazenamento na floresta da Reserva

Vale do Rio Doce (Marabá).

e pastagem para baixos armazenamento de água no solo. Para armazenamentos de água no solo baixos, a função de perdas é dominada pela evaporação (ver item 6.3), pelo qual as diferenças do armazenamento de água no solo entre pastagem e na floresta nos períodos de estiagem estão diretamente relacionadas à variação da evaporação.

A pastagem mostra um decréscimo gradual de perdas para armazenamento menores que 850 mm devido à redução da evaporação produzida pelo déficit de água no solo, em concordância com os resultados de Wright et al. (1992). A floresta, no entanto, mantém uma taxa de perdas constante até aproximadamente 810 mm de armazenamento, e uma queda rápida abaixo desse valor. Estudos meteorológicos (Shuttleworth et al. 1984; Shuttleworth, 1988; Wright et al., 1995b), de fisiologia vegetal (Roberts et al., 1990; Mc William et al., 1995) e de solos (Chauvel et al. 1992; Nepstad et al., 1994; Hodnett et al., 1995b) mostram evidências que não há redução na taxa de evapotranspiração durante os períodos secos e que a floresta extrai água a profundidades do solo maiores que 2 metros. Em consequência, a diminuição no termo de perdas na figura 6.4b para valores menores a 810 mm de armazenamento é resultado da extração de água a profundidades maiores pelo sistema radicular da floresta.

Devido à menor evaporação na pastagem que na floresta para valores de armazenamento baixos, a taxa de depleção do armazenamento de água no solo é menor na pastagem se comparado à floresta. Em consequência, os valores mínimos que ocorrem na floresta em períodos de estiagens são menores que os verificados na pastagem, fato que pode ser constatado nas figuras (6.4a) e (6.4b).

Em relação ao escoamento superficial, Chauvel et al. (1991) não têm observado a ocorrência de escoamento superficial na floresta próxima a Manaus. Tomasella e Hodnett (1995) e Medina e Leite (1985), através de observações diretas e medições em locais próximos a Manaus, mostram que não há redução significativa da condutividade hidráulica nas pastagens quando não são submetidas a compactação por maquinária pesada. Isso está de acordo com os resultados de Nepstad et al. (1994), que mostram um escoamento superficial insignificante na floresta e pastagem de uma área próxima a Paragominas (PA).

O escoamento superficial provoca um deslocamento da curva de perdas no sentido do menor armazenamento, isto é, para a mesma precipitação (igual valor do termo de perdas na equação 29) o armazenamento é menor pois a quantidade infiltrada é menor. Portanto, a ocorrência de escoamento superficial significativo ficaria refletido pela presença de valores altos da função de perdas associados a valores baixos de armazenamento. Como o escoamento superficial depende da intensidade de chuva (que é muito variável), no caso da ocorrência de escoamento superficial

freqüentes a curva de perdas apresentaria grande dispersão de valores para armazenamentos de água no solo altos, em função da intensidade de chuva que originou o processo.

No caso da floresta, o escoamento superficial é nulo; portanto a comparação das curvas de perdas para pastagem e floresta fornece um indício do efeito desse processo. As figuras 6.4a e 6.4b mostram valores máximos de armazenamento similares, e a mesma taxa de variação da curva de perdas para armazenamentos maiores a 900 mm. Isto sugere que o escoamento superficial não é significativo na pastagem, em concordância com estudos prévios.

As figuras 6.5a e 6.5b mostram as curvas de perdas na Fazenda Nossa Senhora e na Reserva Jarú. Em Ji-Paraná, calcularam-se médias de 6 tubos na pastagem e 6 tubos na floresta. Na pastagem, o armazenamento foi calculado para 3,6 m e 2,4 m de profundidade. No caso da floresta, a profundidade de cálculo foi de 2,4 m, tendo em vista que a profundidade de alguns tubos é inferior a 3,6 m devido à presença do basamento rochoso. Nesse caso, foram eliminados da média os tubos T11 e T12, de 2 e 2,2 m de profundidade. A comparação das figuras 6.5a e 6.5b mostra que as curvas de perdas em Ji-Paraná tendem a se superpor para valores de armazenamento altos, e divergem a medida que o armazenamento diminui. Estas diferenças podem ser explicadas comparando as curvas de retenção de ambos locais (figura 5.9) a 60 e 80 cm de profundidade. Em geral, perto da saturação os valores de umidades são próximos; porém, entre 0 e -200 cm de potencial matricial, o solo da floresta libera uma quantidade maior de água. Portanto a taxa de drenagem expressa pela curva de perdas é maior na floresta que na pastagem.

Apesar de não existirem evidências de escoamento superficial na pastagem em Manaus, na Fazenda Nossa Senhora, no entanto, observações visuais indicam a ocorrência de escoamento superficial durante chuvas fortes. Como não há medições de campo que possam quantificar este processo, a influência do escoamento superficial foi avaliado indiretamente da análise da curva de perdas de Ji-Paraná de uma maneira análoga à feita na pastagem da Fazenda Dimona.

A comparação das curvas de perdas na floresta e na pastagem de Ji-Paraná (figuras 6.5a e 6.5b) mostram superposição dos pontos para valores altos de armazenamento. Portanto, em períodos chuvosos, o armazenamento na pastagem e na floresta tendem a ser similares, o que indica que, da mesma forma que na pastagem da Fazenda Dimona, não há efeitos significativos do escoamento superficial sobre a curva de perdas na pastagem. Por outro lado, a dispersão de valores para armazenamentos altos é similar em ambos os locais, o que fornece outro indício de que o escoamento superficial não é um fator preponderante na curva de perdas.

As figuras 6.6a e 6.6b apresentam as curvas de perdas para a Fazenda Boa Sorte e a Reserva Vale do Rio Doce, respectivamente. Em Marabá, foram calculados médias de 6 tubos na floresta e 6 na pastagem, e a profundidade de cálculo foi de 3,6 m em ambos os casos.

Visualmente, ambas as curvas mostram diferenças significativas, não somente no intervalo de variação de armazenamento, mas também na relação entre perdas e armazenamento. Na Fazenda Boa Sorte (figura 6.6a), a curva de perdas apresenta maior concavidade e maior dispersão de valores para armazenamentos em torno a 830 mm. No caso da Reserva Vale do Rio Doce (figura 6.6b), a curva é pouco sensível às variações de armazenamento e apresenta uma grande dispersão de valores entre 600 e 800 mm de armazenamento. Isto pode ser explicado através da comparação das curvas de retenção da floresta e da pastagem (figura 5.11) em Marabá. As curvas de retenção da floresta (para profundidades maiores a 60 cm) liberam pequena quantidade de água para potenciais matriciais variando entre 0 cm e -200 cm, o que determina valores baixos da função de perdas. No intervalo entre -600 e -800 cm de potencial matricial, quando as leituras dos tensiômetros atingem o limite de medição, as curvas de retenção da floresta tendem a liberar uma maior quantidade de água que as da pastagem, provocando o cruzamento das curvas de retenção. Dessa forma, o armazenamento na floresta apresenta uma queda contínua, atingindo valores mínimos de 550 mm contra os 800 mm na pastagem. Obviamente, esses valores estão associados a diferenças na distribuição radicular entre floresta e pastagem, que permitem uma utilização mais eficiente de água na floresta para profundidades maiores que 80 cm.

A validade das relações mostradas na figuras 6.4, 6.5 e 6.6 e representadas pela equação (4), encontra-se restrita aos casos em que o lençol freático não se encontra próximo à superfície. Caso contrário, a taxa de drenagem para valores altos de armazenamento é fortemente dependente da posição do lençol freático. Resultados posteriores mostraram que isso não é uma limitação forte na maior parte dos casos, o que fez desnecessário a introdução de outras variáveis que aumentariam a dificuldade de análise.

Devido à extração de água a profundidades maiores que 3,6 m na floresta durante a estação seca, a função de perdas para a floresta foi fixada em 0 quando o armazenamento é menor a um valor limite, pois a função de perdas realiza um balanço apenas para os 3,6 primeiros metros de solo.

6.3 Dependência da curva de perdas com outros processos físicos

A figuras 6.7a,b e 6.8a,b mostram as relações entre a curva empírica de perdas com outros processos físicos usando dados da Fazenda Dimona e de Ji-Paraná, respectivamente. Nessas

curvas estão plotadas o termo de perdas calculado da mesma forma que no item anterior; a evaporação média diária entre os tempos t e $t+1$; e a taxa de drenagem profunda obtidas no método do perfil instantâneo na pastagem da Fazenda Dimona (indicadas como K_{plot1} e K_{plot2}) contra o armazenamento de água no solo no tempo $t+1$ em diferentes espessuras de solo: 2 m e 1,4 m na floresta e na pastagem da Fazenda Dimona respectivamente; e 2,4 m nos dois locais de Ji-Paraná. No caso da pastagem da fazenda Dimona, usou-se o armazenamento calculado nos primeiros 1,4 m de solo, já que as medições de armazenamento, no método do perfil instantâneo, atingiram apenas essa profundidade.

A evaporação, entendida como a soma da evaporação do solo com a transpiração vegetal, no caso das pastagens foi determinada a nível horário a partir de medições diretas (Wright et al., 1992) ou estimadas pela fórmula de Penman-Monteith a partir da parametrização obtida por Wright et al (1995a) e Wright et al. (1995b). A equação de Penman-Monteith (Monteith, 1965) estabelece:

$$\lambda E = \frac{\Delta A + \rho c_p \frac{SHD}{g_{av}}}{\Delta + \gamma (1 + g_{av}/g_{sv})} \quad (29)$$

onde E é a evaporação [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]; λ é o calor latente de evaporação [J kg^{-1}]; A é a energia disponível [W m^{-2}] igual a $R_n - G$, sendo R_n a radiação líquida e G o fluxo de calor do solo; Δ é a taxa de variação da umidade específica de saturação com a temperatura [$\text{kg kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$]; c_p é o calor específico do ar [$\text{J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$]; ρ é a densidade do ar [kg m^{-3}]; SHD é o déficit de umidade específica [kg kg^{-1}]; γ é a constante psicrométrica [$\text{kg kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$]; g_{av} é a condutância aerodinâmica para transporte de vapor de água entre a altura do dossel e o nível de referência [m s^{-1}]; e g_{sv} é a condutância estomática global [m s^{-1}]. O cálculo da condutância aerodinâmica e estomática estão detalhadas no Anexo 1.

No caso das florestas, a evaporação foi estimada segundo uma expressão derivada da fórmula de Priestley-Taylor (1972):

$$\lambda E = PRT R_n \quad (30)$$

sendo R_n a radiação líquida medida ou estimada a partir da radiação incidente no topo da floresta e PRT um coeficiente ajustado a partir de medições diretas. No Anexo 1 detalham-se os valores

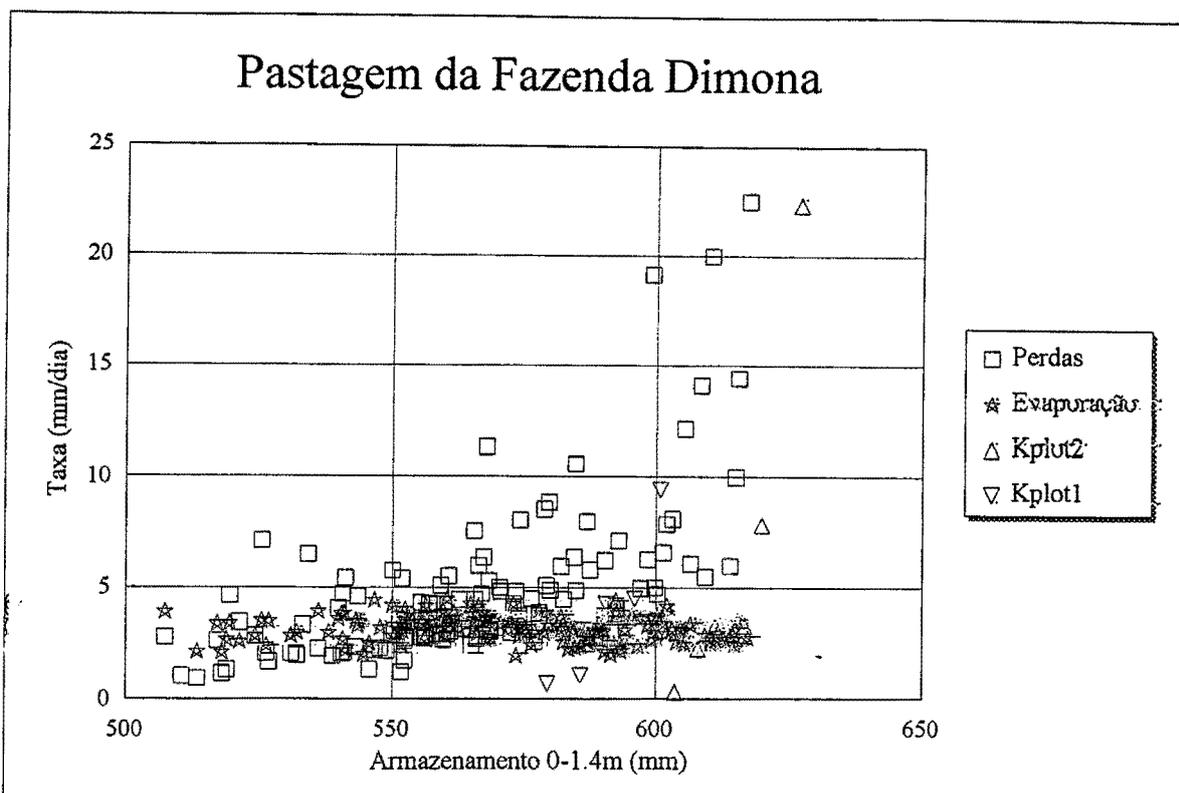


Figura 6.7a: Relação entre a taxa de perdas, de evaporação e de drenagem profunda com o armazenamento na pastagem da Fazenda Dimona (Manaus).

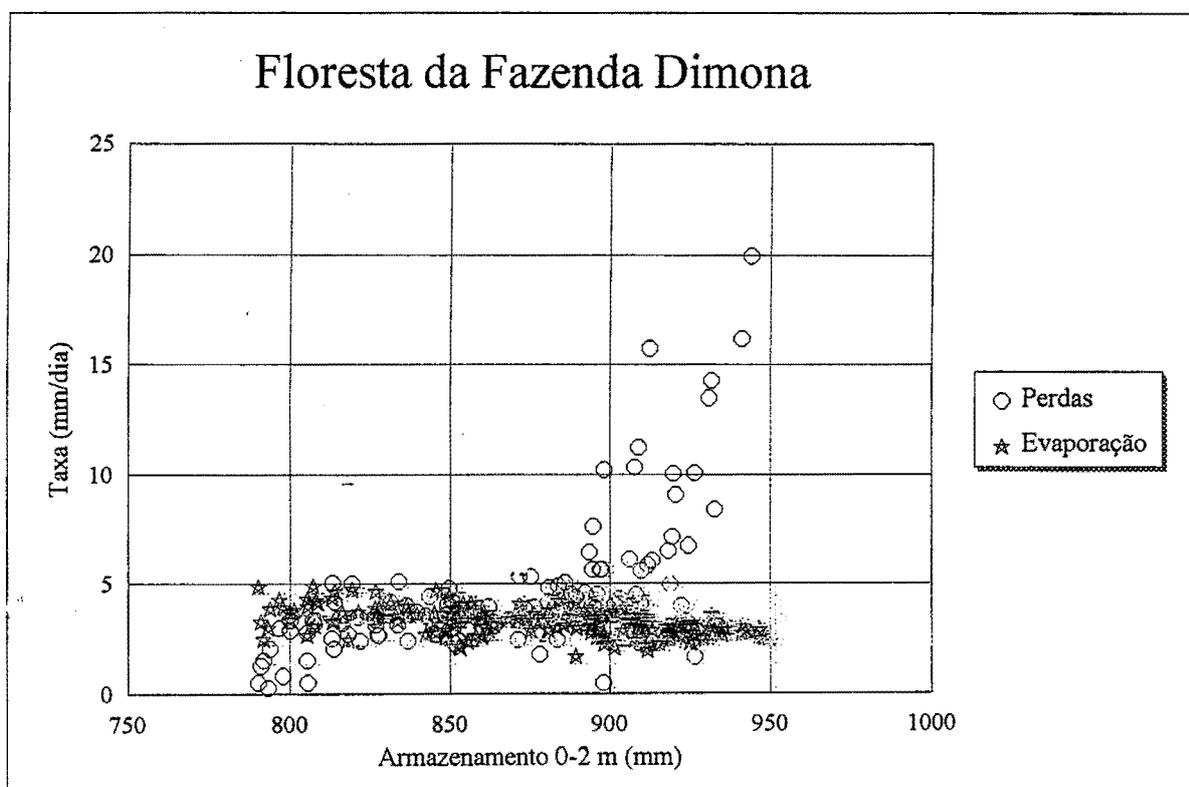


Figura 6.7b: Relação entre a taxa de perdas e de evaporação com o armazenamento na floresta da Fazenda Dimona (Manaus).

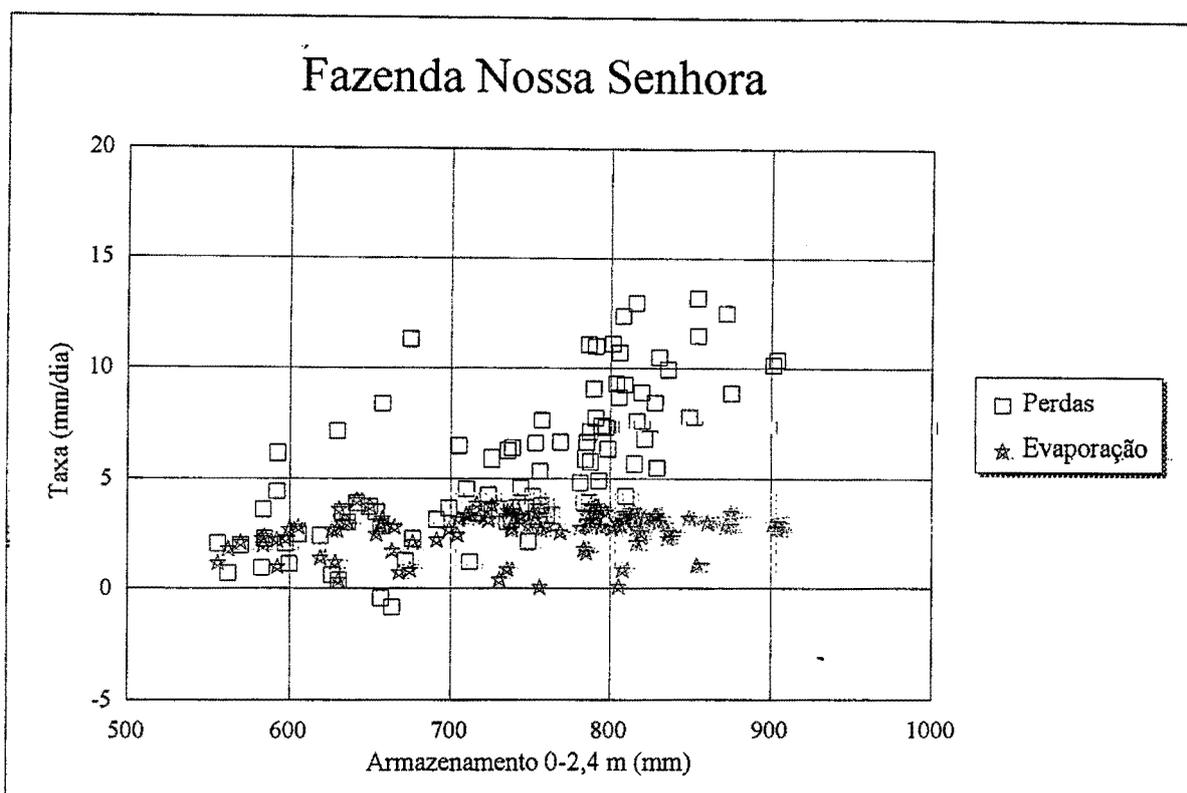


Figura 6.8a: Relação entre a taxa de perdas e de evaporação com o armazenamento na pastagem da fazenda Nossa Senhora (Ji-Paraná).

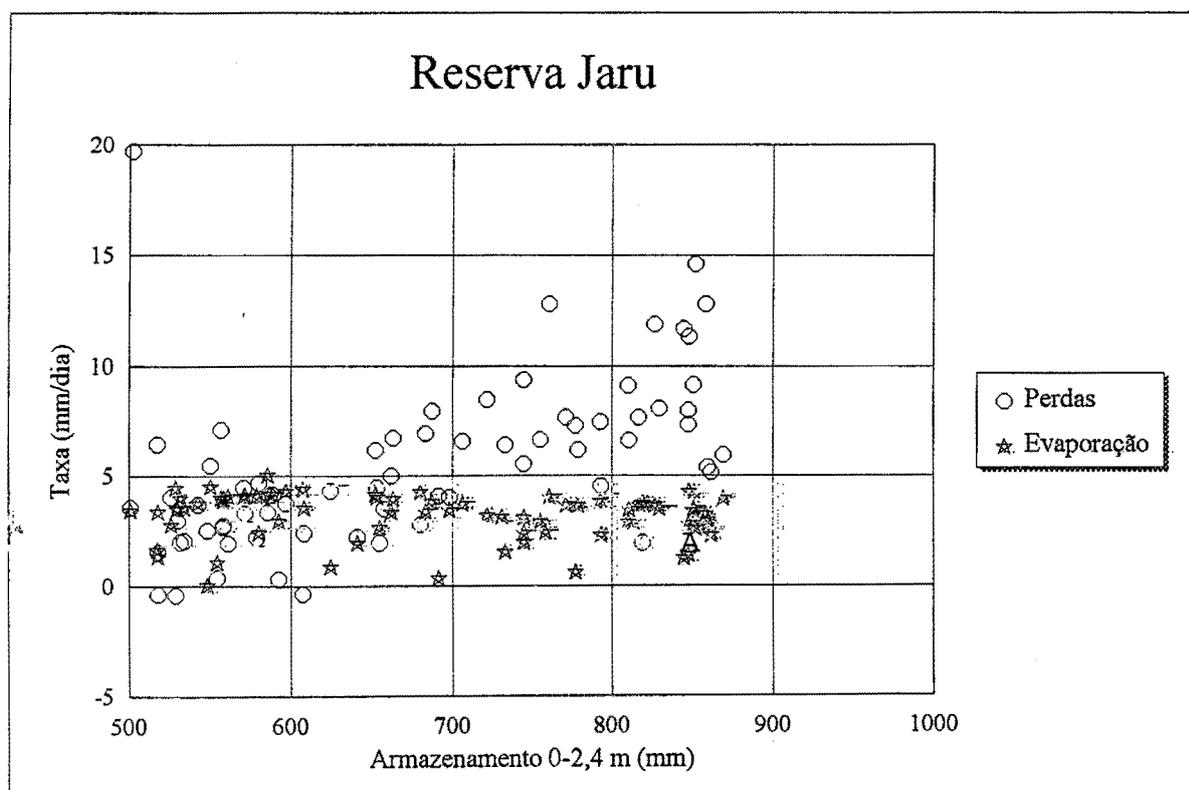


Figura 6.8b: Relação entre a taxa de perdas e de evaporação com o armazenamento na floresta da Reserva Jaru (Ji-Paraná).

destes coeficiente usados na floresta da Fazenda Dimona e na Reserva Jarú.

A aproximação dada pela equação (30) é aceitável a nível diário. A nível horário, é necessário considerar o fluxo de calor do solo (que pode alcançar 10 W m^{-2}) e o armazenamento térmico da floresta que chega a ser importante entre as 10 e 11 h (com valores de até 80 W m^{-2}). No entanto, estes termos tendem a se compensar durante o dia e o valor final, utilizando apenas radiação líquida, não difere significativamente do resultante de um cálculo mais rigoroso (I.R. Wright, Institute of Hydrology, comunicação pessoal).

A drenagem profunda na pastagem da Fazenda Dimona foi obtidas de dois experimentos (Kplot1 e Kplot2) usando medições de Tomasella e Hodnett (1995) para determinar condutividade hidráulica não-saturada pelo método do perfil instantâneo, IPM (Hillel, 1972). Neste método, uma parcela do solo foi irrigada até a saturação, e logo deixou-se drenar o perfil. Para evitar evaporação e fluxo lateral, as parcelas foram isoladas lateral e superiormente por meio de uma lona plástica. Durante a drenagem, tomaram-se leituras de umidades no solo e potencial matricial para diferentes tempos a partir do início da drenagem. As taxas de drenagem profunda mostradas na figura 6.7a foram obtidas calculando a variação de armazenamento entre duas medições de umidade, e plotando essa taxa contra o armazenamento no final do período. Esses valores refletem o processo de drenagem interna devido às forças gravitacionais e não estão perturbados pelo movimento de ascensão causados pela evaporação.

Na pastagem da Fazenda Dimona, a figura 6.7a mostra que a curva de perdas aproxima-se à de drenagem profunda obtidas do IPM para armazenamentos altos, e coincide com a evaporação para armazenamento baixos. Desta forma, a curva resultante da adição da curva do IPM com a de evaporação praticamente superpõe-se com a curva de perdas. Isto indica que as componentes dominantes da curva de perdas para este local são a drenagem profunda (que depende das propriedades físicas do solo) e a evaporação (que depende de condições meteorológicas) e que o escoamento superficial parece ser de menor importância, em concordância com estudos prévios. Já na Fazenda Nossa Senhora (figura 6.8a), onde constam as curvas de perdas e de evaporação, verificam-se as mesmas relações encontradas na pastagem da Fazenda Dimona.

A dispersão para valores de armazenamento altos na curva de perdas é devido às simplificações adotadas na aproximação dada pela equação (6) tais como a discretização temporal e possíveis erros de medição.

No caso da evaporação, a dispersão dos valores (mais evidente em Ji-Paraná) está associada ao aumento de nebulosidade, que reduz a energia disponível para o processo de evaporação. Obviamente, este processo não pode ser explicado pelo armazenamento de água no solo.

Tanto as curvas de perdas como as de evaporação em ambos os locais mostram um ponto de inflexão, ou seja, um valor de armazenamento a partir do qual a evaporação mostra um decréscimo gradual devido ao aumento de déficit de água no perfil do solo. Esse ponto de inflexão corresponde a aproximadamente 560 mm na pastagem da Fazenda Dimona (figura 6.7a) e a 650 mm no caso da Fazenda Nossa Senhora (figura 6.8a). Esse tipo de relação é similar à encontrada por Denmead e Shaw (1962). Estes autores mostram que a inflexão varia com a taxa de evaporação potencial; no entanto, as curvas encontradas nos dois locais não apresentam este comportamento de uma maneira evidente. Isso pode ser explicado pelas condições meteorológicas relativamente uniformes (baixa amplitude térmica) ao longo do ano, que mantêm a demanda atmosférica em um valor praticamente constante (Shuttleworth, 1988).

Esses valores de armazenamento estão associados às propriedades físicas dos solos e não refletem, por si mesmos, o déficit a que está sendo submetida a planta. Como foi mostrado por Hillel (1980), a umidade no solo não é um critério satisfatório para disponibilidade. A fim de quantificar adequadamente esse déficit, verificou-se o valor do potencial matricial obtido dos tensiômetros nos dias em que o armazenamento do solo encontrava-se no entorno aos pontos de inflexão. Os resultados da análise, mostrados na tabela 6.1, indicam a distribuição do potencial matricial crítico com a profundidade nas pastagens de Manaus e Ji-Paraná. A fim de aumentar a representatividade desta análise, os valores de potencial matricial na tabela 6.1 foram obtidos como médias de pelo menos 5 medições.

Tabela 6.1: Distribuição do potencial matricial crítico com a profundidade no início do déficit na pastagens da Fazenda Dimona (FD) e na Fazenda Nossa Senhora (NS) e a média dos dois locais. Os valores de ψ estão em [cm].

Profundidade (cm)	ψ (FD)	ψ (NS)	ψ médio
20	-684,5	-541,1	-612,8
40	-231,2	-410,5	-321,8
60	-138,0	-383,3	-260,7
80	-122,4	-392,3	-257,3
100	-112,6	-276,0	-194,3
120	-111,8	-190,7	-151,3
150	-96,8	-138,9	-117,9
180	-87,7	-127,3	-107,5
210	-83,0	-107,1	-95,0

Pode-se observar que os valores entre ambos os locais são comparáveis, apesar das diferenças

devido à diversidade de espécies, adaptação local às condições de déficit, à variação de condutividade hidráulica, e à diferente distribuição radicular das pastagens dos dois locais determinado por fatores climáticos e edáficos. Os valores no caso da Fazenda Nossa Senhora são menores em até 3 vezes, mas devido à pouca variação de umidade que a curva de retenção desses solos mostram a partir de -200 cm de potencial matricial, o impacto dessas diferenças sobre o valor de armazenamento nos primeiros dois metros de solo não é significativa: no caso da Fazenda Nossa Senhora, o cálculo do armazenamento com os valores médios (coluna 3) em lugar dos valores medidos no local (coluna 2) levou a erros de 2% no armazenamento nos 2 primeiros metros do solo.

Uma abordagem clássica para a estimativa do ponto de inflexão consiste em expressar o armazenamento no início do déficit como uma proporção da capacidade de água disponível, que é a quantidade de água armazenada entre a capacidade de campo e o ponto de murcha (Doorenbos e Pruitt, 1977). Usando curvas de retenção a diferentes profundidades, foram calculados os armazenamentos na capacidade de campo (a um potencial matricial de -100 cm) e no ponto de murcha (a -15000 cm, por extrapolação), para os dois locais.

A tabela 6.2 mostra os valores de armazenamento para os dois primeiros metros de solo nessas tensões, o armazenamento usando os valores de potencial matricial da tabela 6.1, e a relação entre armazenamento no início do déficit com a capacidade de água disponível (comumente denominada água facilmente disponível).

Tabela 6.2: Armazenamento para 2 m de solo (em mm) na capacidade de campo (FC), no ponto de murcha (WP) e no início do déficit (DF), e o percentagem de água facilmente disponível (RAWC).

Local	Arm (FC)	Arm (WP)	Arm (DF)	RAWC %
Fazenda Dimona	910,25	754,3	895,0	90,2
Nossa Senhora	557,2	322,8	499,7	75,4

Da tabela 6.2, conclui-se que as diferenças da proporção entre os dois locais estão em torno de 15 %. Doorenbos e Pruitt (1977) mostram que o efeito do déficit em gramíneas para demandas entre 2-4 mm d⁻¹ se inicia com um esgotamento de água disponível de 60 % no caso de solos argilosos e de 99 % em areia franca. A análise granulométrica mostra que os solos de Manaus são mais argilosos que os de Ji-Paraná; portanto os resultados mostrados na tabela 6.2 estão em contradição com as conclusões de Doorenbos e Pruitt (1977). Uma possível explicação para esses

resultados pode estar nas propriedades de retenção híbridas entre solos arenosos e argilosos mostradas pelos latossolos. A potenciais matriciais muito baixos e muito altos, os latossolos retêm similar quantidade de água que um solo argiloso; no entanto, a potenciais entre -100 e -1000 cm, retêm menor quantidade que um solo argiloso e comportam-se como um solo arenoso (Demattê, 1988).

Outro aspecto considerado diz respeito aos valores mínimos de evaporação durante os períodos secos. A evaporação é nula no denominado ponto de murcha, convencionalmente definido como a umidade volumétrica a um potencial matricial de -15 atm (-15500 cm). Hillel (1980) mostra que a não uniformidade do sistema radicular cria gradientes de potencial ao longo do perfil, provocando um movimento ascendente do fluxo durante períodos secos. Como fora mostrado por Nepstad et al. (1994), esse é o caso das pastagens na Amazônia, as quais apresentam uma marcada variação da densidade de raízes ao longo do perfil (de 4 mg cm⁻³ na superfície a 0.002 mg cm⁻³ a 2,75 m de profundidade). Portanto, a adoção de um potencial de -15500 cm, uniforme entre 0-2 m, leva a uma sub-estimativa do armazenamento no ponto de murcha. A fim de obter uma estimativa mais realista das condições de fortes déficit na pastagem, analisou-se os períodos que apresentaram as maiores secas nos quatro anos de observações do ABRACOS. No caso da Fazenda Dimona, o período escolhido foi de 28/10/90 a 4/11/90, em que a depleção de armazenamento de água no solo nos primeiros 2 m variou de 791,66 a 790,06 mm, o que indica uma taxa de 0,53 mm d⁻¹ de evaporação (desprezando a ascensão capilar abaixo de 2 m). A análise na Fazenda Nossa Senhora, em Ji-Paraná, foi realizado no período de 11/07/93 a 8/08/93, em que o armazenamento entre 0-3,6 m diminui desde 965,6 a 902,6 mm. Levando em conta o total precipitado (2,56 mm) e assumindo uma taxa de drenagem profunda de 0,17 mm d⁻¹ (Hodnett et al. 1995b), a taxa de evaporação foi de 2,17 mm d⁻¹ (a estimativa com a fórmula de Penman-Monteith no local indica uma evaporação média de 2,27 mm d⁻¹ no período). No caso da Fazenda Boa Sorte (Marabá), utilizou-se o período do 6/10/92 ao 3/11/92, em que o armazenamento nos 3,6 m de solo variou desde 818,7 mm a 805,4 mm e a chuva totalizou 0,77 mm, resultando numa evaporação estimada de 0,50 mm d⁻¹.

A média de evaporação dos três locais fornece uma taxa de 1,1 mm d⁻¹. Para esses períodos, em cada local e a diferentes profundidades, foram extrapolados os valores do potencial matricial (a partir das curvas de retenção) usando as umidades medidas no campo. A tabela 6.3 indica os valores de umidade juntamente com os valores extrapolados.

Os valores de potencial matricial são maiores que o correspondente ao ponto de murcha (geralmente considerado a -15500 cm). Deve-se salientar, no entanto, que os valores de potencial

matricial próximos a superfície, onde se concentra a maior proporção de raízes, devem ser bem menores que os extrapolados na tabela 6.3. Como não se dispõe da curva de retenção na superfície, foi difícil fazer uma estimativa desses valores.

Essa tabela sugere a existência de fluxo vertical ascendente das camadas abaixo de 2 m para a superfície. A taxa de ascensão capilar está ligada ao gradiente e à condutividade. No caso da pastagem de Ji-Paraná, Hodnett et al. (1995b) estimaram uma contribuição de 0,4 mm d⁻¹ desde a camada de 2-3,6 m à zona superior do perfil durante o período seco de julho-início de agosto de 1993.

Tabela 6.3: Variação do potencial matricial ψ_r (cm) com a profundidade para uma taxa de evaporação média de 1,1 mm d⁻¹.

Prof. (cm)	Dimona		Nossa Senhora		Boa Sorte		ψ_r médio
	θ_r	ψ_r	θ_r	ψ_r	θ_r	ψ_r	
20	0,408	-2000	0,053	-1500	0,131	-2000	-1833
40	0,291	-2000	0,12	-1100	0,22	-1100	-1400
60	0,311	-1800	0,242	-980	0,264	-900	-1227
80	0,369	-900	0,287	-900	0,271	-700	-833
100	0,437	-800	0,309	-850	0,241	-600	-750
120	0,446	-700	0,287	-800	0,254	-500	-667
150	0,462	-300	0,245	-600	0,232	-300	-400
180	0,517	-250	0,239	-400	0,211	-250	-300
210	0,522	-150	0,279	-300	0,226	-150	-200

A importância prática das tabelas 6.1 e 6.3 está na possibilidade de estimar com razoável precisão o início e a intensidade do estresse nas áreas de pastagem a partir do conhecimento da curva de retenção do local.

Da análise da curva de drenagem, obtida a partir do perfil instantâneo, e mostrado na figura 6.7a, é possível inferir que o solo atinge a sua capacidade de campo para um armazenamento de aproximadamente 580 mm para Kplot1 e 610 mm para Kplot2. Da mesma forma que no caso do potencial crítico para estresse hídrico, os tensiômetros permitiram determinar a que potencial matricial a drenagem livre do perfil se faz desprezível. A tabela 6.4 mostra os valores médios obtidos dos ensaios Kplot1 e Kplot2.

Estes resultados estão de acordo com as experiências de Medina e Oliveira (1987), que através de medições de laboratório e de campo, concluem que a aplicação de pressões de 0.01 MPa (\approx -100 cm) em amostras de solo fornecem a melhor estimativa de capacidade de campo no latossolo

amarelo de Manaus.

Tabela 6.4: Valores de potencial matricial na capacidade de campo.

Profundidade (cm)	ψ (cm)
30	-83,0
50	-93,5
75	-97,0
105	-85,4
135	-79,1

Na figura 6.7b observa-se uma marcada superposição dos valores da função de perdas com os de evaporação para armazenamentos variando entre 810 e 890mm na floresta da Fazenda Dimona. As discrepâncias para armazenamentos menores a 810mm, como já foi mencionado anteriormente, devem-se ao fato de que a floresta extrai água a profundidades maiores que 2 m quando os potenciais matriciais são muito negativos e a condutividade muito baixa nos 2 primeiros metros de solo. Como esperado, a separação de ambas as curvas se faz cada vez mais rápida a medida que diminui o armazenamento, acompanhando a evolução da curva de retenção.

A figura 6.8b relaciona a função de perdas com a evaporação no caso da Reserva Jarú. Neste caso a extração de água a profundidades maiores a 2 m durante a estação seca não se revela de forma evidente, como verificado na floresta da Fazenda Dimona. No entanto, o limite de abstração pode ser deduzido a partir da curva de armazenamento em função do tempo, mostrada na figura 6.2a. Pode-se observar que a partir de 380 mm de armazenamento, a depleção na camada de 0-2 m se torna desprezível o que, para fins práticos, pode ser considerado o limite de abstração. Com relação à evaporação, a mesma apresenta valores constantes para armazenamentos entre 650 mm e 900 mm, mostrando quedas importantes durante períodos excessivamente chuvosos.

Da mesma forma que na pastagem, procurou-se relacionar o potencial matricial medido nos tensiômetros com o instante em que o sistema radicular da floresta é obrigado a extrair uma parcela significativa de água abaixo dos 2 m superiores do solo. Para determinar esse ponto, usou-se informação das florestas de Manaus, Ji-Paraná e Marabá. A tabela 6.5 mostra os valores obtidos nos três locais usando médias de pelo menos 5 leituras de potencial matricial. No caso de Marabá, os valores para profundidades maiores que 80 cm, foram extrapolados a partir da curva de retenção plotadas em gráficos logarítmicos, usando os valores de umidade medidos com a sonda de nêutrons.

Os valores na Fazenda Dimona e na Reserva Jarú mostram resultados comparáveis, no entanto os

potenciais na Reserva Vale são até duas vezes maiores. A razão dessa resposta tão diferente pode ser devido a adaptações fisiológicas da floresta em um local onde as condições de seca são mais extremas e/ou variações na condutividade hidráulica. Por outro lado, existem reservas quanto à extrapolação devido à inflexão que mostram as curvas de retenção da floresta em Marabá, abaixo de -600 cm de potencial matricial, o que faz com que as curvas não apresentem alinhamento claro nos gráficos logarítmicos. No caso da Reserva Vale do Rio Doce, a variação em profundidade do potencial matricial não apresenta uma tendência esperada, isto é, um aumento rápido e logo gradual. No entanto, esses pontos foram incluídos na média calculada na última coluna da tabela 6.5, pois refletem condições mais extremas que devem ser levadas em consideração.

Tabela 6.5: Potencial matricial de início da exploração radicular abaixo de 2 m na floresta de Manaus (FD), Ji-Paraná (RJ) e Marabá (RV).

Profun. (cm)	ψ (cm) (FD)	ψ (cm) (RJ)	ψ (cm) (RV)	ψ (cm)
20	-839,2	-789,2	-819,8	-816,1
40	-819,8	-767,0	-653,8	-746,9
60	-798,4	-753,1	-752,0	-767,8
80	-798	-737,0	-1500*	-1011,7
100	-778	-752,6	-1500*	-1010,2
120	-758	-715,2	-1200*	-891,1
150	-728	-620,1	-1100*	-816,0
180	-698	-605	-1100*	-801,0
210	-668	-554,9	-1100*	-774,3

* Valores extrapolados

A comparação entre as tabelas 6.3 e 6.5 revela que os gradientes de potencial matricial durante os períodos secos na floresta não são tão acentuados quanto na pastagem, fato que está ligado à distribuição radicular. A floresta realiza uma extração mais uniforme e utiliza de uma maneira mais eficiente a água disponível nos dois primeiros metros de solo, o que está relacionado à distribuição radicular.

Os potenciais matriciais indicados nas tabelas 6.3 e 6.5 apresentam um certo grau de incerteza, pois são valores extrapolados ou observados quando os tensiômetros estão no limite de leitura. De qualquer maneira, o erro cometido na estimativa de umidade a partir de -600 cm de potencial matricial tende a ser menor, devido à pouca variação de umidade mostradas nas curvas de retenção desses solos.

As relações mostradas nas figuras 6.7 e 6.8 indicam que, apesar da natureza totalmente empírica

da função de perdas, ela pode ser vinculada a outros processos físicos permitindo, por sua vez, a estimativa desta curva a partir de medições indiretas de evaporação e drenagem. Essas conclusões permitem extrapolar informação a locais sem dados com um menor grau de incerteza.

6.4 Ajuste e verificação do modelo nos locais do Projeto ABRACOS

O modelo foi aplicado em períodos sem falhas na precipitação, usando, como valores iniciais, o valor médio do armazenamento e as covariâncias dos parâmetros c , d e f contra o armazenamento, calculados a partir de dados observados. Durante os períodos sem falhas nos dados de precipitação, previsões foram feitas sem atualizar os parâmetros do modelo em função dos valores observados. A cada falha no valor de precipitação, o modelo foi reinicializado usando informação de campo.

Primeiramente, o modelo foi ajustado aos valores observados com os dados de precipitação e armazenamento medidos no campo. Em uma etapa posterior, realizou-se a verificação do modelo, ou seja, os valores de armazenamento preditos nesse período foram comparados às medições de campo não utilizadas na fase de calibração do modelo. Devido à limitação de tempo, os dados utilizados na verificação do modelo não foram submetidos a um processo de controle de qualidade rigoroso, tal como foi feito nos dados disponíveis na fase de ajuste, e a checagem da informação limitou-se à eliminação e correção de erros mais grosseiros. A tabela 6.6 indica os períodos utilizados no ajuste e verificação do modelo para os três locais.

Tabela 6.6: Períodos usados na aplicação do modelo.

Local	Ajuste	Verificação
Manaus	Set/90-Dez/93	Dez/93-Nov/94
Ji-Paraná	Out/91-Dez/93	Dez/93-Fev/95
Marabá	Ago/91-Out/93	Out/93-Dez/94

A seguir serão apresentados os resultados da aplicação dessa metodologia a cada local.

6.4.1 Manaus

As tabelas 6.7 e 6.8 mostram o conjunto de parâmetros obtidos pelo processo de otimização, minimizando as diferenças entre o armazenamento medido e o predito em cada tubo, para pastagem a floresta da Fazenda Dimona, respectivamente.

Tabela 6.7: Parâmetros ajustados na pastagem da Fazenda Dimona.

Tubo	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>f</i>	$\epsilon\%$
1	83,04	36,31	2,04	1,27
2	83,83	36,21	2,69	1,26
3	83,05	36,30	2,07	0,85
4	81,38	36,31	2,37	0,96
5	84,99	36,22	2,52	1,60
6	83,91	36,19	3,00	1,35
7	89,88	36,12	2,96	2,02
8	75,14	35,46	2,47	0,96
9	80,18	36,25	2,94	1,22
10	81,00	36,37	2,11	1,17
11	82,05	36,32	2,51	1,03
12	84,85	36,29	1,71	1,22
13	83,63	36,37	1,70	1,06

Tabela 6.8: Parâmetros ajustados na floresta da Fazenda Dimona.

Tubo	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>f</i>	$\epsilon\%$
16	83,96	36,46	2,86	1,04
17	80,17	36,47	2,85	0,98
18	80,63	36,34	2,86	0,97
19	84,21	36,33	3,39	1,12
20	80,61	36,40	2,86	1,20
21	89,73	36,63	2,94	1,11
22	91,07	36,32	2,87	1,06
23	97,96	36,31	2,91	1,45
24	91,76	36,44	2,88	1,57
25	93,22	36,70	2,94	2,24
27	90,29	36,59	3,10	3,05

Na otimização utilizou-se o armazenamento calculado nos 2 m superiores de solo. No ajuste, os

tubos 14 e 15 da pastagem foram excluídos pois apresentam forte influência do lençol freático. Da mesma forma, o foram os tubos 26, 28, 29 e 30 da floresta, que têm profundidade menor a 2 m. A qualidade do ajuste, denotado como ϵ (%), é indicado pela média dos erros relativos no valor predito pelo modelo. A qualidade do ajuste é melhor no caso da Pastagem que na Floresta. Este resultado era esperado, pois a estação meteorológica automática localiza-se na pastagem, e os dados de precipitação usados no ajuste da série da floresta (localizada a aproximadamente 1 km da pastagem) foram os obtidos nessa estação. Como a região apresenta fortes processos de convecção, diferenças significativas de precipitação em distâncias relativamente pequenas são comuns; portanto a precipitação estimada na floresta da Fazenda Dimona pode estar sujeita a erros de transposição.

Como exemplo do resultado da otimização dos parâmetros da equação (20), a figura 6.9 mostra os resultados do ajuste nos tubos T3 e T7, os quais correspondem, respectivamente, ao melhor e pior ajuste da pastagem da Fazenda Dimona (vide tabela 6.7).

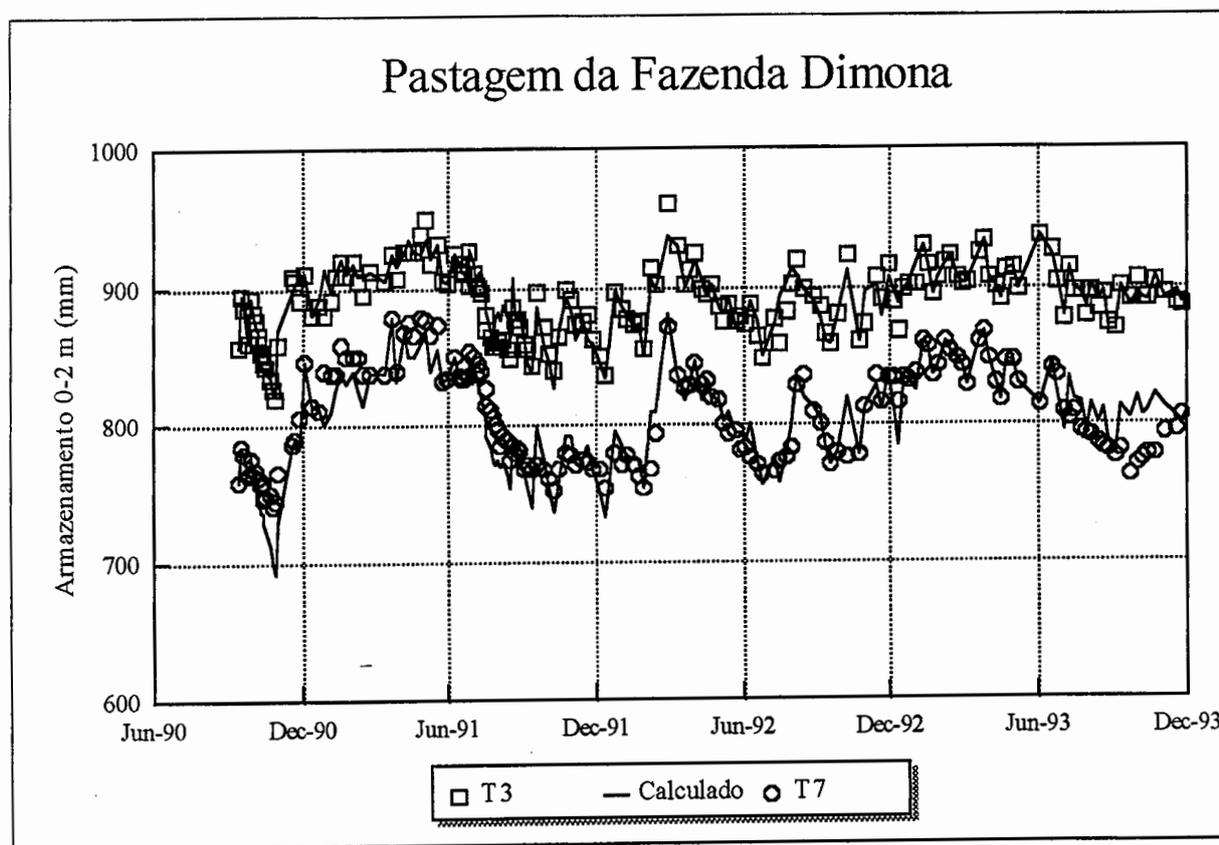


Figura 6.9. Armazenamento medido nos tubos T3 (\square) e no tubo T7 (\circ) e predito pela equação (5) (linhas sólidas).

A matriz de covariâncias e o vetor de valores médios são mostrados nas tabelas 6.9 e 6.10. Os

valores médios dos parâmetros derivados para floresta e pastagem não diferem significativamente, o que indica um comportamento médio similar em ambas as áreas. As figuras 6.10a e 6.10b mostram os resultados da simulação para a pastagem e a floresta respectivamente. Os armazenamentos médio, máximo e mínimo medidos, junto com a média e as bandas de duas vezes o desvio padrão estimados pelo modelo estocástico, são plotados em função do tempo. O erro relativo médio da simulação (para o valor esperado) foi de 0,83 % e 1,20 % para a pastagem e floresta, respectivamente. As bandas de duas vezes o desvio padrão englobam a maior parte dos valores extremos, mostrando a adequação da formulação para predizer tanto o valor esperado quanto a variabilidade espacial observada.

Tabela 6.9: Valores médios e matriz de covariâncias para a pastagem da Fazenda Dimona.

Média	82,841	36,209	2,393
Parâmetro	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>f</i>
<i>c</i>	10,274	0,372	0,120
<i>d</i>		0,052	-0,028
<i>f</i>			0,182

Tabela 6.10: Valores médios e matriz de covariâncias para a floresta da Fazenda Dimona.

Média	87,583	36,454	2,951
Parâmetro	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>f</i>
<i>c</i>	32,119	0,144	0,044
<i>d</i>		0,016	-0,000
<i>f</i>			0,024

As figuras 6.11a e 6.11b mostram os resultados do processo de verificação. O erro relativo médio para o valor esperado foi de 1,37 % e 1,77 % para a pastagem e floresta, respectivamente. Algumas discrepâncias entre valores observados e preditos podem ser devido a erros nas medições de umidade e/ou precipitação.

Pode-se observar nas figuras 6.10a e 6.11a que a banda de confiança tende a sub-estimar a variação observada em campo após a estação seca na pastagem. Nesse período ocorre um súbito aumento da variabilidade espacial do armazenamento de água no solo, o que concorda com os resultados de Hodnett et al. (1995b). Conforme foi demonstrado por Tomasella e Hodnett (1995),

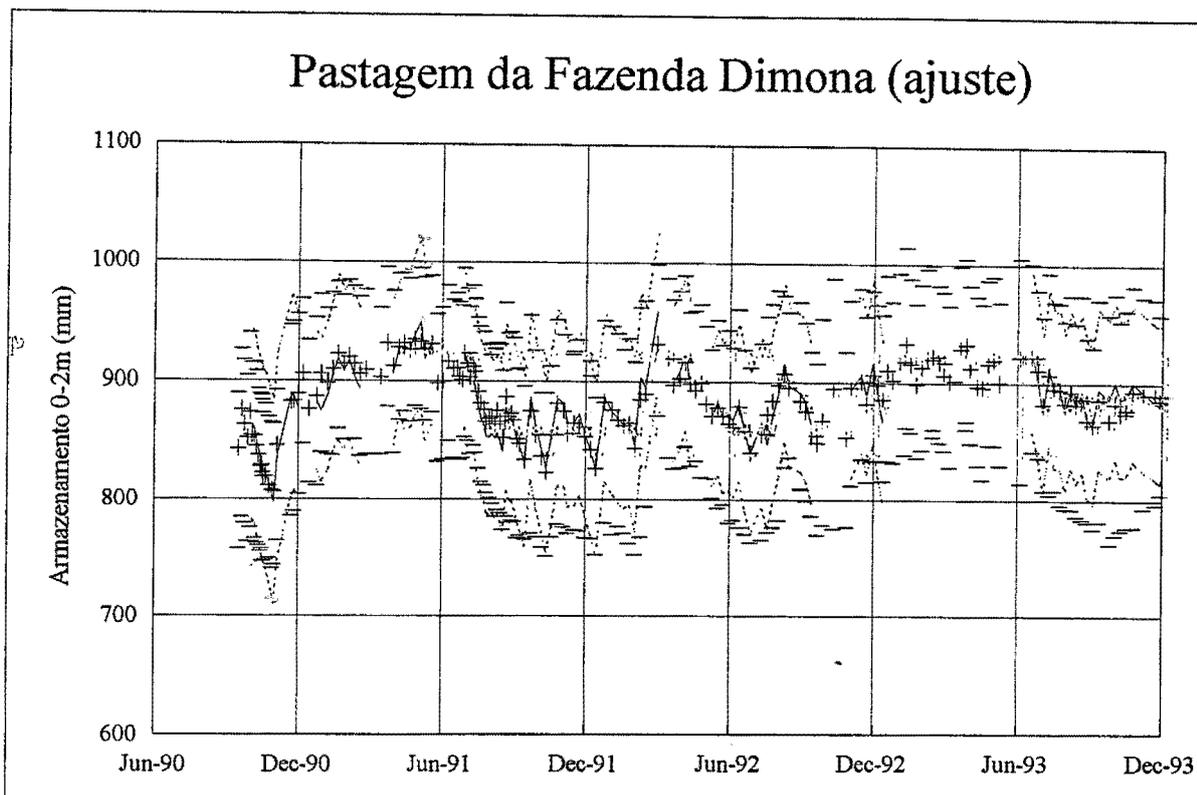


Figura 6.10a: Comparação da média (linha sólida) e a banda de duas vezes o desvio padrão (linhas tracejadas) previstas pelo modelo estocástico com a média (cruzes) e os valores máximo e mínimo (barras horizontais) observados na pastagem de Manaus.

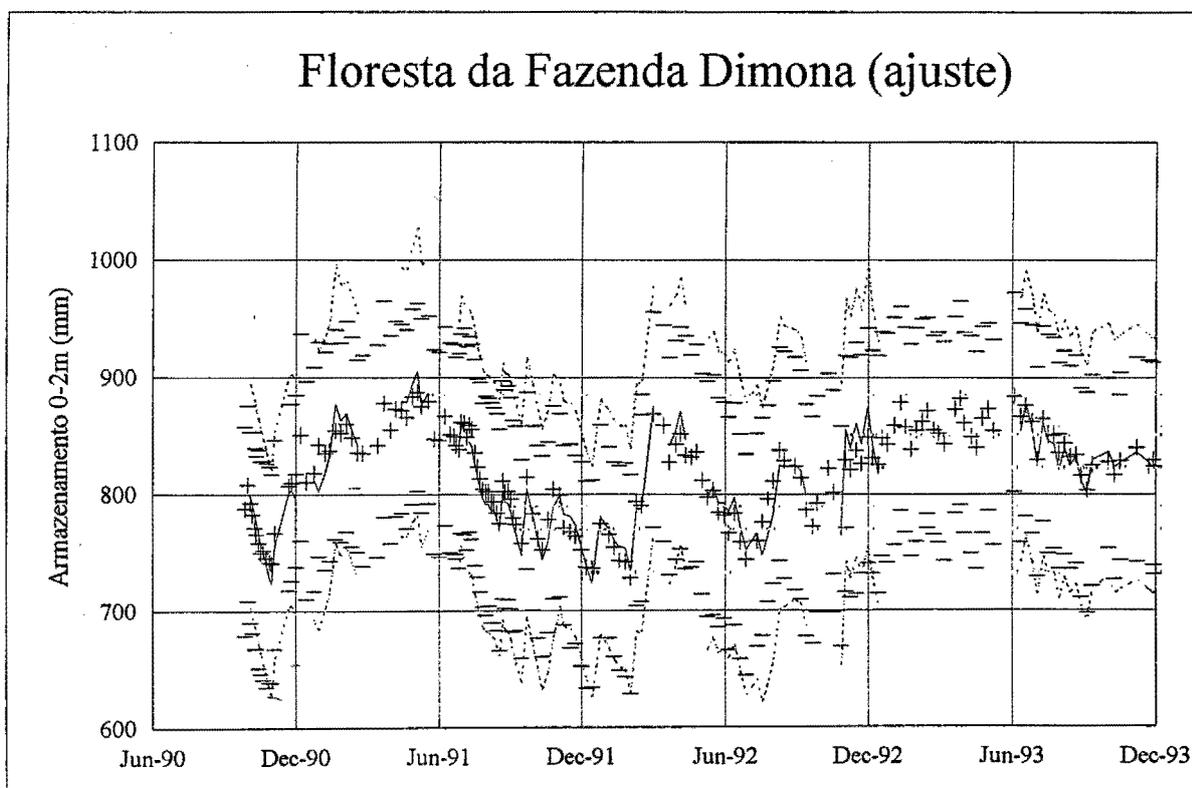


Figura 6.10b: Comparação da média (linha sólida) e a banda de duas vezes o desvio padrão (linhas tracejadas) previstas pelo modelo estocástico com a média (cruzes) e os valores máximo e mínimos (barras horizontais) observados na floresta de Manaus.

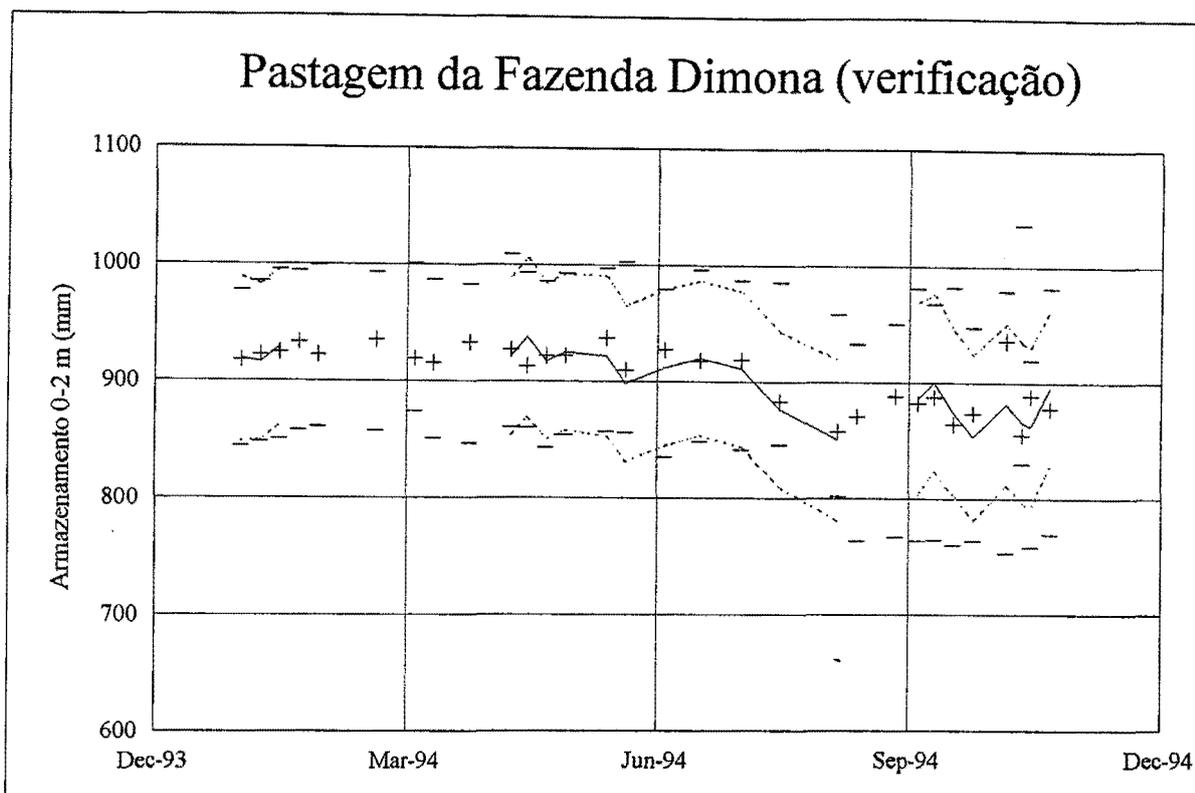


Figura 6.11a: Comparação da média (linha sólida) e a banda de duas vezes o desvio padrão (linhas tracejadas) previstas pelo modelo estocástico com a média (cruzes) e os valores máximo e mínimo (barras horizontais) observados na pastagem de Manaus.

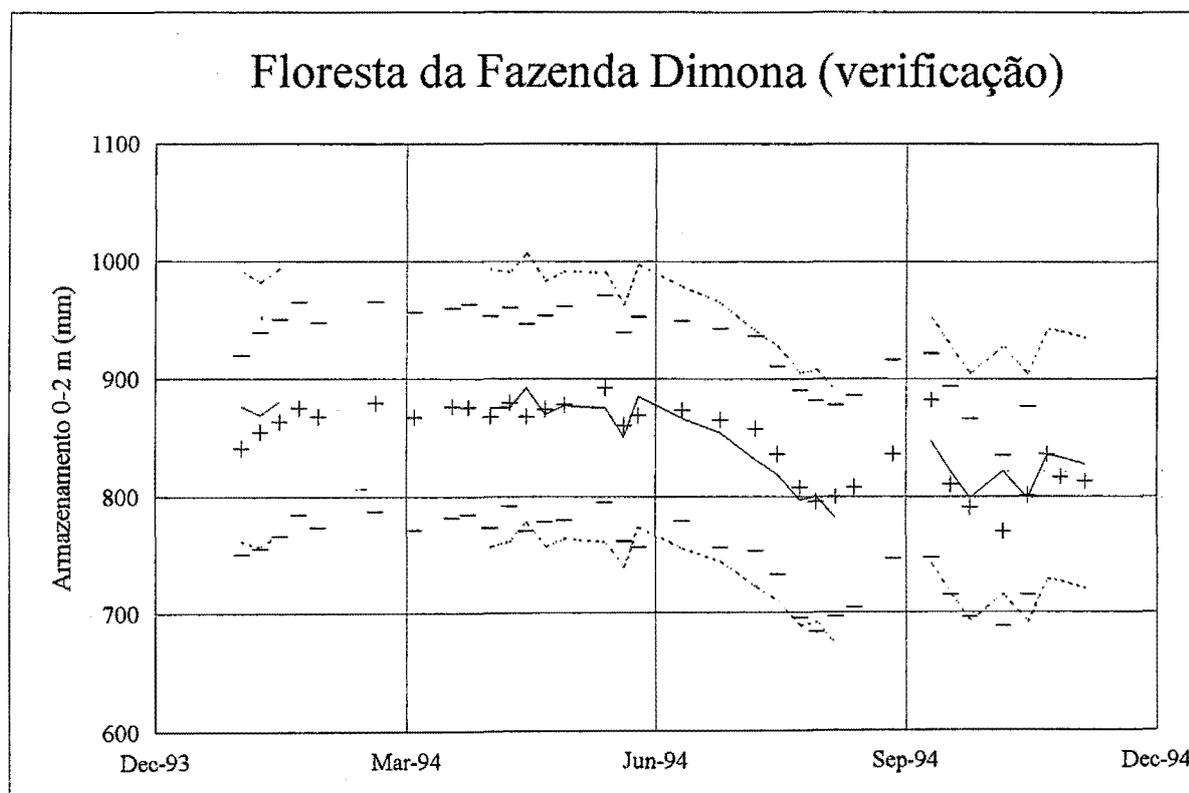


Figura 6.11b: Comparação da média (linha sólida) e a banda de duas vezes o desvio padrão (linhas tracejadas) previstas pelo modelo estocástico com a média (cruzes) e os valores máximo e mínimos (barras horizontais) observados na floresta de Manaus.

a condutividade hidráulica apresenta grande variação espacial na superfície. Isso determina que durante os eventos chuvosos intensos após a estação seca, ocorra um processo seletivo de infiltração provocando umedecimento desigual no sentido espacial. Esse fato reflete-se no aumento da variabilidade espacial, que não pode ser totalmente explicado pela formulação do modelo.

6.4.2 Ji-Paraná

A mesma metodologia foi aplicada a Ji-Paraná. As tabelas 6.11a,b e 6.12 mostram os resultados do processo de otimização para Fazenda Nossa Senhora e Reserva Jarú respectivamente. A otimização, no caso da Fazenda Nossa Senhora, foi feita usando o armazenamento a duas profundidades: 2,4 m (tabela 6.11a), a fim de permitir comparações com os parâmetros obtidos na Reserva Jarú; e a 3,6 m (tabela 6.11b).

Tabela 6.11a: Parâmetros ajustados na Fazenda Nossa Senhora para 3,6 m.

Tubo	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>f</i>	$\epsilon\%$
1	11,65	1,46	-2,96	2,48
2	12,06	1,48	-4,58	2,24
3	11,38	1,48	-3,99	2,83
4	11,55	1,46	-3,78	2,22
5	11,76	1,45	-3,80	2,06
6	11,15	1,44	-3,65	2,12

Tabela 6.11b: Parâmetros ajustados na Fazenda Nossa Senhora para 2,4 m.

Tubo	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>f</i>	$\epsilon\%$
1	11,81	1,46	-3,07	2,94
2	11,70	1,43	-3,92	2,64
3	11,23	1,46	-3,16	2,37
4	11,18	1,42	-2,61	2,81
5	11,26	1,43	-2,77	2,35
6	11,15	1,42	-2,93	2,63

No caso da Reserva Jarú, a armazenagem utilizado corresponde aos 2,4 m de solo, visto que somente dois tubos têm comprimento igual a 3,6 m. Os tubos T11 e T12 (de 2,0 e 2,2 m de profundidade) foram excluídos da otimização, pois são muito sensíveis às oscilações do freático, o que determina que o termo de perdas modelado pela equação (5) mostre uma relação diferente com o armazenagem.

Os parâmetros obtidos na Fazenda Nossa Senhora para o armazenagem nos primeiros 2,4 e 3,6 m de solo são muito similares. No entanto, a qualidade do ajuste é melhor para 3,6 m (com exceção do tubo T3). Essas diferenças se devem-se a que os processos de redistribuição interna não são considerados pela formulação concentrada dada pela equação (5). Em consequência, o armazenagem de água no solo para espessuras maiores tende a filtrar essas variações.

Tabela 6.12: Parâmetros ajustados na Reserva Jarú para 2,4 m.

Tubo	c	d	f	$\epsilon\%$
13	8,53	0,45	-1,83	2,37
14	7,25	0,28	-0,97	3,05
15	7,78	0,39	-1,67	1,90
16	8,06	0,38	-2,12	3,00
17	7,25	0,25	-1,72	1,92
18	8,29	0,38	-2,28	2,64

A qualidade do ajuste, em termos de erro relativo médio, obtido na Reserva Jarú é menor que para a Fazenda Nossa Senhora. Esse fato se explica pela presença do embasamento rochoso próximo à superfície da Reserva Jarú, o que provoca a formação do lençol freático perto da superfície e introduz condições de contorno adicionais na equação (20).

A comparação dos parâmetros obtidos na Fazenda Nossa Senhora e Reserva Jarú revela diferenças devido à diferenças nas da curva de perdas em ambos locais, como mostrado nas figuras 6.5a e 6.5b.

As figuras 6.12a e 6.12b mostram o resultado da aplicação do modelo usando os parâmetros contidos nas tabelas 6.13 e 6.14. O erro relativo médio foi de 1,99% para a Fazenda Nossa Senhora, enquanto que, na Reserva Jarú, esse valor foi de 2,43%. Pode-se observar que as diferenças entre os valores mínimos e máximos de armazenagem entre os tubos aumenta quando o armazenagem diminui, o que é capturado pela banda de duas vezes o desvio padrão estimada

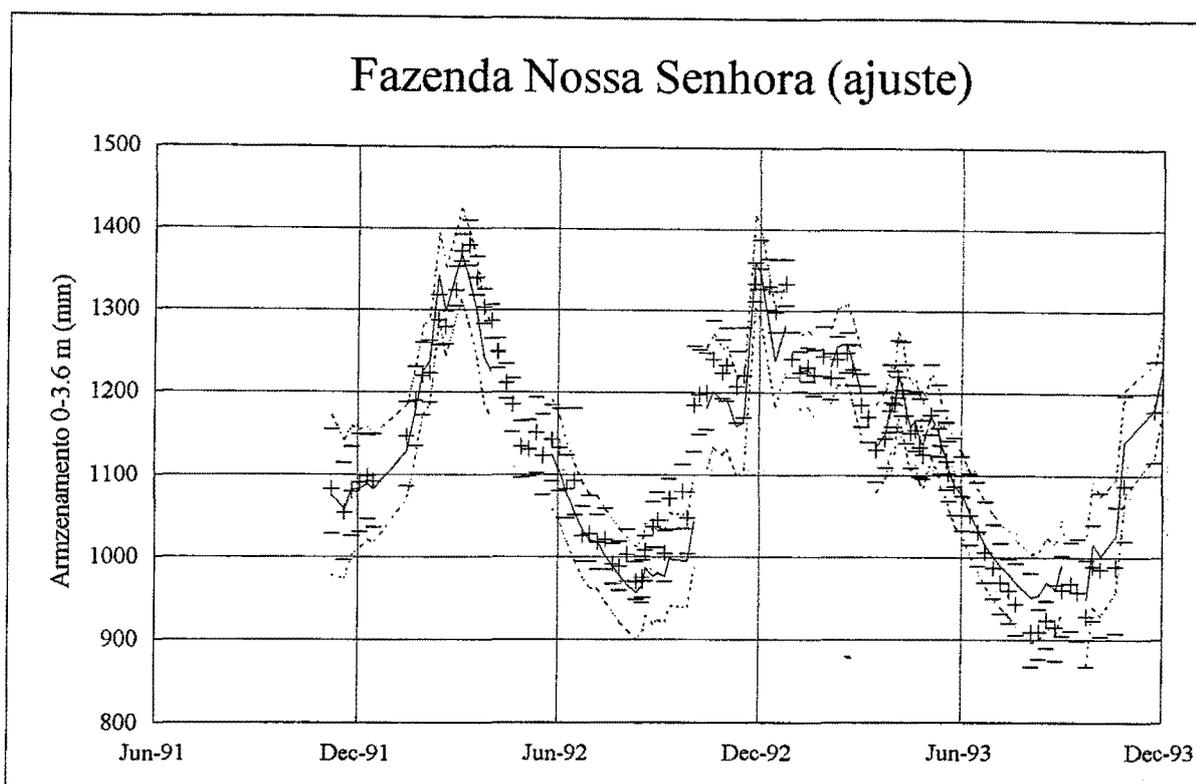


Figura 6.12a: Comparação da média (linha sólida) e a banda de duas vezes o desvio padrão (linhas tracejadas) previstas pelo modelo estocástico com a média (cruzes) e os valores máximo e mínimo (barras horizontais) observados na pastagem de Ji-Paraná.

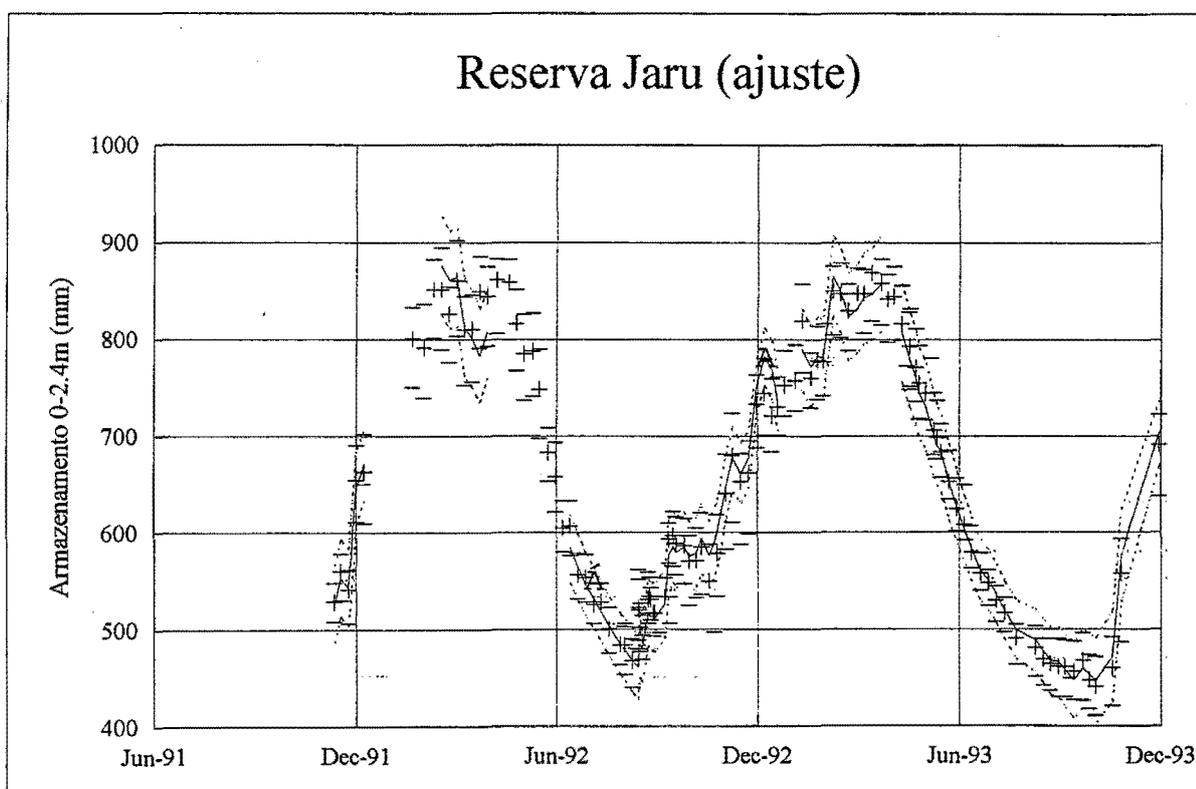


Figura 6.12b: Comparação da média (linha sólida) e a banda de duas vezes o desvio padrão (linhas tracejadas) previstas pelo modelo estocástico com a média (cruzes) e os valores máximo e mínimos (barras horizontais) observados na floresta de Ji-Paraná.

pelo modelo.

O processo de verificação do modelo é mostrado nas figuras 6.13a e 6.13b. No caso da Fazenda Nossa Senhora, limitou-se aos parâmetros obtidos usando o armazenamento nos 3,6 m do solo. A qualidade do ajuste entre valores observados e calculados, expressos pelo erro relativo médio, foi de 2,67% para a Fazenda Nossa Senhora e de 2,47% para a Reserva Jarú, o que pode ser considerado muito similar. A banda de duas vezes o desvio padrão, em geral, subestimou os valores máximos. Isso foi mais evidente no caso da fase de recessão do armazenamento durante a estação seca e, provavelmente, está ligado a leituras consistentemente altas de um dos tubos. Apesar destas limitações, as predições do modelo podem ser consideradas aceitáveis, considerando a simplicidade do modelo utilizado na simulação de um processo altamente complexo.

Tabela 6.13: Valores médios e matriz de covariâncias na fazenda Nossa Senhora para 3,6 m.

Média	11,592	1,460	-3,795
Parâmetro	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>f</i>
<i>c</i>	0,082	0,002	-0,056
<i>d</i>		0,000	-0,004
<i>f</i>			0,228

Tabela 6.14: Valores médios e matriz de covariâncias na Reserva Jarú para 2,4 m.

Média	7,860	0,356	-1,767
Parâmetro	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>f</i>
<i>c</i>	0,237	0,031	-0,143
<i>d</i>		0,005	-0,015
<i>f</i>	-		0,173

6.4.3 Marabá

As tabelas 6.15 e 6.16 mostram o ajuste dos parâmetros para cada tubo na Fazenda Boa Sorte e na Reserva Vale do Rio Doce, respectivamente. O ajuste do modelo é consistentemente melhor no caso da Fazenda Boa Sorte que no caso da Reserva Vale do Rio Doce. Esse resultado era esperado, em razão da pouca sensibilidade mostrada na curva de perdas contra o armazenamento

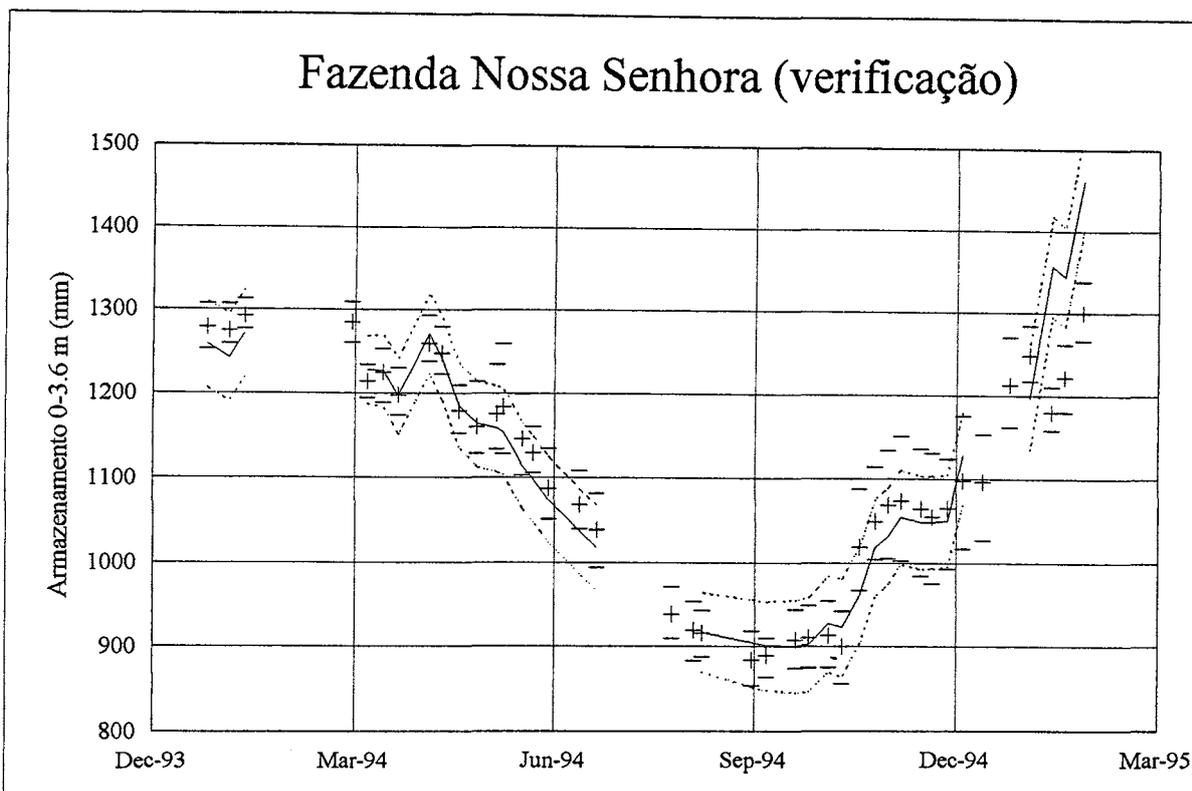


Figura 6.13a: Comparação da média (linha sólida) e a banda de duas vezes o desvio padrão (linhas tracejadas) previstas pelo modelo estocástico com a média (cruzes) e os valores máximo e mínimo (barras horizontais) observados na pastagem de Ji-Paraná.

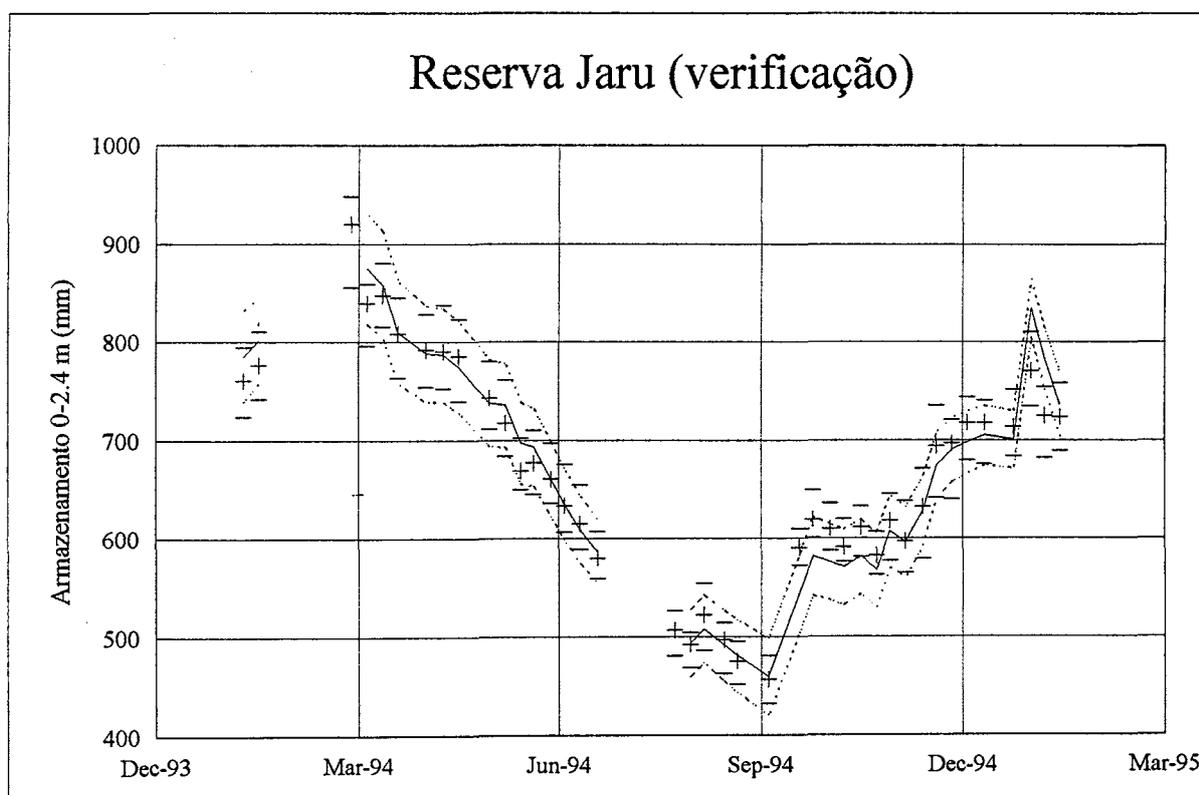


Figura 6.13b: Comparação da média (linha sólida) e a banda de duas vezes o desvio padrão (linhas tracejadas) previstas pelo modelo estocástico com a média (cruzes) e os valores máximo e mínimo (barras horizontais) observados na floresta da Ji-Paraná.

na floresta de Marabá (figura 6.6b).

Tabela 6.15: Parâmetros ajustados na Fazenda Boa Sorte.

Tubo	c	d	f	$\epsilon\%$
1	31,70	8,10	0,75	1,48
2	31,36	8,10	1,28	1,38
3	32,88	8,18	0,63	1,41
4	33,59	8,18	1,50	1,78
5	34,24	8,18	1,06	1,74
6	33,01	8,10	1,01	1,71

Tabela 6.16: Parâmetros ajustados na Reserva Vale do Rio Doce.

Tubo	c	d	f	$\epsilon\%$
1	11,80	1,28	-0,04	2,63
2	10,79	1,26	0,74	3,80
3	9,06	1,26	0,81	5,32
4	9,93	1,06	0,60	5,19
5	10,67	1,25	0,77	3,31
6	9,59	1,10	0,61	6,40

A aplicação do modelo com os parâmetros indicados nas tabelas 6.17 e 6.18 é mostrado nas figuras 6.14a e 6.14b. Os erros relativos médios ficaram em 1,30% e 3,90% para a Fazenda Boa Sorte e a Reserva Vale do Rio Doce, respectivamente. No caso da Reserva Vale, o modelo ajusta bem a recessão do armazenamento de água no solo, mas apresenta dificuldades na fase de aumento do armazenamento após as precipitações. Isso parece estar associado à grande dispersão que a curva de perdas apresenta no intervalo entre 800 e 1000 mm de armazenamento (figura 6.6b). A banda de confiança de duas vezes o desvio padrão, em geral, englobou quase a totalidade dos valores máximos e mínimos observados em ambos locais.

A verificação do modelo, plotado nas figuras 6.15a e 6.15b, produziu erros relativos médios de 1,96 % e 4,35% para a pastagem e floresta, respectivamente. No caso da Reserva Vale do Rio Doce, o modelo subestimou a fase de recessão. A banda de confiança tende a superestimar o intervalo de variação dos valores observados, particularmente no caso da floresta.

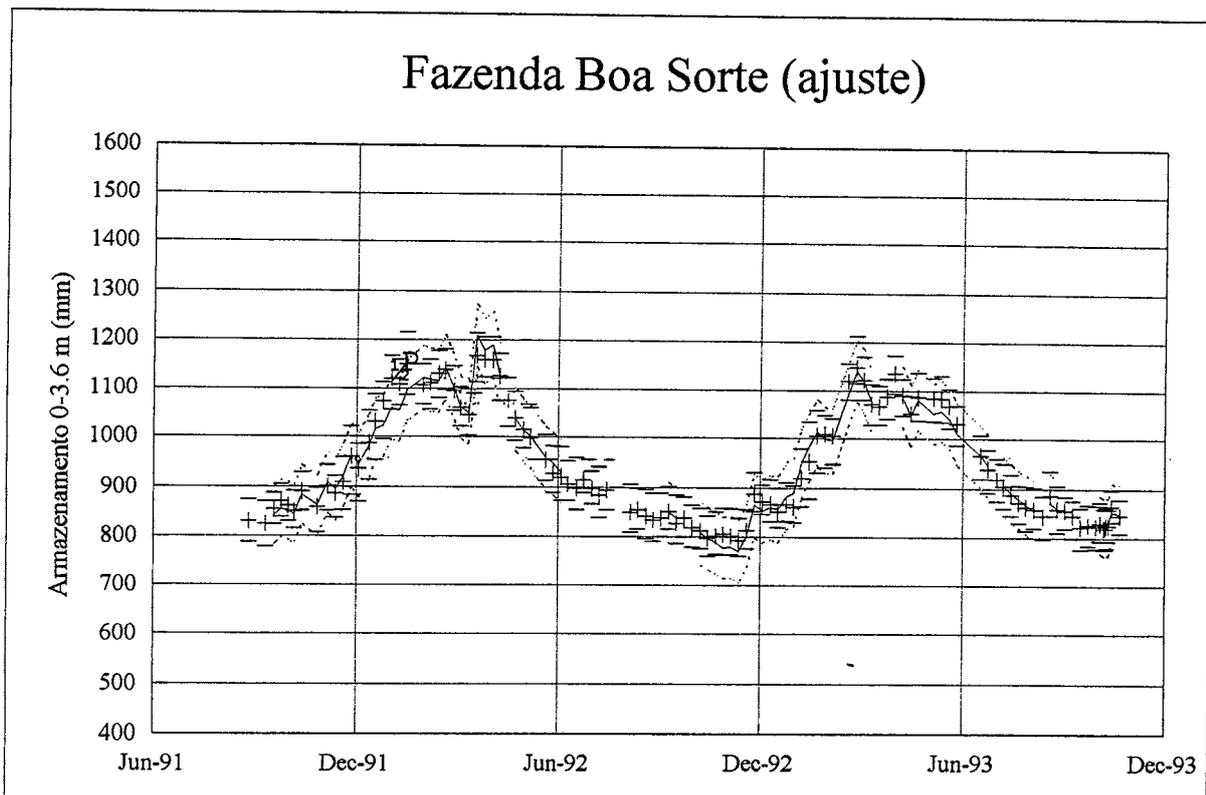


Figura 6.14a: Comparação da média (linha sólida) e a banda de duas vezes o desvio padrão (linhas tracejadas) previstas pelo modelo estocástico com a média (cruzes) e os valores máximo e mínimo (barras horizontais) observados na pastagem de Marabá.

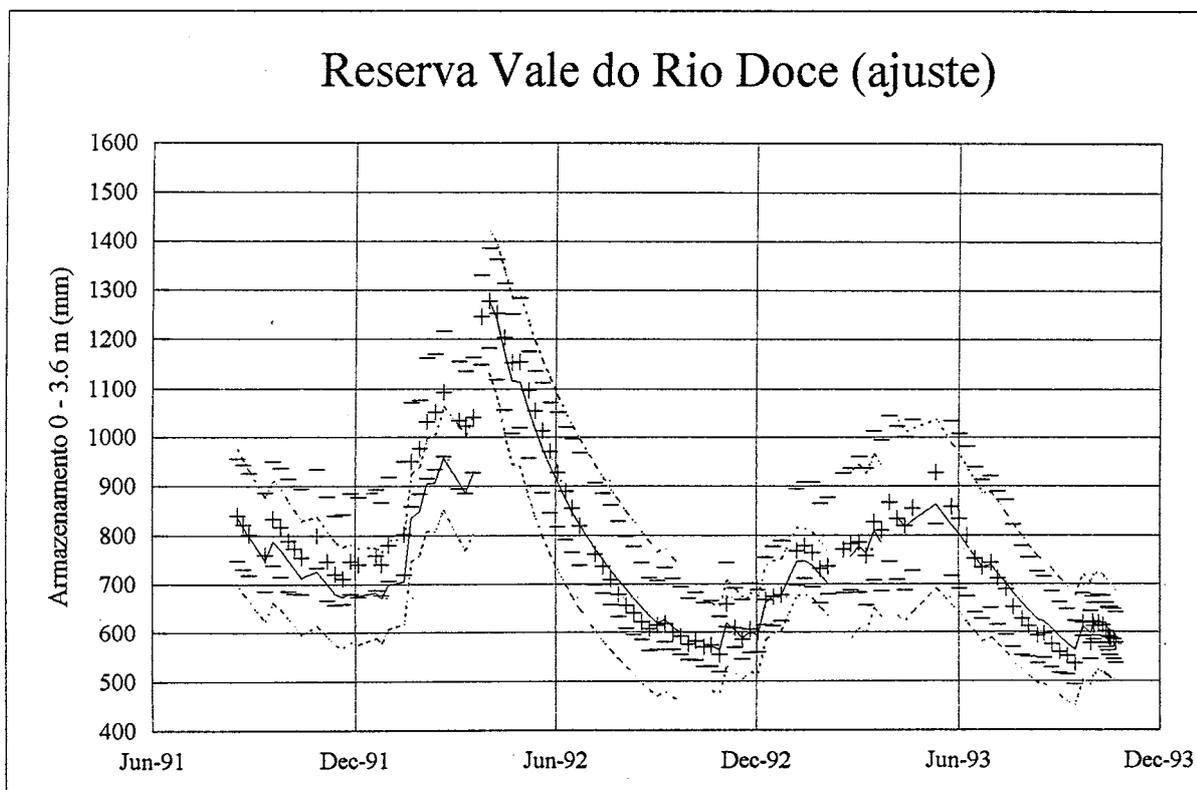


Figura 6.14b: Comparação da média (linha sólida) e a banda de duas vezes o desvio padrão (linhas tracejadas) previstas pelo modelo estocástico com a média (cruzes) e os valores máximo e mínimos (barras horizontais) observados na floresta de Marabá.

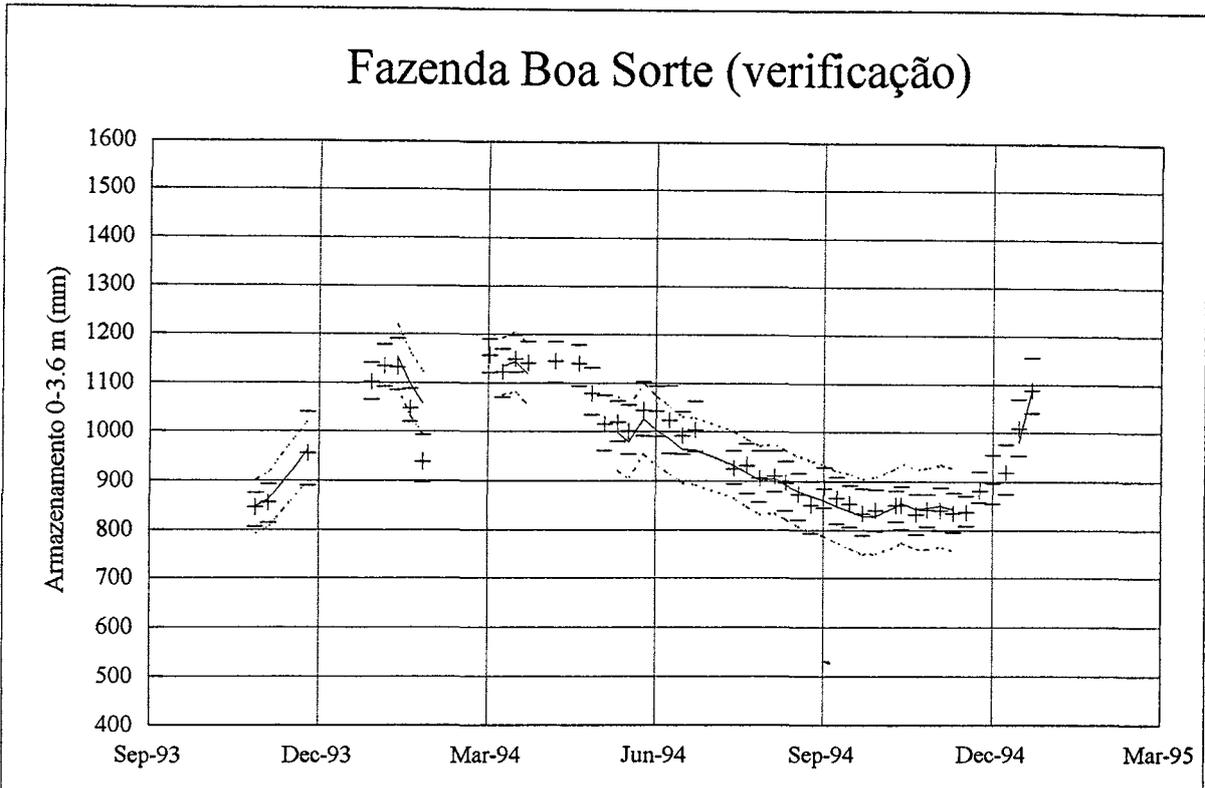


Figura 6.15a: Comparação da média (linha sólida) e a banda de duas vezes o desvio padrão (linhas tracejadas) previstas pelo modelo estocástico com a média (cruzes) e os valores máximo e mínimos (barras horizontais) observados na pastagem de Marabá.

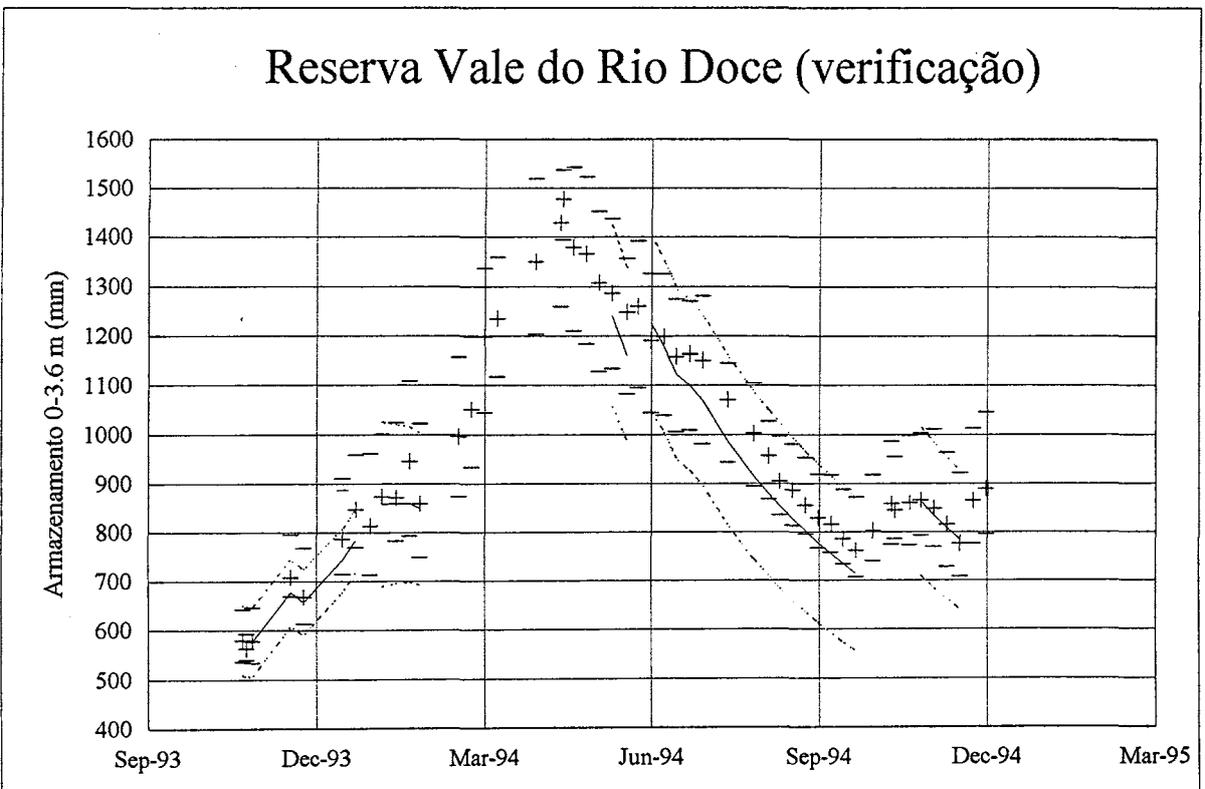


Figura 6.15b: Comparação da média (linha sólida) e a banda de duas vezes o desvio padrão (linhas tracejadas) previstas pelo modelo estocástico com a média (cruzes) e os valores máximo e mínimos (barras horizontais) observados na floresta de Marabá.

A aplicação do modelo proposto nos locais do Projeto ABRACOS em Marabá, mostrou resultados bons no caso da Fazenda Boa Sorte. No caso da Reserva Vale do Rio Doce, a qualidade dos resultados devem ser considerados com reserva. A dificuldade do modelo na modelação do processo pode ser atribuída às propriedades de retenção peculiares mostradas por esse solo.

Tabela 6.17: Valores médios e matriz de covariâncias da Fazenda Boa Sorte.

Média	32.80	8.141	1.038
Parâmetro	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>f</i>
<i>c</i>	1.005289	0.030	0.053
<i>d</i>		0.001	0.001
<i>f</i>			0.087

Tabela 6.18: Valores médios e matriz de covariâncias da Reserva Vale do Rio Doce.

Média	10.307	1.200	0.581
Parâmetro	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>f</i>
<i>c</i>	0.801	0.035	-0.182
<i>d</i>		0.007	-0.004
<i>f</i>			0.083

7 ESTIMATIVA DO ARMAZENAMENTO DE ÁGUA NO SOLO EM OUTROS LOCAIS DE AMAZÔNIA

A comparação das séries de armazenamento de água no solo obtidas pelo Projeto ABRACOS em três locais de Amazônia mostraram diferenças, tanto na grandeza quanto no intervalo de variação do armazenamento. Tais diferenças são atribuídas à variação das propriedades físicas dos solos e da precipitação.

Em relação à precipitação, Clarke (1994) mostrou, através de análise estatística, que a variabilidade espacial pode ser alta. Isso determina déficits de água no solo de severidades diferentes durante a estação seca, que poderiam criar processos de advecção a nível local.

A figura 7.1 mostra o mapa exploratório de solos da Amazônia, compilado por Vieira e Santos (1987) a partir dos estudos do RADAMBRASIL, onde se observa a ocorrência de uma ampla variedade de solos na área. Essa heterogeneidade espacial implica uma resposta variada no que diz respeito à capacidade de armazenamento e à drenagem dos solos. As séries de armazenamento de água no solo do Projeto ABRACOS apresentam, portanto, fortes limitações quanto à representatividade de toda a área.

O modelo apresentado no capítulo 4 estima a variabilidade espacial do armazenamento de água no solo para cada local do ABRACOS. Esta aproximação permite capturar a variabilidade espacial em mesoescala, e sua aplicabilidade está limitada a bacias na ordem de km^2 . No entanto, os estudos de impacto climático abrangem áreas da ordem de milhões de km^2 (macroescala), o que obriga ao desenvolvimento de outro tipo de aproximação.

Este capítulo visa elaborar uma metodologia que permita estimar o armazenamento de água no solo em outros locais de Amazônia, para os dois metros superiores do solo, e em áreas de pastagem e de floresta, com a finalidade de obter informação generalizada sobre a distribuição geográfica do armazenamento. Portanto, a diferença entre a aproximação desenvolvida neste capítulo com aquela apresentada no capítulo 6 está na escala na qual a variabilidade espacial do armazenamento de água no solo é modelada.

Em uma aproximação de macroescala, o armazenamento de água no solo é caracterizado pelo regime pluviométrico e pelo tipo de solo predominantes na unidade de mapeamento definido pelo levantamento de reconhecimento. Cada unidade de mapeamento de solo está formada por associações de subdivisões de solos. As classes de solos são identificadas através de observações no campo, imagens de satélites, radar, foto-índices, mosaicos e mapas de topografia. Os limites das unidade de mapeamento são traçados utilizando mapas de geologia, vegetação e relevo,

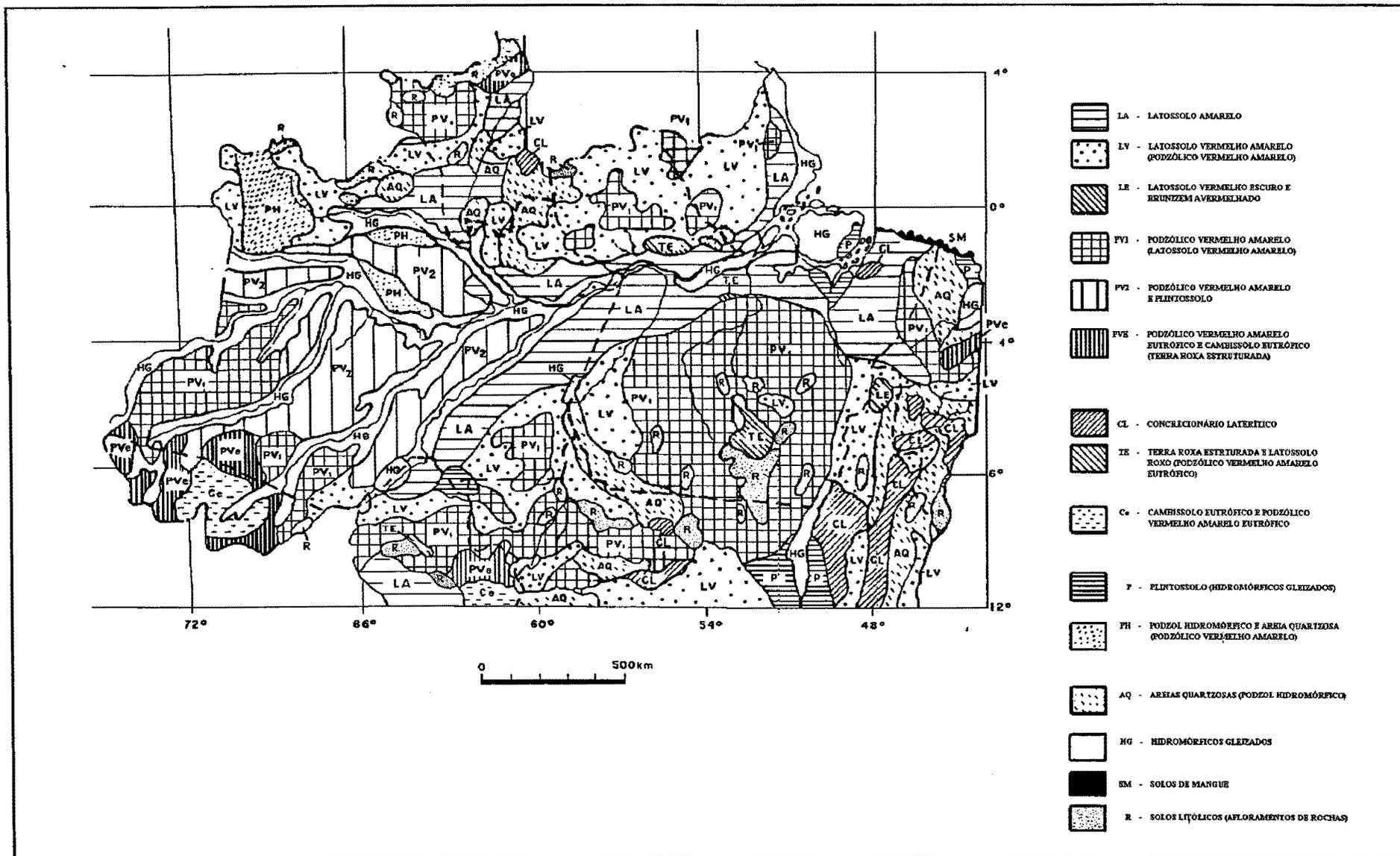


Figura 7.1: Mapa de solos da Amazônia (Fonte: Vieira e Santos, 1987).

correlacionando-os às características dos solos e as observações de campo. Portanto, deve-se salientar as limitações dessa aproximação, pois cada unidade de mapeamento apresenta grande variabilidade espacial nas propriedades físicas dos solos.

A aproximação de macroescala não visa capturar a variabilidade espacial apresentada por cada unidade de mapeamento, senão reproduzir o comportamento médio de toda a unidade, assumindo que o solo predominante na área é representativo dessa unidade. Devido ao grau de simplificação assumido por esta abordagem, não são utilizadas técnicas estocásticas que estimem a variabilidade espacial dentro de cada unidade.

Na bibliografia encontram-se poucos estudos de armazenamento de água no solo que cobrem a totalidade da região Amazônica. O RADAMBRASIL realizou o balanço hídrico conforme a metodologia de Thornwaite e Matter (Vieira e Santos, 1987). Nepstad et al. (1994) realizaram um estudo de extração profunda de água no solo para toda Amazônia usando um balanço mensal. O autores mostram um mapa de extração profunda baseado nos dados de 212 estações durante a estação seca cobrindo a totalidade da Amazônia legal, de onde se deduz que a floresta não requer extração profunda na área de Manaus. Esses resultados contradizem os de Hodnett et al. (1995c) e Chauvel et al. (1992), obtidos a partir de medições na área, que mostram que a extração radicular profunda na floresta próxima a Manaus é freqüente em anos normais.

Negreiros et al. (1995) apresentaram um balanço hídrico mensal, similar ao de Nepstad et al. (1995), onde estudaram extração profunda para valores de evaporação variando entre 2,5 mm d⁻¹ a 5,0 mm d⁻¹. O armazenamento máximo do solo é estimado a partir do método de Saxton et al. (1986). O estudo conclui que, para uma evaporação de 5 mm d⁻¹, 53% da floresta extrai água abaixo de 3 m de profundidade.

Com a finalidade de estimar o armazenamento de água no solo em outros locais de Amazônia, foi utilizada a equação de balanço hídrico, na forma indicada pela equação (3):

$$S_{t+1} = S_t + [P_t - L(S_t)] \Delta t \quad (31)$$

onde $L(S_t)$ é o termo de perdas calculado em função do armazenamento de maneira análoga à equação (4).

A equação (31), da mesma forma que o modelo apresentado no capítulo 6, utiliza precipitação e

parâmetros estimados em função das propriedades hidráulicas do solo. Apresenta-se uma metodologia que permite extrapolar a curva de perdas, $L(S)$, a outros locais, contemplando unicamente a informação disponível na maior parte da área. A grande limitação de informação referente ao funcionamento hidráulico dos solos obriga a fazer suposições, o que as vezes diminui a qualidade da estimativa. Coloca-se ênfase nas limitações inerentes a cada simplificação, e os resultados devem ser analisados à luz de tais suposições.

A extrapolação proposta deve ser considerada uma primeira aproximação do processo. A comparação do armazenamento de água no solo para diferentes tipos de cobertura vegetal (floresta ou pastagem) fornece uma estimativa preliminar do impacto dessa alteração sobre a disponibilidade de água no perfil do solo.

7.1 Estimativa de propriedades hidráulicas do solo a partir de informação limitada.

A extrapolação da curva de perdas a outros locais de Amazônia exige o conhecimento das propriedades hidráulicas do solo que são as que governam a capacidade de retenção e a drenagem interna do perfil.

O levantamento de reconhecimento de solos realizados na Amazônia pelo Projeto RADAMBRASIL fornece medições, até uma profundidade de 2 m, de textura (percentagem de areia, silte e argila) e, por vezes, densidade aparente. Os solos não estão mapeados na base de suas propriedades hidráulicas, mas na base pedológica, que compreende processos de formação dos solos, textura, cor, propriedades químicas, etc.

Existem metodologias que permitem vincular propriedades hidráulicas a medições granulométricas e propriedades físicas de mais fácil medição. Na literatura podem ser encontradas equações de natureza empírica, ajustadas a partir de dados observados, que são utilizadas nos casos de mínima informação disponível.

Gupta e Larson (1979) propuseram funções lineares para estimar umidade volumétrica em função da composição granulométrica, da densidade aparente e de matéria orgânica, aplicável a potenciais matriciais entre -40 e -15000 cm.

Ahuja et al. (1980) apresentam um método para determinação de condutividade hidráulica e curvas de retenção a partir da análise de dados dos tensiômetros na fase de drenagem. Este método foi posteriormente testado e melhorado por Ahuja et al. (1988). No entanto, o tipo de informação disponível no RADAMBRASIL impede utilizar este tipo de metodologia.

Rawls et al. (1982) e Rawls e Brakensiek (1982), usando a informação de 500 solos,

desenvolveram aproximações do mesmo tipo que as propostas por Gupta e Larson (1979). Em um trabalho subsequente, Rawls et al. (1983) usaram estas equações para desenvolver parâmetros da equação de Green-Ampt para diversos grupos texturais. Saxton et al. (1986) e Vereecken et al. (1989, 1990) derivaram outro conjunto de equações empíricas para estimar a curva de retenção, condutividade hidráulica e o potencial de entrada de ar.

Metodologias mais recentes (Ahuja et al., 1985; Gregson et al., 1987) requerem para sua aplicação ao menos um ponto da curva de retenção, sendo portanto inaplicáveis aos dados disponíveis do projeto RADAMBRASIL.

Oyama (1994) comparou diversas metodologias (baseadas na curva granulométrica) aos dados colhidos por Ranzani (1980) para uma área próxima a Manaus. Ranzani (1980) apresentou descrições de 7 perfis, calculando o conteúdo volumétrico de água às tensões de -344 e -15500 cm para cada horizonte dos perfis. A figura 7.2 mostra o resultado da aplicação dos métodos de Gupta e Larson (1979) e Rawls et al. (1982) para a tensão de 1/3 atm (-344 cm), donde se conclui que os métodos empíricos disponíveis são claramente tendenciosos.

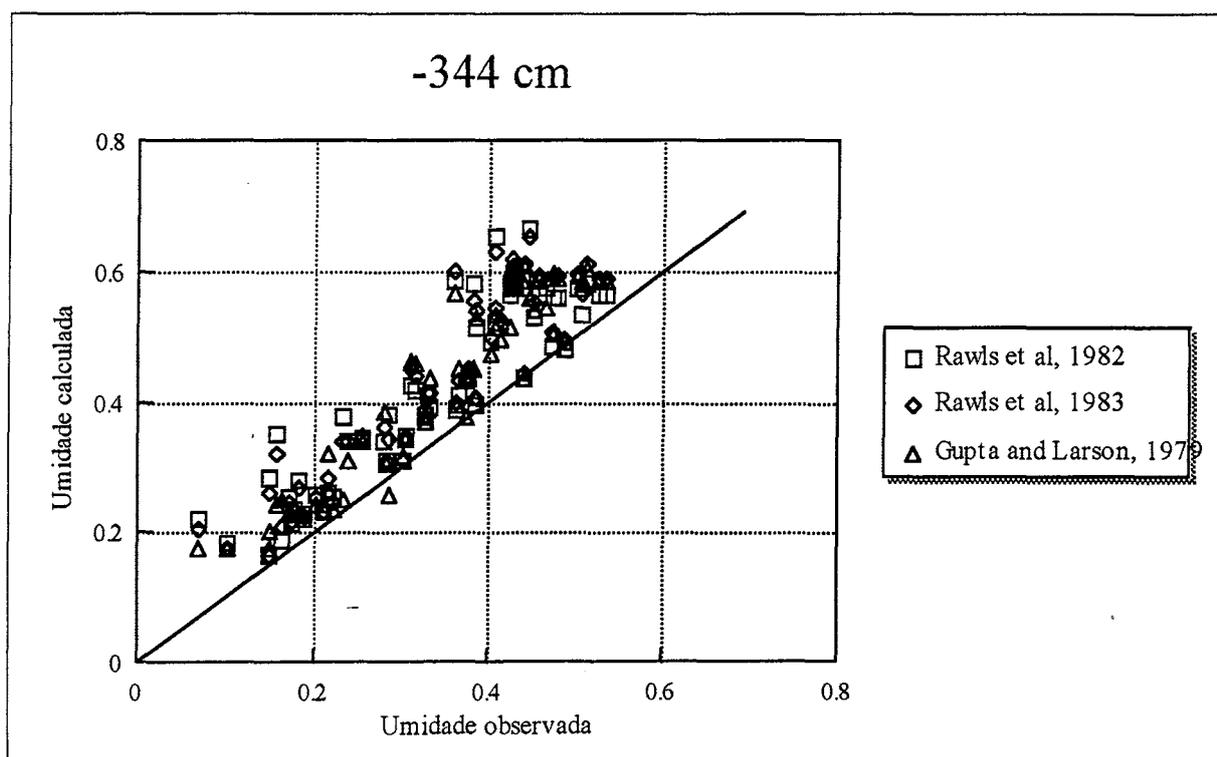


Figura 7.2: Comparação entre a umidade observada e a calculada a partir de granulometria, para um potencial matricial de -344 cm, usando diferentes metodologias (Fonte: Oyama, 1994).

Essas metodologias têm sido desenvolvidas para solos de climas temperados, onde os processos

de formação dos solos são diferentes aos solos da Amazônia. Isto mostra a inaplicabilidade de regressões desenvolvidas para solos de climas temperados nos denominados solos tropicais.

7.2 Extrapolação da curva de perdas.

A análise das figuras 6.7a,b e 6.8a,b; no item 6.3, mostrou que a curva de perda pode ser vinculada, com suficiente grau de aproximação para os objetivos deste trabalho, a processos ligados às propriedades físicas do solo; e que a maior parte da variação da curva de perdas é explicada pela evaporação e a drenagem profunda. Portanto, a curva de perdas, $L(S)$, pode ser estimada como:

$$L(S) = E(S) + Dr(S) \quad (32)$$

ou seja, a soma da evaporação, $E(S)$, e a drenagem profunda sob efeitos gravitacionais, $Dr(S)$. Esta aproximação não considera o escoamento superficial e a ascensão capilar. As séries de observações de armazenamento de água no solo obtidas pelo Projeto ABRACOS mostraram que o escoamento superficial não tem efeitos significativos sobre a curva de perdas nas áreas de pastagem não submetidas a fortes processos de compactação. Por outro lado, o escoamento superficial pode ser mais importante durante os períodos chuvosos, enquanto que as diferenças entre floresta e pastagem são relevantes nos períodos de estiagem, onde o escoamento superficial é desprezível pois as chuvas são menores.

Quanto à ascensão capilar, Hodnett et al. (1995a) mostram que no caso da pastagem de Manaus, a contribuição por ascensão capilar das camadas do solo abaixo de 2 m é de pouca importância. Nas pastagens de Ji-Paraná e Marabá, Hodnett et al. (1995b) estimaram taxas de ascensão capilar da ordem de 0,4 mm d⁻¹ e 0,17 mm d⁻¹ abaixo de 2 m, respectivamente. No caso da pastagem de Ji-Paraná, esse valor representou 16 % do total evaporado no período de estiagem (2,5 mm d⁻¹), enquanto que em Marabá corresponde a 28% do total evaporado (0,61 mm d⁻¹). Isso indica que a contribuição por ascensão capilar pode ser importante em alguns solos durante intervalos de tempo pequenos. No entanto, a variação de armazenamento de água nos 2 primeiros metros do solo explicam mais de 95% da perdas por evaporação (Wright et al., 1995c). Portanto, é uma aproximação aceitável assumir ascensão capilar desprezível abaixo de 2 m na pastagem.

As figuras 7.3a e 7.3b mostram, graficamente, as relações propostas. A seguir será explicitado a

metodologia para a obtenção das curvas.

7.2.1 Estimativa da evaporação.

a) Pastagem: Assumiu-se uma evaporação máxima igual a $3,75 \text{ mm d}^{-1}$, que é constante entre o armazenamento máximo e o armazenamento onde se inicia o déficit hídrico na pastagem. A taxa máxima de evaporação é o valor médio entre $3,7 \text{ mm d}^{-1}$ obtido da figura 6.7a para a pastagem da Fazenda Dimona; e $3,8 \text{ mm d}^{-1}$ obtido da figura 6.8a na Fazenda Nossa Senhora. Esses valores correspondem a períodos em que a pastagem não está submetida a déficit hídrico e para dias claros. A partir do início do déficit (armazenamento DF da figura 7.3a), considera-se que a evaporação diminui linearmente com o armazenamento .

A suposição de evaporação constante quando não há restrições de disponibilidade de água não contempla os efeitos da diminuição da energia disponível durante períodos chuvosos. No entanto, durante estes períodos a drenagem profunda adquire muita relevância e o peso da evaporação na função de perdas diminui. Durante os períodos secos, os efeitos de nebulosidade são pouco importantes e a demanda evaporativa da atmosfera se mantém alta.

Como fora mostrado no item 6.3, o início do déficit hídrico na pastagem apresenta uma distribuição de potencial matricial com a profundidade relativamente constante para diferentes tipos de solos. A tabela 6.1 mostra que os valores de potencial matricial correspondentes ao início do déficit hídrico são similares nas pastagens da Fazenda Dimona e Nossa Senhora. O potencial matricial, portanto, pode ser usado para estimar o armazenamento de água no solo a partir do qual a quantidade de água no solo será o fator limitante da evaporação.

Como a relação proposta na figura 7.3a estima a evaporação como função do armazenamento, é preciso conhecer a relação entre o armazenamento e o potencial matricial, isto é, a curva de retenção. A partir do conhecimento da curva de retenção em cada horizonte do perfil do solo, e usando os dados de potencial matricial da tabela 6.1 (coluna 3), determinou-se a umidade volumétrica que indica o início do déficit hídrico em cada horizonte. Integrando os valores de umidade volumétrica para todo o perfil, foi estimado o armazenamento crítico no qual inicia-se o déficit na pastagem.

O armazenamento máximo, indicado por SM na figura 7.3a, foi determinado pela integração dos valores de porosidade para cada horizonte do perfil de solo.

As figuras 6.7a e 6.7b, no item 6.3, sugerem uma diminuição linear da evaporação para armazenamentos menores ao correspondente ao início do déficit. A evaporação decresce

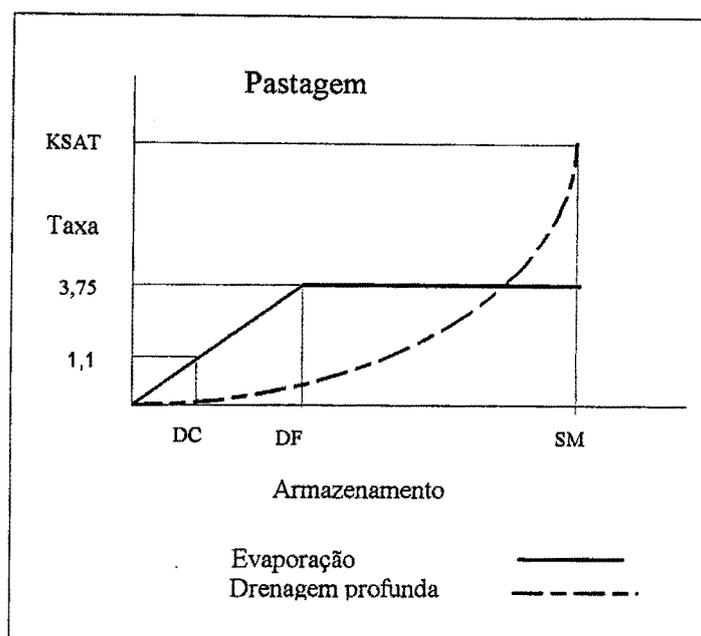


Figura 7.3a: Relações adotadas para a estimativa de evaporação e drenagem profunda em outros locais de Amazônia: DF é o armazenamento no início do déficit hídrico na pastagem; DC é o armazenamento para uma taxa de evaporação de 1,1 mm/dia; e SM é o armazenamento máximo.

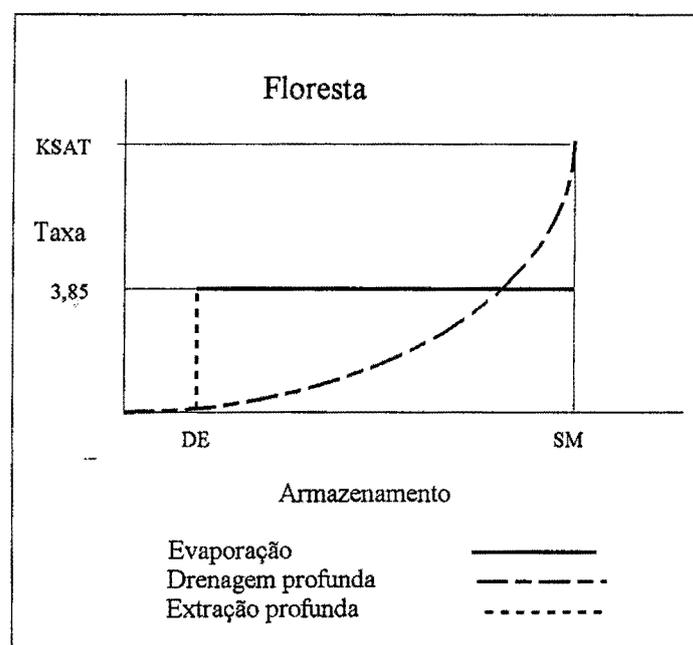


Figura 7.3b: Relações adotadas para a estimativa de evaporação e drenagem profunda em outros locais de Amazônia. DE é o armazenamento no início da extração a profundidades maiores a 2m na floresta; e SM é o armazenamento máximo.

gradualmente até se fazer nula no denominado ponto de murcha. A tabela 6.3 mostra que, devido à distribuição radicular, ocorre variação do potencial matricial ao longo do perfil do solo a medida que a evaporação diminui. Portanto, é de se esperar que quando a pastagem esteja no ponto de murcha, o potencial matricial apresente variação abrupta com a profundidade. Em consequência, a obtenção do armazenamento supondo um potencial matricial uniforme de -15500 cm nos 2 primeiros m do solo levaria a uma sub-estimativa do armazenamento para evaporação nula.

Como o ponto de murcha não foi observado durante o período de coleta de dados do Projeto ABRACOS, adotou-se uma transpiração de $1,1 \text{ mm d}^{-1}$ para os potenciais matriciais médios (coluna 4) da tabela 6.3, que correspondem à condição mais extrema medida no período de observações. A taxa de $1,1 \text{ mm d}^{-1}$ e a distribuição de potencial matricial com a profundidade na tabela 6.3 correspondem a valores médios obtidos nas pastagens de Fazenda Dimona, Fazenda Nossa Senhora e Fazenda Boa Sorte.

Da mesma maneira que para o armazenamento do início do déficit, o armazenamento correspondente a uma taxa de evaporação de $1,1 \text{ mm d}^{-1}$ (armazenamento DC da figura 7.2a) pode ser determinado a partir do conhecimento da curva de retenção de cada horizonte, estimando as umidades volumétricas para os potenciais matriciais da tabela 6.3 e integrando-as ao longo do perfil do solo.

Aproximações clássicas da evaporação em função do armazenamento (Doorenbos e Pruitt, 1977) determinam o início do estresse como percentagem do total de água disponível para as plantas e não com a distribuição de potencial matricial dada pela tabela 7.1. Apesar da maior complexidade desta última aproximação, deve-se salientar que as observações obtidas em Manaus e Ji-Paraná mostraram que a determinação do início do déficit como proporção da disponibilidade de água conduz a diferenças de 15% entre os dois locais (tabela 6.2). Apesar da multiplicidade de fatores (taxa de evaporação, densidade e profundidade radicular, propriedades físicas do solo, distribuição de nutrientes, fatores fisiológicos das espécies e adaptação às condições de déficit) que controlam a distribuição de potencial matricial com a profundidade, os resultados mostraram que a determinação de armazenamento usando o potencial matricial médio introduz erros bem menores (da ordem de 3% quando aplicado às pastagens de Ji-Paraná e Manaus), o que faz preferível essa aproximação.

b) Floresta: a figura 7.3b mostra a aproximação adotada para o cálculo de evaporação na floresta em função do armazenamento de água no solo. Considerou-se uma evaporação máxima de $3,85 \text{ mm d}^{-1}$, constante em todo o intervalo de variação do armazenamento. O valor máximo resulta da

média entre 3,9 mm d⁻¹ na Floresta da Fazenda Dimona e 3,8 mm d⁻¹ na Reserva Jarú, e corresponde a dias ensolarados. Como mencionado no item 6.3, diversos estudos mostram que não há evidências de déficit hídrico na floresta durante a estação seca, portanto não é necessário abatimentos da evaporação para valores de armazenamento baixos. Isso está relacionado à profundidade de exploração radicular na floresta, o que aumenta a disponibilidade de água para evaporação.

Em relação à diminuição da evaporação em dias nublados, são válidas as mesmas considerações feitas para a pastagem.

A determinação da evaporação a partir do armazenamento constitui uma forte simplificação da realidade, pois não contempla explicitamente o processo de controle exercido pela planta e pela atmosfera. O armazenamento do início do déficit depende da taxa de demanda da atmosfera, a qual determina o gradiente de potencial ao longo da planta. Uma demanda evaporativa alta se traduz numa queda de potencial grande dentro da planta e ao nível da folha, o que induz o fechamento estomático ainda que o solo estiver úmido. Por outro lado, se a demanda evaporativa for muito baixa, o potencial nos estômatos permanece acima do nível crítico até que sejam atingidos potenciais muito baixos no solo (Slatyer, 1967; Cowan, 1965).

Outro efeito ocorre no sistema radicular devido à queda na condutividade do solo: se o solo estiver úmido, o gradiente de potencial para manter uma certa taxa é bem menor do que se o solo estiver seco. Como consequência, o ponto de murcha depende da taxa de evaporação (Gardner, 1960).

Esses fatores determinam que a interação entre solo e atmosfera seja dinâmica e não baseada em conceitos estáticos. No entanto, esses conceitos são úteis para propósitos práticos, e são indicativos do processo de evaporação quando interpretados adequadamente. Nesse sentido, aproximações empíricas similares como as propostas por Feddes et al (1976) ou Jarvis (1988) apresentam uma boa aproximação de um fenômeno altamente complexo e tem ampla aplicação prática devido à pouca demanda de dados.

7.2.2 Estimativa da drenagem profunda

Assumindo que a drenagem profunda ocorre sob um gradiente unitário, a integração da equação de fluxo vertical entre a superfície e a profundidade D resulta em (Klute, 1972):

$$\bar{K}(\bar{\theta}) = D \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = \frac{dS}{dt} \quad (33)$$

sendo θ a umidade volumétrica; K a condutividade hidráulica; e a barra horizontal indica valor médio entre a superfície e a profundidade D . Portanto a drenagem profunda foi determinada pela condutividade hidráulica média.

A condição de gradiente unitário supõe um perfil homogêneo e ausência do lençol freático. A análise das figuras 5.5a e 5.6a revela que nos solos da Fazenda Dimona, a drenagem profunda é controlada pelos horizontes inferiores para potenciais matriciais superiores a -30 cm em todo o perfil, e pelos horizontes superiores quando o potencial é menor que -30 cm. Este comportamento pode provocar a formação de potenciais de pressão (positivos) acima de camadas de menor permeabilidade para taxas de drenagem interna altas (Hillel, 1980). Nessa situação, o gradiente não é unitário, e a drenagem profunda é maior que a condutividade hidráulica.

No entanto, pode ser considerada uma aproximação aceitável considerando as incertezas quanto à determinação de condutividade a partir da distribuição granulométrica. Devido à heterogeneidade vertical apresentado pelos solos da Amazônia, considera-se que a condutividade hidráulica média do perfil é dada por:

$$\bar{K} = \frac{D}{\sum_{i=1}^{NH} \frac{K_i}{D_i}} \quad (34)$$

sendo NH o número de horizontes; K_i e D_i a condutividade hidráulica e a espessura do horizonte i . Esta expressão é utilizada em solos com camadas de diferentes condutividade e surge por analogia com a lei de Ohm (Hillel, 1980).

7.2.3 Extração de água abaixo de 2 m de profundidade na floresta

No item 6.3, mostrou-se que durante a estação seca a floresta é obrigada a extrair água a profundidades maiores quando o armazenamento torna-se inferior a um valor limite.

A tabela 6.5 mostra os valores de potencial matricial nos quais se inicia a extração abaixo de 2 m na floresta para os três locais do Projeto ABRACOS. Adotando a mesma metodologia de determinação do armazenamento no início do déficit hídrico nas pastagens, pode-se estimar o armazenamento a partir do qual a floresta inicia a extração profunda (armazenamento DE da figura 7.3b). Conhecendo-se a curva de retenção a diferentes profundidades e, usando os valores de potencial matricial dados na tabela 6.5, determinou-se os valores de umidades que, integrados nos primeiros 2 m de solo, fornecem o valor do armazenamento DE.

Foi suposto que quando iniciada a extração profunda, a extração radicular nos 2 m superiores do solo é nula. Na realidade, o processo de extração radicular é variável ao longo do perfil e está associado à distribuição de raízes. Quando a umidade não é limitante, a extração radicular praticamente reproduz a distribuição radicular (Jarvis, 1988). A medida que o estresse aumenta próximo à superfície, a maior extração ocorre a profundidades cada vez maiores de uma maneira gradual e não de um modo abrupto como assumido na figura 7.3b. No entanto, a figura 6.4a mostra que este processo se opera de uma maneira rápida na floresta; portanto é uma aproximação razoável assumir um valor limite de armazenamento a partir do qual a extração profunda ocorre de imediato.

7.3 Dados utilizados na aplicação da metodologia.

A aplicação da equação de balanço na forma indicada pela equação (31), para obter a distribuição espacial de armazenamento de água no solo em toda área, requer informação de precipitação e de propriedades hidráulicas do solos.

a) Precipitação: o DNAEE (Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica) tem instalado uma ampla rede de coleta de precipitação na região Amazônica. Esse conjunto de dados permite determinar a influência da precipitação sobre o armazenamento de água no solo em diferentes pontos da região.

b) Propriedades hidráulicas dos solos: Para determinar a evaporação é necessário conhecer o armazenamento de água no solo onde se inicia o déficit hídrico na pastagem (ponto DF na figura 7.3a); o armazenamento para evaporação mínima na pastagem (ponto DC na figura 7.3a); e o armazenamento de início da extração profunda na floresta (ponto DE na figura 7.3b). Tais valores de armazenamento estão vinculados à distribuição do potencial matricial dados, respectivamente,

pelas tabelas 6.1, 6.3 e 6.5. Portanto, é necessário determinar a curva de retenção de umidade em diferentes profundidades.

A drenagem profunda do perfil, estimada pela equação (33), exige o conhecimento da curva de condutividade hidráulica.

A informação disponível de solos no Projeto RADAMBRASIL limita-se a análises químicas e distribuição granulométrica. Portanto, no próximo item apresentam-se regressões que permitem estimar as propriedades hidráulicas dos solos a partir de informação limitada, desenvolvidas especificamente para a região Amazônica.

7.4 Regressões para estimar propriedades hidráulicas a partir de informação limitada desenvolvidas para Amazônia.

O item 7.1 mostrou as limitações das regressões existentes na literatura para estimar propriedades hidráulicas a partir de informação limitada no caso dos solos tropicais. Isso faz necessário o desenvolvimento de aproximações específicas para serem aplicadas na região Amazônica.

7.4.1 Estimativa da curva de retenção

Para estimar a curva de retenção, determinaram-se regressões lineares múltiplas usando dados de quatro fontes diferentes: Ranzani (1980) para solos próximos a Manaus; Ranzani (1978) em uma região próxima a Marabá; Ramos e Velloso (1977) na ilha Parintins (região do meio Amazonas, entre 3°-4° S e 57°-58° W); e da Fundação João Pinheiro (1975) na área de Ji-Paraná. Nesses estudos é fornecida a composição granulométrica, densidade aparente do solo (apenas nos estudos de Ranzani e de Ramos e Velhoso), densidade real, análise químicas e dois pontos da curva de retenção: a -334 e -15500 cm. Esses dois valores, juntamente com a porosidade, foram correlacionados com a granulometria conforme a seguinte expressão:

$$\theta_i = a_i + b_i(FS\%) + c_i(S\%) + d_i(C\%) \quad (35)$$

onde θ_i indica a umidade volumétrica ao potencial i ; $FS\%$, $S\%$ e $C\%$ indicam os percentagens de areia fina (0,2-0,05 mm), silte (0,05-0,002 mm) e argila (<0,002 mm) respectivamente; e a_i , b_i , c_i , d_i são parâmetros de ajuste.

A tabela 7.1 apresenta os parâmetros obtidos da regressão linear. As figuras 7.4a, 7.4b e 7.4c comparam as previsões da equação (35) usando os parâmetros da tabela 7.1 com os valores observados.

Tabela 7.1: Regressões entre umidade volumétrica ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) e distribuição granulométrica (em %). Os valores precedidos pelo signo \pm indicam o erro padrão da estimativa, n é o número de valores usado na regressão e R^2 é o coeficiente de determinação.

Potencial matricial	$a_i \cdot 10^{-2}$	$b_i \cdot 10^{-2}$	$c_i \cdot 10^{-2}$	$d_i \cdot 10^{-2}$	n	R^2
Porosidade	47,52	-0,428	0,238	0,042	98	0,563
$\pm 4,33 \cdot 10^{-2}$		$\pm 0,078$	$\pm 0,092$	$\pm 0,029$		
-344 cm	0,243		0,278	0,430	182	0,889
$\pm 3,48 \cdot 10^{-2}$			$\pm 0,021$	$\pm 0,011$		
-15500 cm	-1,419		0,097	0,383	182	0,892
$\pm 3,00 \cdot 10^{-2}$			$\pm 0,018$	$\pm 0,010$		

Em geral, as regressões são boas para 1/3 (-344 cm) e 15 atm (-15500 cm); no entanto, a correlação é baixa para a porosidade. Isso era esperado, pois a porosidade é resultado de processos químicos e biológicos e não depende apenas da composição granulométrica. Tentou-se introduzir a proporção de C orgânico na correlação; mas não houve aumento significativo da qualidade do ajuste.

Os ajustes melhoram introduzindo a fração de areia fina (0,25-0,05 mm), o que é explicitada no ajuste da porosidade, mas não foi incluída no caso das outras regressões pois as análises granulométricas dos solos mapeados pela fundação João Pinheiro (1975) não discriminam areia fina e grossa. Desta forma, perder-se-ia uma quantidade apreciável e valiosa de dados.

Na tabela 7.1 pode-se observar que o peso da fração de argila aumenta na regressão à medida que diminui o potencial matricial. Já a proporção de silte mostra uma tendência contrária. Esse comportamento se deve ao fato que a fração de argila é determinante da microporosidade do solo, enquanto que as partículas de maior diâmetro controlam o tamanho dos poros a tensões menores. Como resultante dessa análise, pode-se estimar três pontos da curva de retenção a partir da composição granulométrica. Supondo que a curva de retenção segue a equação de Campbell (1974), tem-se:

$$\frac{\theta}{\theta_{sat}} = \left(\frac{\psi_b}{\psi} \right)^{1/b} \quad (36)$$

onde ψ_b indica o potencial de entrada de ar [cm] e b é um parâmetro.

Os parâmetros b e ψ_b podem ser estimados usando as medições de umidade volumétrica a -344 e -15500 cm de potencial matricial:

$$b = \frac{\ln(-15500 / -344)}{\ln(\theta_{(-344)} / \theta_{(-15500)})} \quad (37)$$

$$\psi_{b=-344} = \left(\frac{\theta_{(-344)}}{\theta_{sat}} \right)^b \quad (38)$$

onde se assume que a saturação natural, θ_{sat} , é igual à porosidade.

A fórmula (36) fornece uma razoável aproximação para potenciais inferiores a -100 cm, mas entre esse valor e a saturação é aconselhável uma relação linear devido à dupla inflexão da curva (Saxton et al., 1986). A figura 7.5 combina as curvas de retenção obtidas do perfil instantâneo e das leituras no tubo T4 em Manaus. Nessas figuras, o potencial matricial foi colocado em escala logarítmica. Em geral, as curvas exibem uma forma de S, o que indica a existência de um sistema de poros secundários devido a mesoporos (Othmer et al., 1991; Zhang e Van Genuchten, 1994). Isso coloca de relevo as limitações da expressão (36) na modelação da curva de retenção nestes solos. Um modelo que contemple melhor esses processos requereria um maior número de parâmetros e, em consequência, um maior número de pontos da curva de retenção. A equação (36) deve ser considerada apenas uma primeira aproximação da curva de retenção que, para os fins deste trabalho, pode ser considerado aceitável.

Portanto, a estimativa da curva de retenção a partir de granulometria seguiu os seguintes passos:

a) A partir da granulometria do tipo de solo predominante no local, foram determinadas a

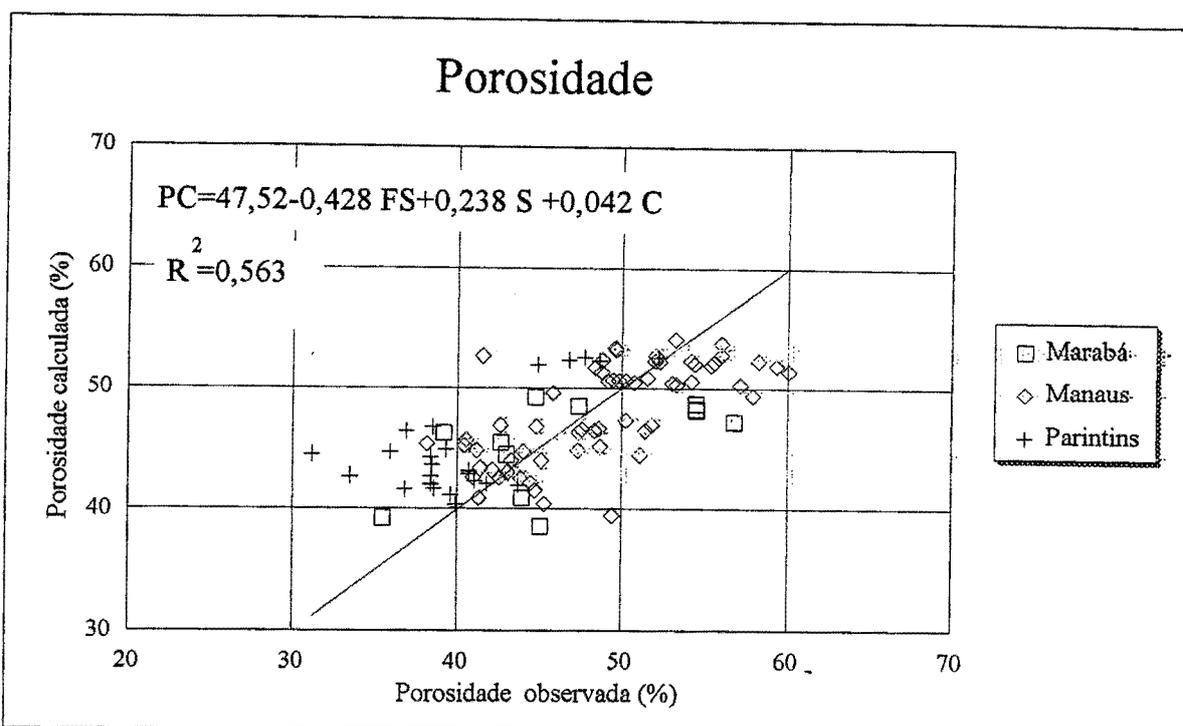


Figura 7.4a: Comparação entre a porosidade observada e a calculada usando granulometria.

PC é a porosidade calculada; FS, S e C são, respectivamente, os percentagens de areia fina, silte e argila; R² é o coeficiente de determinação.

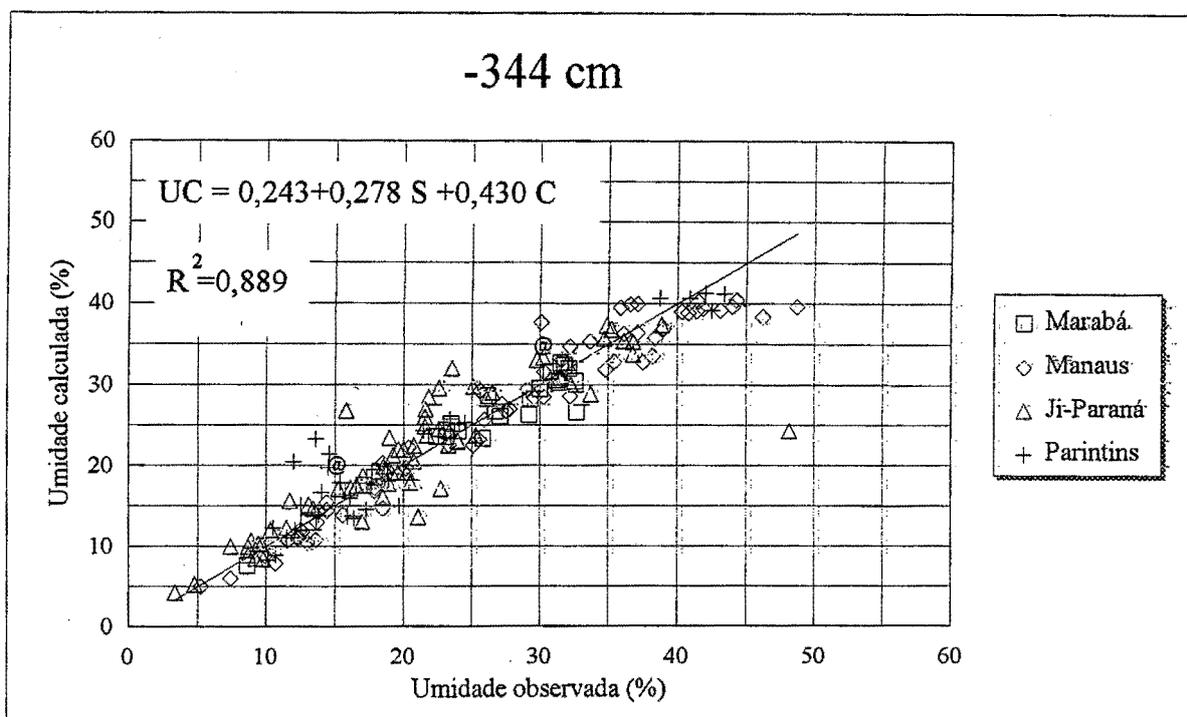


Figura 7.4b: Comparação entre a umidade observada e a calculada usando granulometria para um potencial de -344 cm. UC é a umidade calculada; S e C são, respectivamente, os percentagens de silte e argila; R² é o coeficiente de determinação.

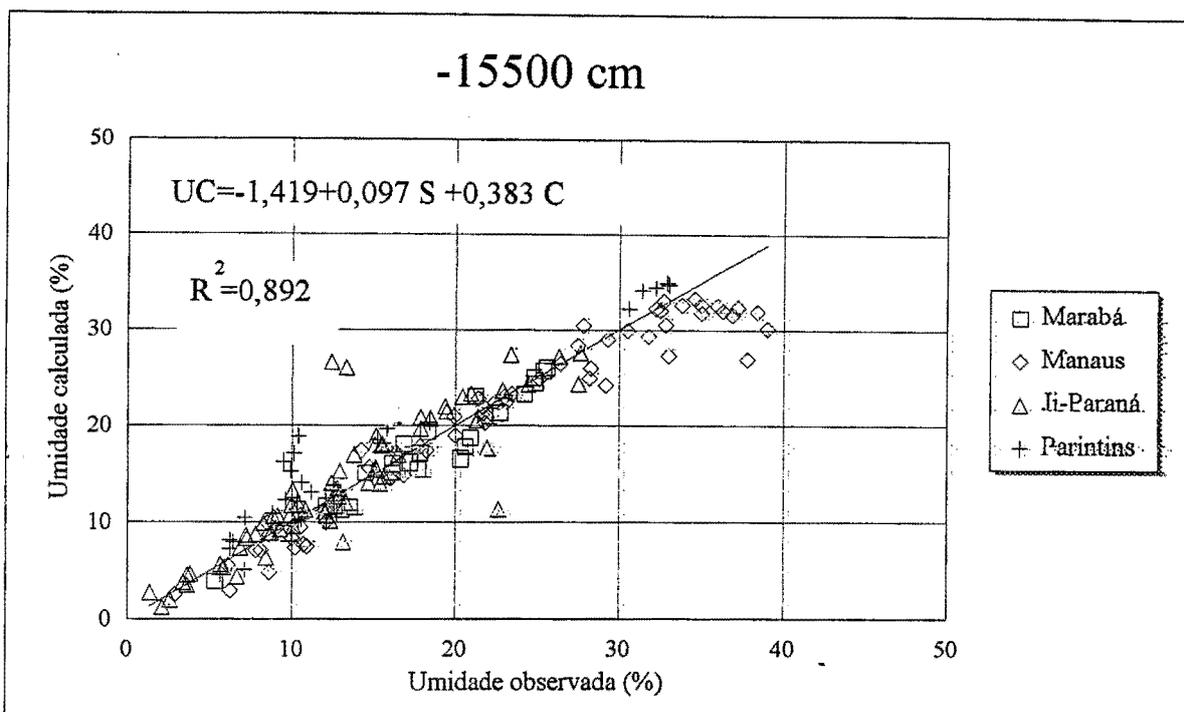


Figura 7.4c: Comparação entre a umidade observada e a calculada usando granulometria para um potencial de -15500 cm. UC é a umidade calculada; S e C são, respectivamente, os percentagens de silte e argila; R² é o coeficiente de determinação.

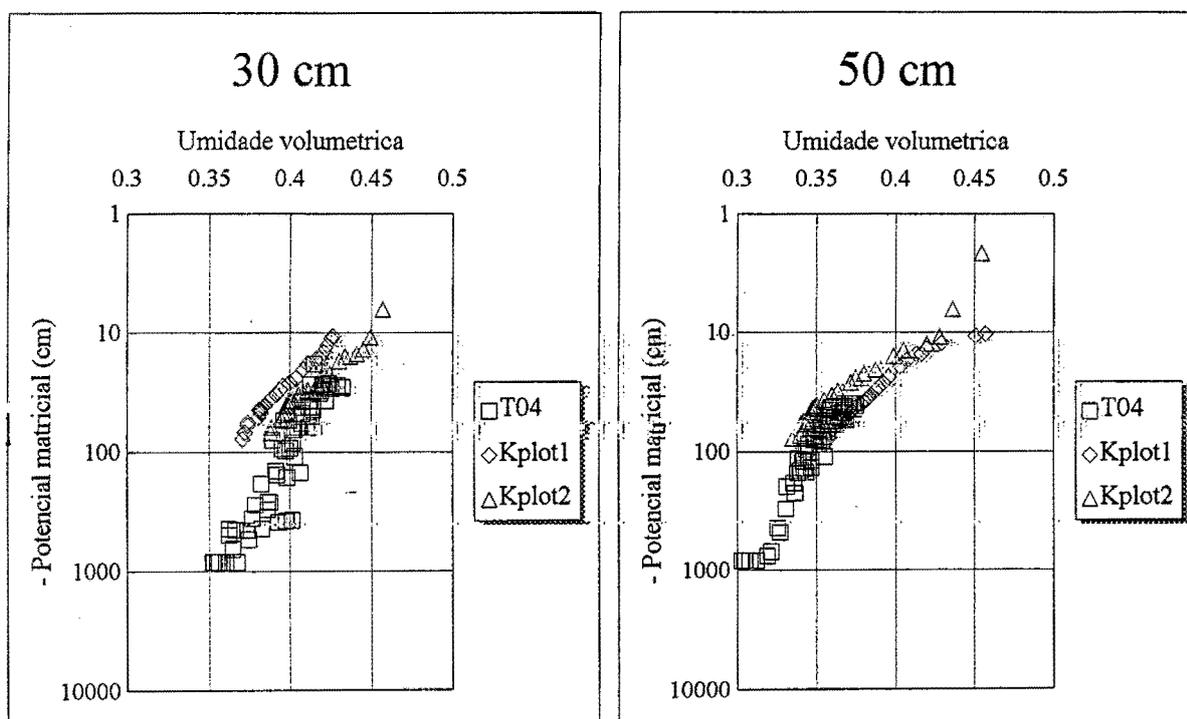


Figura 7.5: Curva de retenção da pastagem da Fazenda Dimona com o potencial matricial em escala logaritmica a 30 e 50 cm de profundidade.

porosidade e as umidades volumétricas às tensões de 0,3 bar (-344 cm) e 15 bar (-15500 cm) através da equação (35) com os coeficientes dados pela tabela 7.1. Esse procedimento é executado para cada horizonte do solo.

- b) Usando as equações (37) e (38) é possível determinar os valores dos parâmetros b e ψ_b .
- c) As curvas de retenção de cada horizonte, dadas pela equação (36), permitem calcular os valores de armazenamento nos pontos DF, DC e SM nas figuras 7.3a e 7.3b conforme explicado no item 7.3

7.4.2 Estimativa da condutividade hidráulica

A determinação da drenagem profunda usando a equação (33) obriga a estimar a curva de condutividade hidráulica do perfil do solo. Um modelo de ampla aplicação na bibliografia, proposto por Campbell (1974), é o que descreve a condutividade hidráulica como uma potência do grau de umedecimento do solo:

$$K(\theta) = K_{sat} \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right)^c \quad (39)$$

sendo K_{sat} a condutividade hidráulica saturada e c um parâmetro empírico. Esses valores devem ser estimados a partir da informação existente do Projeto RADAMBRASIL.

7.4.2.1 Estimativa da condutividade hidráulica saturada

Para estimar a condutividade hidráulica saturada, foram testadas diferentes expressões:

- a) A fórmula proposta por Brutsaert (Brakensiek, 1979; Rawls et al., 1982), obtida substituindo a expressão de Campbell (1974) na equação de Collis-George:

$$K_{sat} = \alpha \left(\frac{\theta_{sat}}{\psi_b} \right)^2 \left(\frac{1}{(b+1)(2b+1)} \right) \quad (40)$$

sendo K_{sat} a condutividade hidráulica saturada e a uma constante que representa o efeito do fluido e da gravidade e b o coeficiente ajustado a partir da equação (36). Para água a 20°C e K_{sat} expresso em $[cm\ s^{-1}]$, $a = 270$. Rawls et al. (1983) concluíram que este valor de a produz estimativas muito altas de K_{sat} . Como essa constante é derivada teoricamente, Rawls et al. (1982) ajustaram estes valores a 11 valores médios de condutividade hidráulica saturada características de diferentes grupos texturais, obtendo um valor médio de a de 21.

Levando em conta que as únicas medições de condutividade hidráulica com suas correspondente curvas de retenção na região Amazônica são as de Tomasella e Hodnett (1995), a constante a da equação (40) foi ajustada a partir de 10 valores de K_{sat} (obtidos por extrapolação da curva de condutividade hidráulica não saturada). Com a finalidade de que a constante refletisse as simplificações inerentes à metodologia, o valor de a foi determinado a partir dos valores de umidade volumétrica a -344 e -15500 cm e da saturação natural (extrapoladas da curva de retenção). O valor de a médio obtido a partir desse procedimento foi de 373 (± 912) (para K_{sat} expresso em $cm\ s^{-1}$), o qual produz resultados absurdos em muitos casos. Consequentemente, essa fórmula não foi utilizada.

b) Outra metodologia consiste em relacionar empiricamente a condutividade saturada com:

- textura, material original para cada horizonte (King e Franzmeier, 1981);
- porosidade, estrutura, consistência e densidade (Mc Keague et al., 1982);
- distribuição granulométrica (Puckett et al, 1985; Saxton et al., 1986; Vereecken et al., 1990);

A limitação dessa metodologia é determinada pelo fato de que esses solos apresentam gradientes texturais pequenos (menor que 4% nos latossolos) e diferenças muito altas na condutividade hidráulica (na Fazenda Dimona a condutividade saturada variou desde 300 $mm\ h^{-1}$ a 50 cm de profundidade a 8 $mm\ h^{-1}$ a 135 cm), o que faz as aproximações muito sensíveis ao conteúdo de argila.

c) Ahuja et al. (1989) mostraram que a condutividade hidráulica saturada pode ser estimada a partir da porosidade efetiva, ϕ_e , definida como a porosidade total menos a umidade volumétrica a um potencial matricial de -344 cm. Esse método foi aplicado com sucesso por Messing (1989) e Franzmeier (1991). Ahuja et al. (1989) propõem:

$$K_{sat} = B \phi_e^n \quad (41)$$

sendo B e n coeficientes empíricos e $\phi_e = \theta_{sat} - \theta_{(-344)}$, assumindo θ_{sat} igual à porosidade. Recentemente, Rawls et al. (1993) derivaram expressões similares usando análise fractal.

A equação (41) foi a que forneceu melhores ajustes aos dados da pastagem da Fazenda Dimona. A regressão estimou um valor de $B=4976 \text{ mm h}^{-1}$, $n=2,13(\pm 0,39)$ e $R^2=0,790$ para K_{sat} em $[\text{mm h}^{-1}]$. A figura 7.6a mostra os valores observados e o resultado do ajuste. Ahuja et al. (1989) encontraram $B=10584 \text{ mm h}^{-1}$ e $n=3,35$ para 8 solos de Estados Unidos e Hawaii. Franzmeier (1991) determinou um valor de $B=18036 \text{ mm h}^{-1}$ e $n=3,21$ para solos de Indiana. Messing (1989) ajustou $B=11020$ e $n=2,06$ para solos da Suécia com percentagem de argila superior a 60 %; e $B=5540 \text{ mm h}^{-1}$ e $n=1,78$ para solos entre 40 e 60 % de argila.

Os valores ajustados no latossolo da Fazenda Dimona estão entre os valores comumente encontrados na bibliografia. Messing (1989) ajustou essa equação discriminando os solos em função da proporção de argila e mostrou que as diferenças no valor do logaritmo de B não são significativas. No entanto, o valor de n varia em função da distribuição de poros (em geral n varia entre 2 e 3 para a maioria dos solos) e tende a ser menor em solos argilosos leves. Uma base de dados mais extenso permitirá determinar se é necessário este tipo de diferenciação no caso dos solos da Amazônia.

Os coeficientes estimados para a equação (41) devem ser considerados com reserva, pois foram ajustados para um único tipo de solo. No entanto, as regressões entre umidade volumétrica e granulometria, dadas pela equação (35), apresentaram uma aproximação razoável sem distinções do tipo de solo ou da proporção de argila. Como a curva de retenção está diretamente ligada à condutividade hidráulica, pode-se esperar que a aproximação dada pela equação (41) apresente a mesma tendência independentemente do tipo de solo.

O ajuste obtido para a equação (41) apresenta limitações, visto que foi utilizada a saturação natural em lugar da porosidade (que não foi medida em cada horizonte). A porosidade tende a ser maior que a saturação natural devido ao efeito de ar preso; portanto o ajuste tenderia a superestimar os valores. No entanto, as medições com sonda de nêutrons mostraram que o latossolo da Fazenda Dimona atinge valores de umidade volumétrica bem próximos à porosidade, o que minimiza essas discrepâncias.

Apesar das incertezas inerentes à determinação da condutividade hidráulica saturada usando a equação (41), devido ao número pequeno de dados utilizados, deve-se salientar que o peso desse

valor na curva de perdas limita-se a valores próximos à capacidade de campo, onde as condutividades são bem menores.

7.4.2.2 Estimativa do coeficiente c .

a) Uma prática comum para estimar a condutividade não saturada é a de derivar o coeficiente c a partir dos parâmetros da curva de retenção usando um modelo de condutividade hidráulica. Por exemplo, introduzindo a curva de retenção de Campbell (equação 36) na equação de condutividade relativa de Burdine (1953), resulta em $c=2b+3$, sendo b o parâmetro derivado da curva de retenção (equação 36).

Com a finalidade de testar a qualidade da previsão a partir da fórmula de Campbell (1974), foram derivados valores de c usando regressões lineares do logaritmo da equação (39) nas curvas de condutividade medidas na pastagem da Fazenda Dimona. A comparação entre os valores de $c=2b+3$ preditos pela equação de Campbell (1974) e os obtidos das medições mostram que os primeiros são até 10 vezes maiores que os obtidos a partir das curvas de condutividade hidráulicas medidas. Este resultados vão de acordo com os obtidos por Rawls et al. (1982) e Saxton et al. (1986), o que leva a concluir que a previsão da condutividade a partir da curva de retenção proposta por Campbell (1974), em geral, não fornece bons resultados.

b) Outra metodologia para estimar a curva de condutividade não saturada consiste em ajustar o expoente c da equação (39), empiricamente, a partir de dados observados. O expoente é geralmente correlacionado à distribuição granulométrica, densidade, condutividade hidráulica saturada, etc. (Saxton et al., 1986; Vereecken et al., 1990).

Da mesma forma que a condutividade hidráulica saturada, o expoente c foi relacionado à porosidade efetiva, ϕ_e , usando a seguinte expressão:

$$c=c_1(\phi_e)^{c_2} \quad (42)$$

onde c_1 e c_2 são parâmetros de ajuste. Como resultado desse ajuste, obteve-se $c_1=3,76$ e $c_2=-1,097(\pm 0,17)$, $R^2=0,841$. A figura 7.6b mostra a curva ajustada aos dados observados. Os valores de c maiores correspondem às profundidades entre 105 e 135 cm, e são menores para os

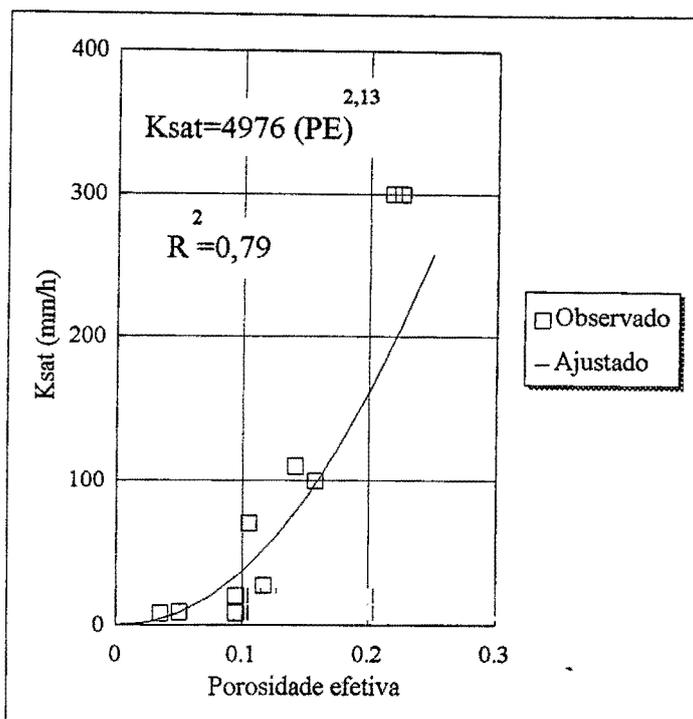


Figura 7.6a: Determinação da condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) em função da porosidade efetiva (PE) usando dados da pastagem da Fazenda Dimona. R^2 coeficiente de determinação.

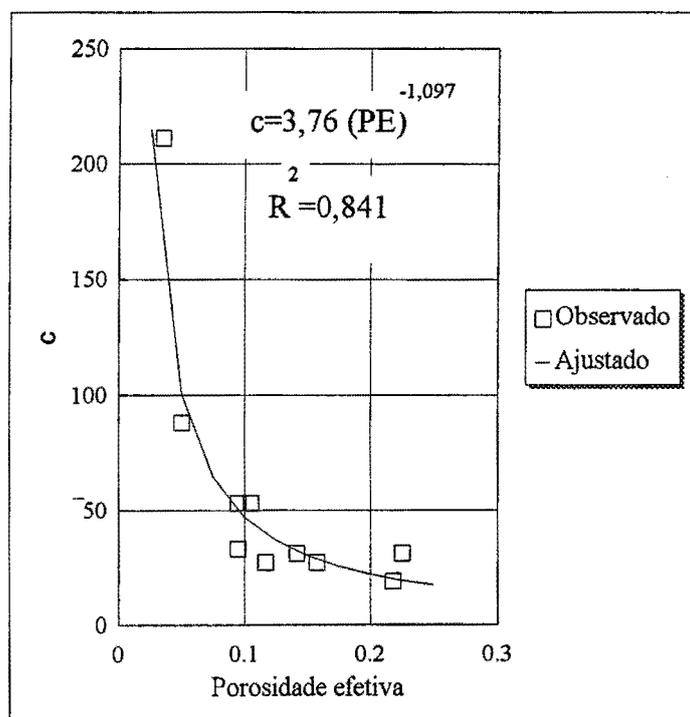


Figura 7.6b: Determinação do parâmetro c em função da porosidade efetiva (PE) usando dados da pastagem da Fazenda Dimona. R^2 é o coeficiente de determinação.

horizontes com maior condutividade hidráulica saturada.

Na bibliografia não constam regressões entre c e a porosidade efetiva como proposto pela equação (42). No entanto, Schuh e Cline (1990) encontraram o mesmo tipo de relação entre c e percentagem de areia e c e o diâmetro geométrico médio da partícula, o que indica que em solos arenosos (com porosidade efetiva maior) o valor de c tende a ser menor. No caso da Fazenda Dimona, os horizontes entre 30 e 75 cm mostram um comportamento similar a uma areia, o que resulta em um porosidade efetiva maior e um c menor, apesar de apresentarem uma alta proporção de argila (maior ao 60 %). Os valores de c encontrados por Schuh e Cline (1990) eram menores que 50; no entanto, na Fazenda Dimona, o valor máximo esteve em torno de 200. A pouca representatividade da amostra utilizada não permite uma análise comparativa mais rigorosa dos resultados.

Portanto, a drenagem profunda $Dr(S)$ foi determinada da seguinte maneira:

- a) A partir da porosidade e umidade volumétrica à tensão de 0,3 bar determinadas no item 7.4.1, estimou-se a porosidade efetiva, $\phi_e = \theta_{sat} - \theta_{(-344)}$, para cada horizonte do perfil do solo.
- b) A condutividade hidráulica saturada para cada horizonte do perfil do solo foi estimada pela equação (41).
- c) O expoente c da equação (39) foi estimado usando a equação (42).
- d) A equação (34) permite determinar a condutividade hidráulica média do perfil, valores que são aplicados na equação (33).

7.5 Aplicação à região

Marengo e Hastenrath (1993) estudaram precipitações e vazões na parte norte de Amazônia no período 1967-1986. Os registros pluviométricos e dos níveis dos rios indicam claramente que o ano mais seco nesse período correspondeu ao evento El Niño de 1983, e que 1984 e 1986 foram os períodos mais úmidos.

Considerando que as diferenças no armazenamento de água no solo apresentam-se claramente em períodos secos, foram geradas séries de armazenamento de água no solo (nos 2 primeiros metros do perfil) usando a metodologia proposta no item 9.1 para o período 1980-1985, utilizando dados de precipitação diária de 67 estações pluviométricas operadas pelo DNAEE. Foram considerados dois tipos de cenários: Amazônia coberta totalmente por pastagem e; Amazônia totalmente coberta por floresta. A figura 7.7 mostra a localização das estações pluviométricas utilizadas no

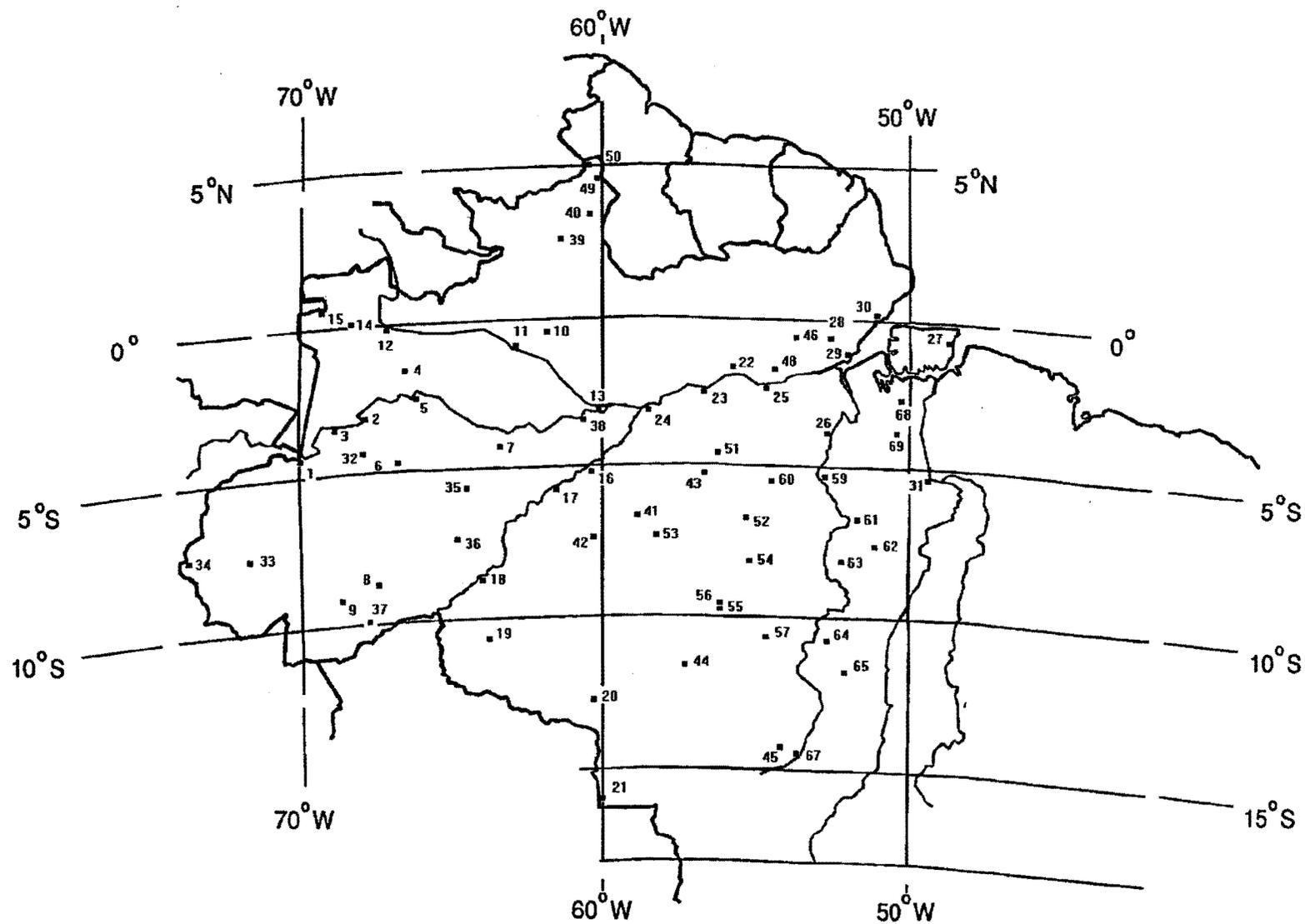


Figura 7.7: Postos pluviométricos do DNAEE utilizados.

estudo.

Estudos prévios (UNESCO, 1975) mostraram que a região apresenta menores precipitações e maior duração da estação seca na região sul a leste da área, e que os maiores registros localizam-se na parte centro e noroeste.

A curva de perdas para diferentes solos foi determinada a partir da distribuição granulométrica. Para tal fim, cada estação pluviométrica foi localizada no mapa de solos do RADAMBRASIL, e usada a distribuição granulométrica do perfil mais próximo à localização da estação (respeitando o grupo de solo dominante na área).

No anexo 2 apresenta-se uma listagem da localização das estações pluviométricas utilizadas, o período disponível de dados, o tipo de solo e o perfil obtido do RADAMBRASIL.

A informação pluviométrica foi submetida a um controle de qualidade a fim de detectar erros de medição. Visto que o modelo proposto requer uma série contínua de dados pluviométricos, foram preenchidas as falhas do período 1980-1985 nas 67 estações utilizando informação da estação pluviométrica mais próxima.

Com a finalidade de determinar o período de estiagem mais representativo de toda a área, calcularam-se valores de armazenamento de água no solo médios semanais a partir dos valores diários. Portanto, a resultante desse processo foram 67 séries de armazenamento médio de água no solo cada 7 dias para os dois cenários propostos.

A figura 7.8 mostra a variação de armazenamento médio das 67 séries de armazenamento para ocupação total por floresta e por pastagem. Pode-se observar que os anos 1980, 1981 e 1983 foram os mais secos do período 1980-1985; que o ano que apresentou armazenamentos menores foi 1983 e o mais úmido o de 1984, em concordância com os estudos de precipitação de Marengo e Hastenrath (1993). A figura 7.8 revela que o armazenamento máximo em toda a área está em torno a 700 mm em anos normais. Durante 1983, no entanto, o armazenamento atingiu apenas 670 mm, o que indica que as chuvas durante a estação úmida não conseguiram recuperar a capacidade de armazenamento do solo. A análise dos valores médios das 67 séries dos dois cenários mostrou que o período com armazenamentos de água no solo mínimo correspondeu à semana que vai desde 12/09/1983 a 19/09/1983, com um armazenamento médio para toda a área de 461 mm na pastagem e 448 mm na floresta.

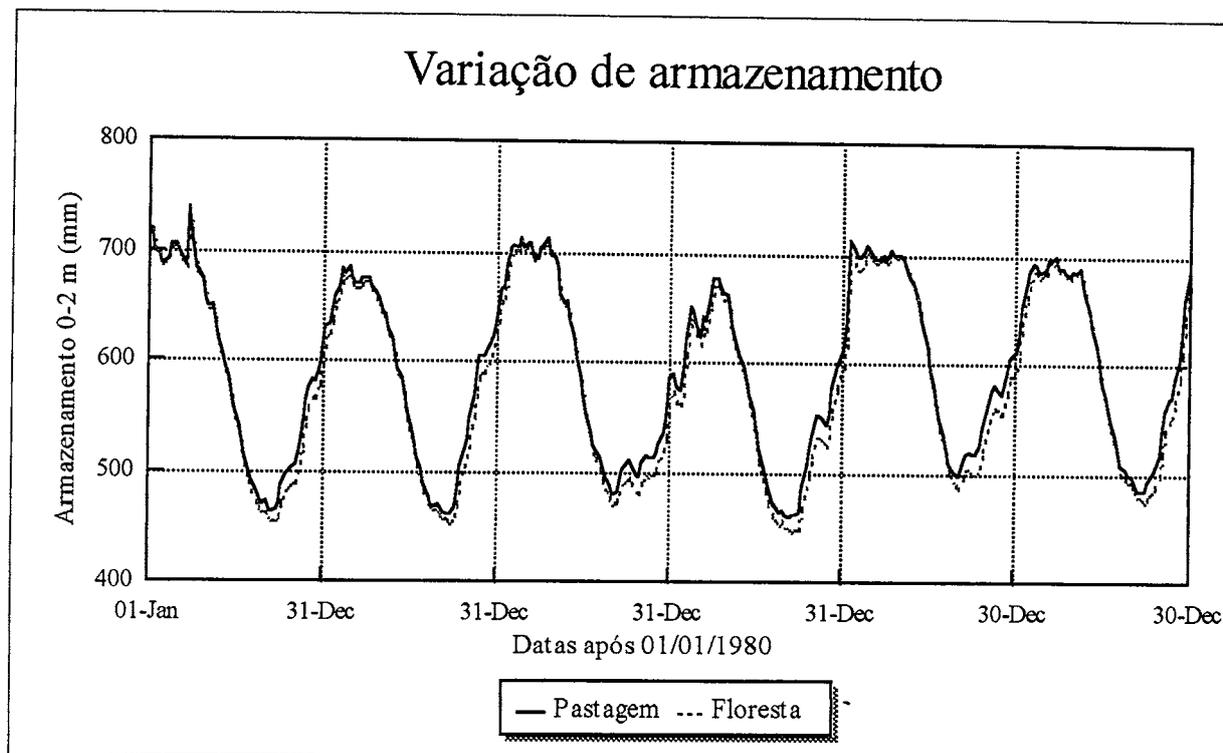


Figura 7.8: Armazenamento de água no solo médio estimado na região Amazônica no período 1980-1985.

A figura 7.9 mostra a precipitação ocorrida na região nesse período. As maiores chuvas aconteceram no noroeste, centro e sudeste da área, com valores máximos de 69, 66 e 71 mm respectivamente em 7 dias. Pode-se observar que a variabilidade da precipitação é grande, em concordância com as conclusões de Clarke (1994).

A figuras 7.10 e 7.11 mostram a variação espacial de armazenamento de água no solo na região para pastagem e floresta, respectivamente, no período 12/09/1983 a 19/09/1983. Para a pastagem, os valores extremos de armazenamento variaram entre 65 mm no sudeste a 875 mm no noroeste da área; entanto que na floresta o armazenamento esteve entre 69 mm no sudeste e 873 mm no centro. Como era esperado, os menores armazenamentos são registrados na parte leste e sul da área, em razão da maior duração da estação seca. Pode-se observar que as curvas de igual armazenamento reproduzem, em geral, às isoietas. No entanto, essas variações também dependem do tipo de solo, que é determinante da capacidade de armazenamento do perfil. Portanto, a comparação direta do armazenamento não permite determinar em que local da área o déficit hídrico foi mais intenso.

A figura 7.12 mostra as diferenças entre o armazenamento na floresta menos o da pastagem para o período 12/09/1983 a 19/09/1983. As diferenças de armazenamento variaram entre 68 mm no

centro da área a -10 mm no leste da área. Pode-se observar que na região norte de Amazônia, a floresta utilizou mais água dos 2 primeiros metros do solo que a pastagem, ocorrendo o contrário nas regiões sul e leste da Amazônia. Isso se deve ao fato de que a duração da estação seca é maior nessas regiões, o que obriga a floresta a utilizar água a profundidades maiores que 2 m e a extração radicular na parte superior do perfil é desprezível. No entanto, a água no solo disponível na pastagem limita-se aos 2 primeiros metros do solo, pelo qual a depleção continua durante a estação seca (a taxas bem menores que a potencial) até se fazer menor que o armazenamento correspondente à floresta.

Com a finalidade de permitir comparações diretas da variação espacial de armazenamento, os valores de armazenamento do período 12/09/1983 a 19/09/1983 foram normalizados usando a média e o desvio padrão do armazenamento no período 1980-1985. A figura 7.13 apresenta a distribuição espacial dos valores normalizados para a pastagem, o que permite separar o efeito do solo e analisar apenas a distribuição da precipitação. Essa figura revela que na região noroeste da área, os valores de armazenamento nos 2 primeiros metros do solo estiveram acima da média. No entanto, no resto da área, os valores são consistentemente negativos. Isto indica que as condições de estiagem não se apresentaram na região noroeste da área no período analisado. Pode-se observar que a linha que corresponde a desvio nulo é próxima à linha do equador, e que os valores negativos crescem em direção ao sul. Isso se encontra associado diretamente à ocorrência de chuvas. A análise das séries de armazenamento mostrou que na parte norte da Amazônia os menores armazenamentos ocorreram no período de 15/08/83 a 22/08/83, com valores menores em até 20 mm aos estimados para o período 12/09/1983 a 19/09/1983. Porém, em média, toda a região apresentou valores mínimos no último período. Essa tendência se repete no caso da floresta, onde os valores normalizados são similares aos da pastagem; logo não foram graficados. Esse último resultado mostra que a variação espacial da precipitação é grande e tem forte influência sobre o armazenamento, em concordância com estudos prévios.

A diferenças do armazenamento da pastagem e floresta não mostram grandes diferenças nos dois primeiros metros do solo. Hodnett et al (1995b) mostraram que a extração radicular abaixo de 2 m é significativa durante a estação seca, portanto as diferenças entre os dois cenários são mais acentuadas à medida que é considerado o armazenamento a maiores profundidades. Como os dados do RADAMBRASIL fornecem informação granulométrica para profundidades de até 2 m, não pôde ser caracterizado a capacidade de armazenamento das camadas subjacentes do solo. Por outro lado, essa abordagem ignora o efeito de "feedback" que ocorre entre o solo e a vegetação como consequência da mudança de uso do solo: uma menor evaporação durante

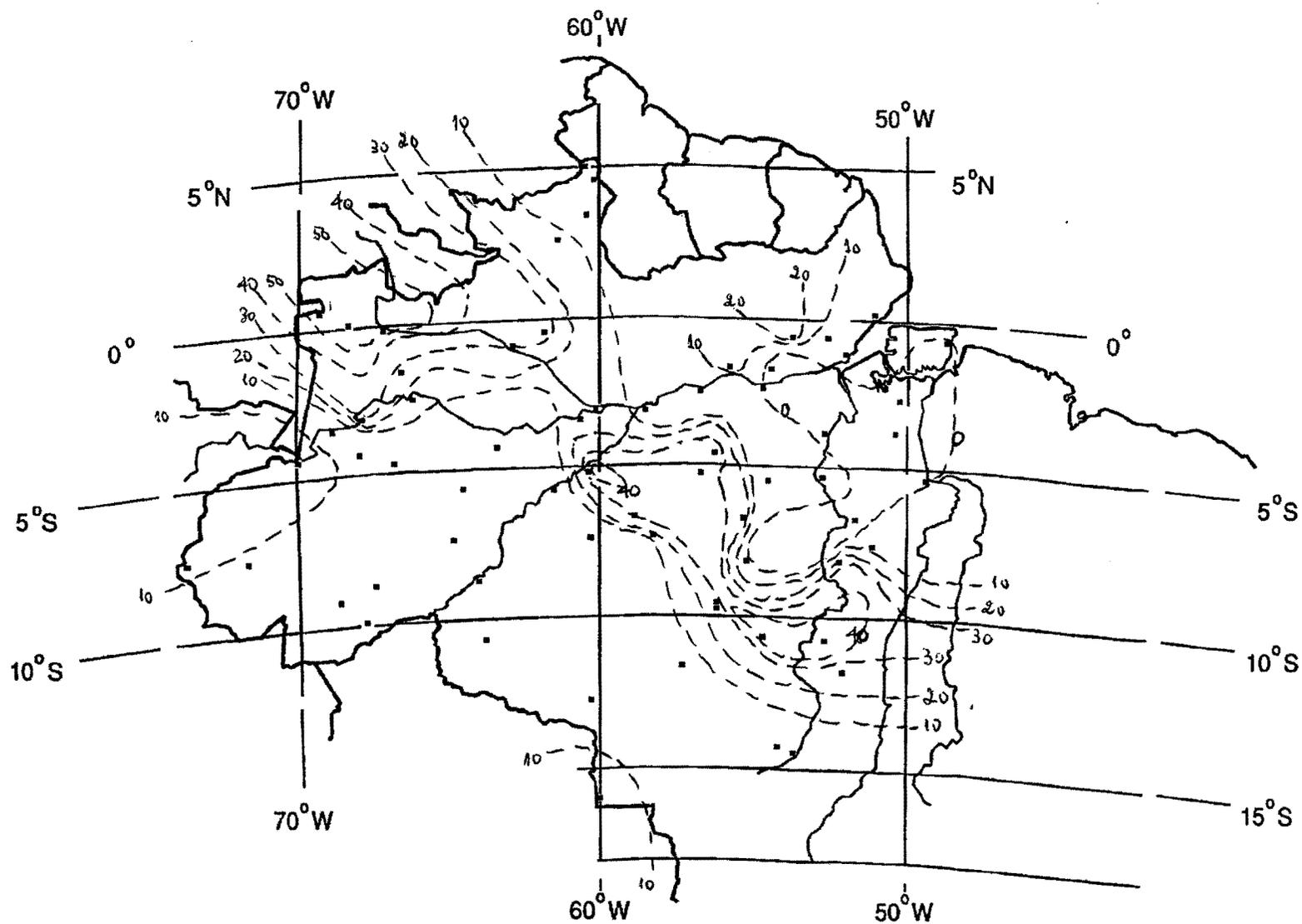


Figura 7.9: Distribuição espacial da precipitação (mm) no período 12/09/83-19/09/83

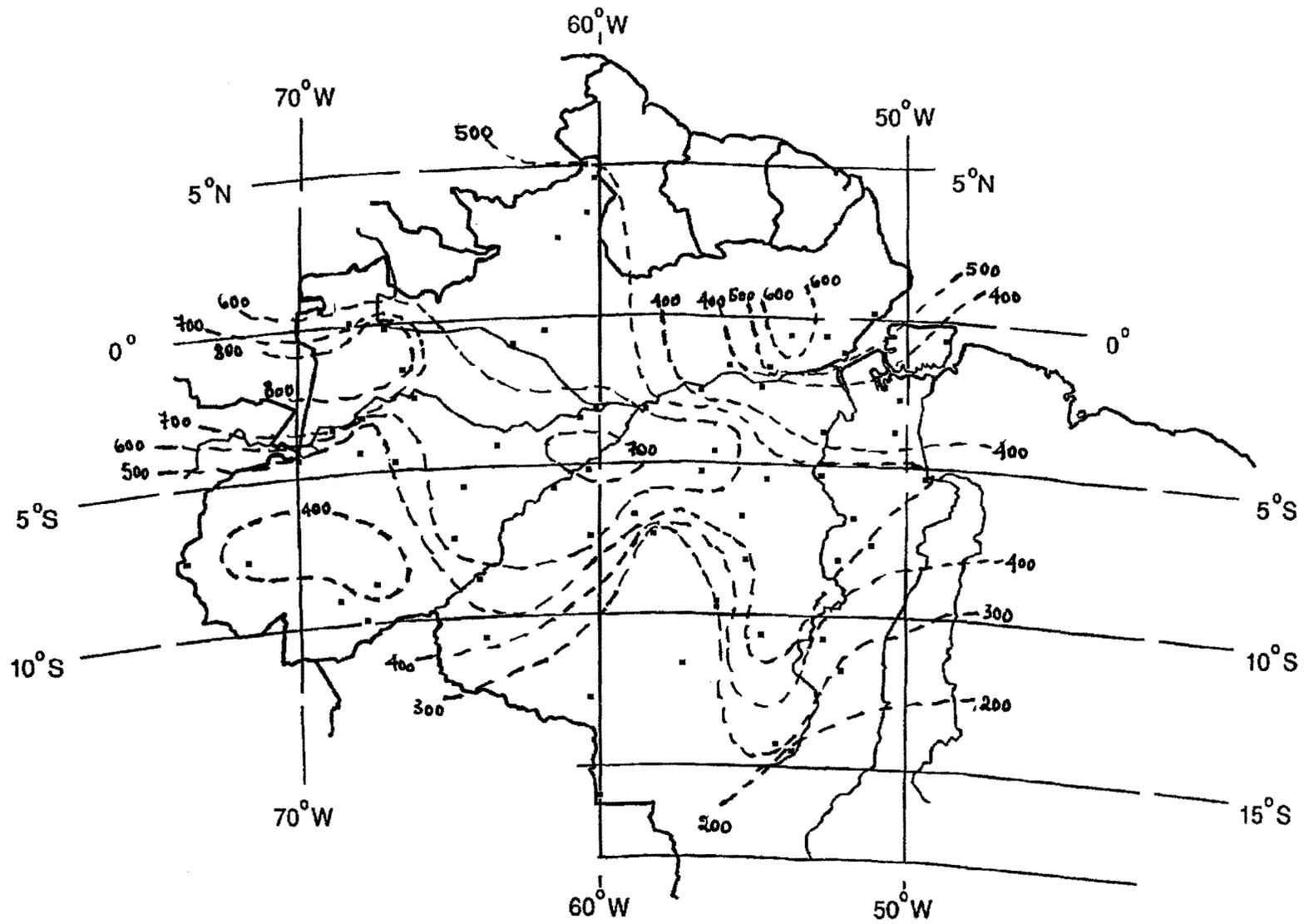


Figura 7.10: Armazenamento em 2 m. de solo no período 12/09/83-19/09/83 para cobertura total por pastagem.

períodos secos implica uma menor quantidade de água na atmosfera, o que por sua vez diminui a nebulosidade. A diminuição na quantidade de nuvens traz como efeito uma redução da quantidade precipitada que, por sua vez, afeta novamente o armazenamento de água no solo. Como nessa abordagem foram utilizadas séries de precipitação com um cenário de mais de 90% de cobertura de floresta, o efeito progressivo da diminuição da precipitação sobre o armazenamento não pôde ser avaliado.

Esses resultados devem ser considerados preliminares. A complexidade do movimento de água no solo obriga à utilização de uma abordagem mais conceitual para permitir estimativas mais acuradas. Devido à escassez de informação, foram utilizadas aproximações que em alguns solos são muito fortes, como é o caso dos solos gleizados (com influência do lençol freático) e dos plintíticos (que apresentam horizontes de baixa permeabilidade). A utilização de uma base de dados mais extensa permitirá determinar as reais condições de drenagem desses solos e seu peso no funcionamento global da área. Portanto, as conclusões desse trabalho são apenas o primeiro passo para a quantificação do impacto da alteração da cobertura vegetal sobre a região.

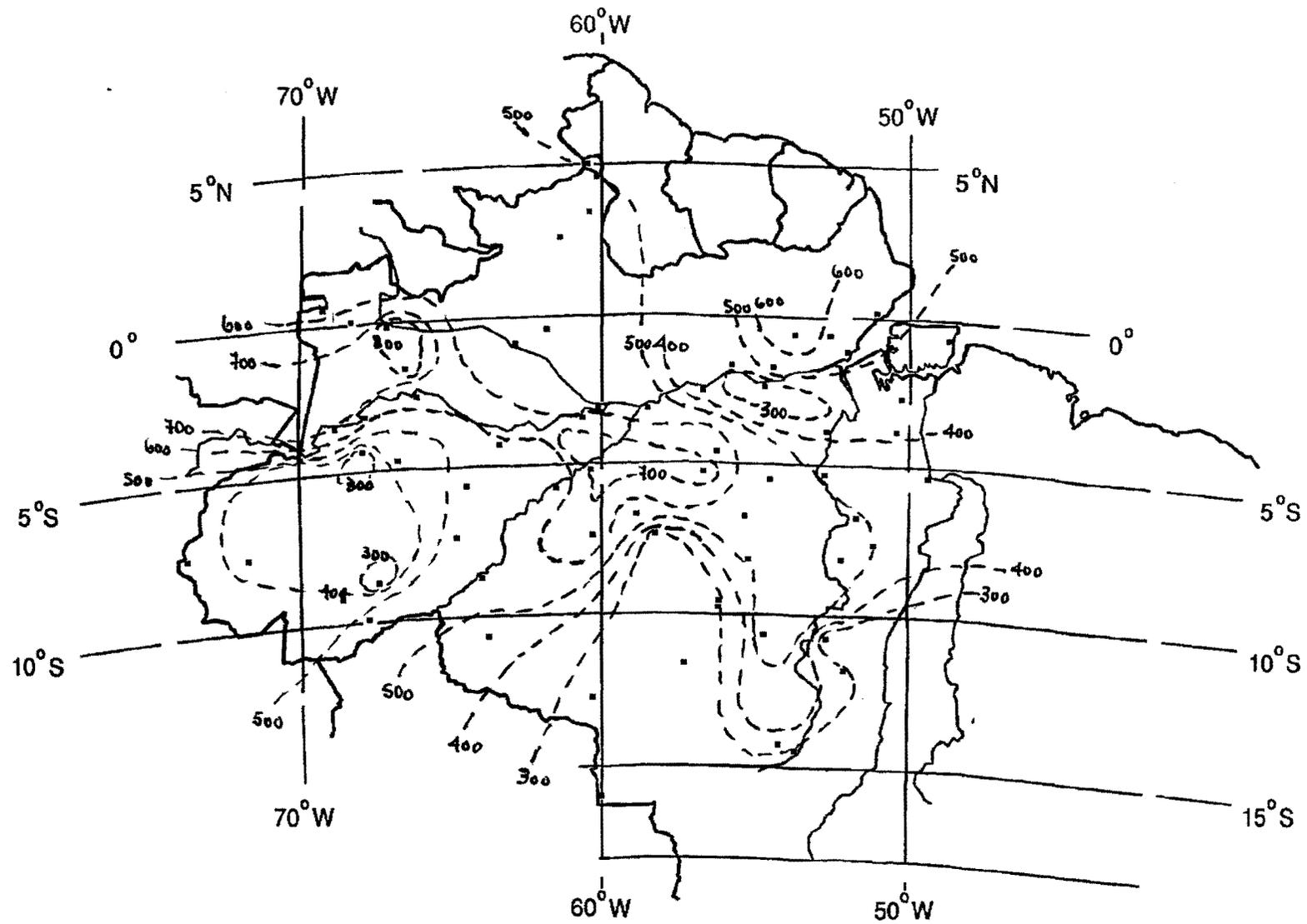


Figura 7.11: Armazenamento (mm) em 2 m. de solo no período 12/09/83-19/09/83 para cobertura total por floresta.

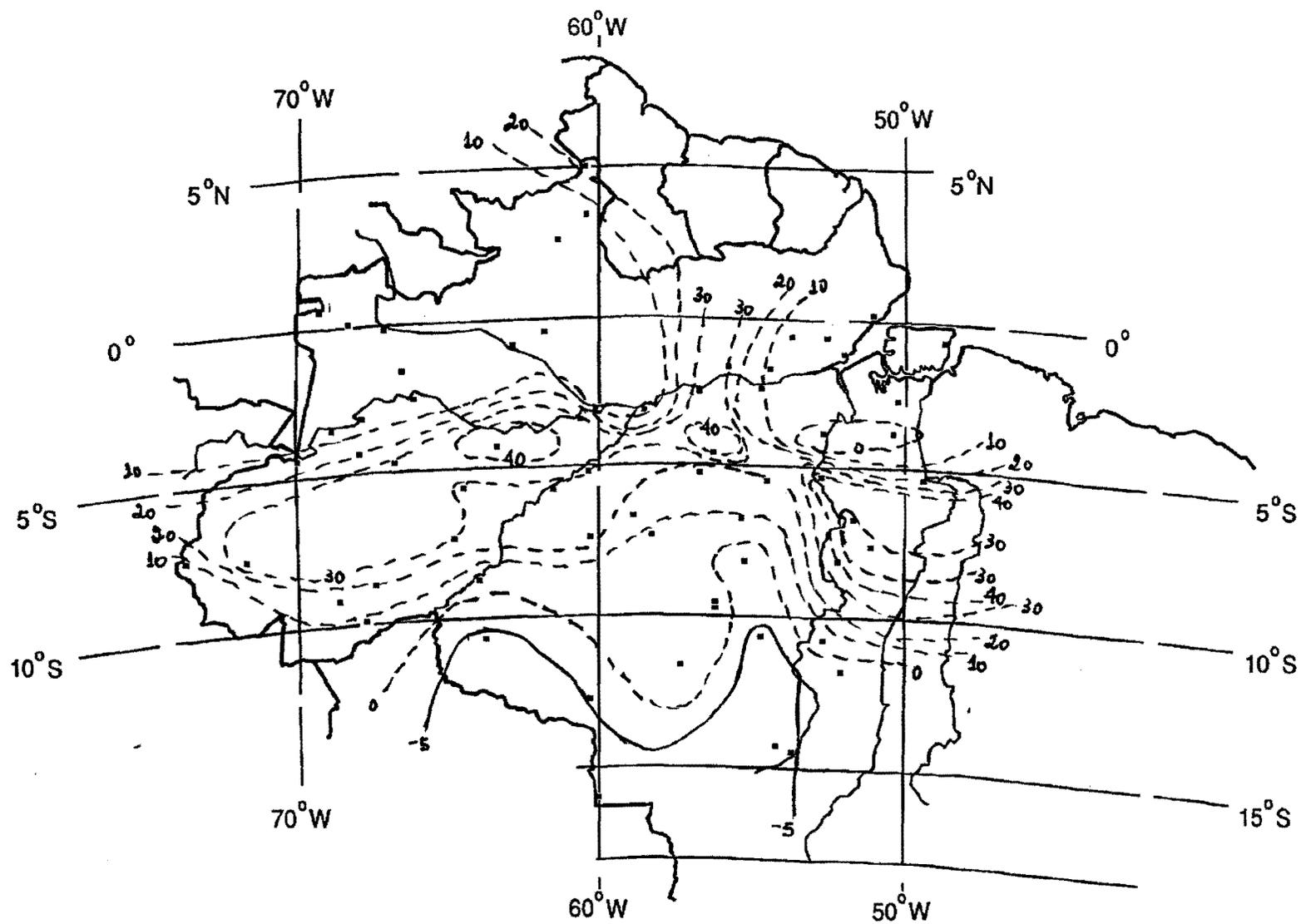


Figura 7.12: Diferença de armazenamento (floresta-pastagem) nos primeiros 2 m. do solo no período 12/0/83-19/09/83

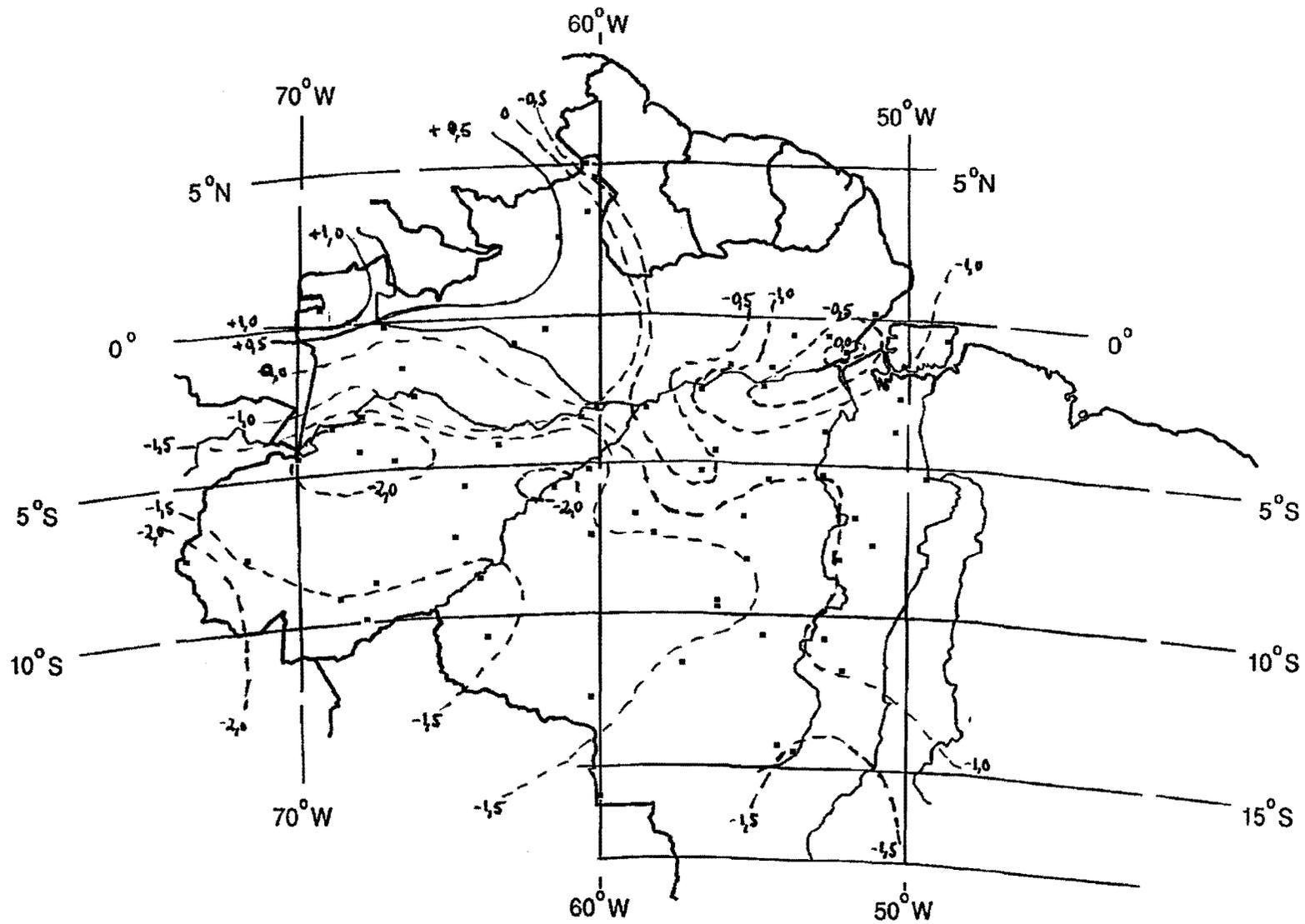


Figura 7.13: Armazenamento normalizado no período 12/09/83-19/09/83 para cobertura total por pastagem.

8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

- a) O trabalho permite concluir que é possível obter boas previsões do armazenamento de água no solo usando apenas precipitação diária e uma função de perdas, vinculada a processos físicos tais como evaporação e drenagem do solo.
- b) A aplicação de técnica estocásticas a armazenamento de água no solo demonstrou que é possível prever variações espaciais de armazenamento devido à variação das propriedades hidráulicas a nível de bacia.
- b) O estudo provou que é possível estimar séries de armazenamento de água no solo a outros locais de Amazônia a partir de informação granulométrica e de precipitação.
- c) A estimativa de propriedades hidráulicas a partir de granulometria, usando relações derivadas em climas temperados, é inaplicável aos solos tropicais, pelo qual seu uso deve ser evitado.
- d) O estudo de armazenamento de água no solo na região para o período 1980-1985 revelou variações espaciais e interanuais significativas. Em média, o ano de 1983 foi o de menor armazenamento; e 1984, o mais úmido do período 1980-1985.
- e) Durante a semana de 12/09/1983 a 19/09/1983 (a mais seca de 1983), o armazenamento de água no solo nos dois primeiros metros foi, em geral, menor nas regiões sul e leste da Amazônia, que apresentam uma estação seca mais prolongada.
- f) A comparação dos cenários de ocupação da região por pastagem e floresta mostrou que a extração de água nos 2 primeiros metros do solo é maior na floresta nas regiões de maior pluviosidade, ocorrendo o contrário nas áreas de maior período de estiagem.
- e) O estudo de mínimos normalizados mostrou que, durante a semana de 12/08/1983 a 19/09/1983, a parte norte da área teve armazenamentos acima da média, o que indica que as condições mínimas de armazenamento de água no solo nessa área não foram atingidas. No entanto, foram observadas condições extremas na parte centro e sul da área.

Ao longo do trabalho, a carência de informação e limitações práticas obrigaram a fazer suposições. A fim de minimizar e/ou eliminar os efeitos dessas simplificações em trabalhos futuros, recomenda-se:

- a) A maior limitação do modelo apresentado é a de não considerar explicitamente o efeito do lençol freático. Portanto, no futuro poderia ser introduzido correções na curva de perdas que contemplassem este tipo de situações.
- b) Outra limitação da metodologia consiste em permitir a estimação da variabilidade espacial das

propriedades hidráulicas apenas em escala de bacias. Pesquisas futuras poderiam desenvolver metodologias que permitissem estender essa metodologia a áreas de maior extensão.

c) Pôde-se estabelecer regressões aceitáveis entre umidade volumétrica a 1/3 atm (-344 cm) e 15 atm (-15500 cm); no entanto, a regressão apresenta limitações para porosidade. No futuro, essas relações poderiam ser ampliadas e melhoradas utilizando dados de outros estudos que disponham de informação sobre as propriedades de retenção dos solos da área. No caso da porosidade, as regressões melhoraram com a incorporação da fração de areia fina; logo pode-se esperar melhores estimativas usando diferentes frações de areia.

d) Em relação à condutividade hidráulica, a carência de dados é evidente. Portanto, recomenda-se a realização de medições no campo a fim de permitir uma melhor caracterização das relações entre condutividade e porosidade efetiva. Pode-se testar a possibilidade de utilizar medições de solos de áreas próximas à região Amazônica, o que permitiria ampliar a base de dados existentes.

e) A estimativa de evaporação a partir de armazenamento não contempla efeitos de nebulosidade. Essa restrição poderia ser minimizada introduzindo taxas de abatimento de evaporação usando a precipitação diária.

f) A curva de perdas foi extrapolada a outros locais supondo efeitos pouco significativos de escoamento superficial, o que pode ser uma séria restrição no cenário coberto por pastagem. Nas áreas de pastagem do ABRACOS, desmatadas pelo método tradicional de corte e queimada, o escoamento superficial mostrou-se de pouca importância. No futuro, estudos específicos na área poderiam quantificar a importância desse fenômeno para diferentes usos e tipos de solos e estimar, em cada caso, o peso do fenômeno sobre a curva de perdas.

g) As extrapolações supõem que a drenagem profunda opera sob gradientes unitários e sem influência do lençol freático. Essa restrição é forte em locais abaixados e com forte heterogeneidade vertical do perfil do solo. Pesquisas futuras permitirão quantificar o erro introduzido por essa aproximação.

h) As extrapolações foram feitas usando um mínimo de informação pluviométrica e/ou de solos. Os mapas de distribuição podem ser melhorados aumentando a densidade de informação de campo e a representatividade espacial através de Sistemas de Informação Geográficas (GIS).

i) As comparações entre armazenamento de floresta e pastagem limitaram-se aos 2 m superiores do perfil. Estudos prévios indicam que as diferenças no armazenamento pastagem-floresta aumentam a maiores profundidades sendo, portanto, conveniente estender a análise às camadas profundas do perfil.

As conclusões do trabalho sobre impacto do desmatamento são preliminares e devem ser

consideradas apenas como uma primeira aproximação do processo e indicativas de tendências de mudanças. Trabalhos futuros poderão melhorar a precisão dessas estimativas (e talvez contradizer!). No entanto, considerando o profundo desconhecimento que ainda se tem sobre a região Amazônica, essa pesquisa tenta indicar um possível caminho para melhorar nosso entendimento sobre a região, e servir de subsídio no planejamento das políticas de ocupação da área.

REFERÊNCIAS

- ABABOU, R., GELHAR, L.W., 1988. A high resolution finite difference simulator for 3D unsaturated flow in heterogeneous media, in: *Computational methods in Water Resources*, vol 1., ed. por M. Celia, p. 173-178, New York.
- ABOITIZ, M., LABADIE, J.W., HEERMANN, D.F., 1986. Stochastic soil moisture estimation and forecasting for irrigated fields, *Water Res. Res.*, 22(2), 180-190.
- AHUJA, L.R., GREEN, R.E., CHONG, S.-K., NIELSEN, D.R., 1980. A simplified function approach for determining soil hydraulic conductivities and water characteristic in situ., *Water Res. Res.*, 16(5), 947-953.
- AHUJA, L.R., ROSS, J.D., BRUCE, R.R., CASSEL, D.K., 1988. Determining unsaturated hydraulic conductivity from tensiometric data alone, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52, 27-34.
- ANDERSON, J., SHAPIRO, A.M., 1983. Stochastic analysis of one-dimensional steady state unsaturated flow: A comparison of Monte Carlo and perturbation methods, *Water Res. Res.*, 19(1), 121-133.
- BASTABLE, H.G., SHUTTLEWORTH, W.J., DALLAROSA, R.L.G., FISCH G., NOBRE C.A., 1993, Observation of climate, albedo and surface radiation over cleared and undisturbed Amazonian forest, *Int. J. of Climatology*, 13, 783-796.
- BELL, J.P., 1973, Neutron probe practice, Rept. No. 19, Institute of Hydrology, Wallingford, England.
- BOX, G.E.P., JENKINS, G.M., 1970, *Time series analysis: Forecasting and control*, Holden Day, San Francisco, Calif.
- BRAKENSIEK, D.L., Comments on 'Empirical equations for some hydraulic properties' by Roger B. Clapp and George M. Hornberger, *Water Res. Res.*, 15(4), 989-990.

- BRESLER, E., DAGAN, G., 1983. Unsaturated flow in spatially variable fields 2. Application of water flow models to various fields, *Water Res. Res.*, 19(2), 421-428.
- BRUIJNZEEL, L.A., 1990. Hydrology of moist tropical forests and effect of conversion: A state of knowledge review. UNESCO International Hydrological Programme, Free University, Amsterdam, 224p.
- BURDINE, N.T., 1953. Relative permeability calculations from size distribution data, *Trans. Amer. Inst. Mining. Metal. Petroleum Eng.* v. 198, 71-78.
- CAMPBELL, G.S., 1974. A simple method for determining unsaturated hydraulic conductivity from moisture data, *Soil Sci.*, 117(6), 311-314.
- CHAUVEL, A., GRIMALDI, M., TESSIER, D., 1991, Changes in soil pore space distribution following deforestation and revegetation: An example from the Central Amazonia Basin, Brazil, *Forest Ecology and Manag.*, 38, 259-271.
- CHAUVEL, A., VITAL, A.R.T., LUCAS, Y., DESJARDINS, T., FRANKEN, W.K., LUIZÃO, F.J., ARAGUÁS, L.A., ROZANSKI, K., BEDMAR, A.P., 1992, O papel das raízes no ciclo hidrológico da floresta Amazônica, *Anais do VII Congresso Brasileiro de meteorologia*, vol. 1, 298-302.
- CHU, P., YU Z., HASTENRATH, S., 1994. Detecting climate change concurrent with deforestation in the Amazon Basin: Which way has it gone?. *Bull. Am. Met. Soc.*, 75(4), 579-583.
- CLARKE, R.T., 1994, Are the ABRACOS years (1990-1993) "representative"?, Progress Report, Institute of Hydrology, 9 p.
- CORREA, J.C., 1984. Características físico-hídricas dos solos latossolo amarelo, podzólico vermelho-amarelo e podzol hidromórfico do estado do Amazonas, *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, 19(3), 347-360.

- COOLEY, R.L., 1982. Incorporation of prior information on parameters into nonlinear regression groundwater flow models, *Water Res. Res.*, 18(1), 965-976.
- COUCHAT, P., CARRÉ, C., MARCESSE, J., LE HO, J., 1975. The measurement of thermal neutron constant: Application to the calibration of neutron moisture gauges and to the pedological study of the soil. *Proc. Conf. Nuclear Data: Cross Section on Technology*, Washington D.C., March 1975.
- COWAN, I.R., 1965. Transport of water in the soil-plant atmosphere system, *J. App. Ecol.*, 2, 221-239.
- DAGAN, G., BRESLER, E., 1983. Unsaturated flow in spatially variable fields 1. Derivation of models of infiltration and redistribution, *Water Res. Res.*, 19(2), 413-420.
- DEMATTÊ, J.L.I., 1988. Manejo de solos ácidos dos trópicos úmidos - Região Amazônica, Fundação Cargill, Campinas, 215p.
- DENMEAD, O.T., SHAW, R.H., 1962. Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. *Agron. J.*, 54, 385-390.
- DIAS, A.C.C.P., NORTCLIFF, S., 1985, Effects of two land clearing methods on the physical properties of an oxisol in the Brazilian Amazon, *Tropical Agriculture (Trinidad)*, 62, 202-212.
- DOLMAN, A.J., 1987. Summer and winter interception in an oak forest. Predictions with an analytical and a numerical simulation model. *J. Hydrol.*, 90, 1-9.
- DOORENBOS, J., PRUITT, W.O., 1977. Las necesidades de agua de los cultivos, *Estudio FAO Riego y Drenaje* 24, Roma, 193p.
- FEDDES, R.A., KOWALIK, P., KOLINSKA-MALINKA, K., ZARADNY, H., 1976. Simulation of field water uptake by plants using a soil water dependent root extraction function, *J. of Hydrol.*, 31, 13-26.

- FRANZMEIER, D.P., 1991. Estimation of hydraulic conductivity from effective porosity data for some Indiana soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 1801-1803.
- FREEZE, R.A., 1975. A stochastic conceptual analysis of one-dimensional groundwater flow in nonuniform homogeneous media, *Water Res. Res.*, 11(5), 725-741.
- FUNDAÇÃO JOÃO PINHEIRO, Belo Horizonte/Centro de Recursos Naturais, 1975. Levantamento de reconhecimento dos solos, da aptidão agropastoril, das formações vegetais e do uso da terra em área do Território Federal da Rondônia. Belo Horizonte, 171 p.
- GARDNER, W.R., 1960. Dynamic aspect of soil water availability to plants. *Soil Sci.*, 89, 228-232.
- GARDNER, W.R., 1962. Note on the separation and solution of diffusion type equations, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33, 404-.
- GASH, J.H.C., 1979, An analytical model of rainfall interception by forest, *Quart. J.R. Met. Soc.*, 105, 43-55.
- GASH, J.H.C., WRIGHT, I.W., LLOYD, C.R., 1980. Comparative estimates of interception loss from three coniferous forest in Great Britain. *J. Hydrol.*, 48, 89-105.
- GASH, J.H.C., 1995. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model, aprovado para publicação no *Journal of Hydrology*.
- GELHAR, L.W., AXNESS, C.L., 1983. Three dimensional analysis of macrodispersion in aquifers, *Water Res. Res.*, 19(1), 161-180.
- GELHAR, L.W., 1993. *Stochastic subsurface hydrology*, Prentice Hall, New Jersey, US, 390p.
- GREGSON, K., HECTOR, D.J., MCGOWAN, M., 1987. A one-parameter model for the soil water characteristic. *J. Soil Sci.*, 38, 483-486.

- GUPTA, S.C., LARSON, W.E., 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density, *Water Res. Res.*, 15(6), 1633-1635.
- HENDERSON-SELLERS, A., MC GUFFIE, K., 1987. *A climate modelling primer*, John Wiley, Chippenham, (UK), 217 p.
- HILLEL, D., KRENTOS, J.D., STYLIANOU, Y., 1972, Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ, *Soil Sci.*, 114(5), 395-400.
- HILLEL, D., 1980. *Applications of soil physics*, Academic press, New York, 385 p.
- HODNETT, M.G., DA SILVA, L.P., DA ROCHA, H.R., SENNA, R.C., 1995a. Seasonal water storage changes beneath central Amazonian rainforest and pasture. A ser publicado no *J. of Hydrol.*
- HODNETT, M. G., OYAMA, M.D., TOMASELLA, J., 1995b, Comparisons of long-term soil water storage under pasture and forest in three areas of Amazonia. A ser publicado nos anais do Simpósio ABRACOS sobre clima e desmatamento de Amazonia, Brasilia, Setembro de 1994.
- HODNETT, M. G., TOMASELLA, J., OYAMA, M.D., 1995c, Deep soil water uptake in Central Amazonia: predictions from long-term daily rainfall data using a simple water balance model. A ser publicado nos anais do Simpósio ABRACOS sobre clima e desmatamento de Amazonia, Brasilia, Setembro de 1994.
- HOPMANS J.W., SCHUKKING, H., TORES, P.J.J.P., 1988. Two-dimensional steady state water flow in heterogeneous soil with autocorrelated soil hydraulic properties, *Water Res. Res.*, 24(12), 2005-2017.
- INDELMAN P., OR, D., RUBIN, Y., 1993. Stochastic analysis of unsaturated steady state flow through bounded heterogeneous formations, *Water Res. Res.*, 29(4), 1141-1148.

- INPE, 1990. Relatório preliminar: Estado do desflorestamento da Floresta Amazônica Brasileira em 1989, in VI Simpósio Brasileiro de Sensoramento Remoto, Manaus (AM).
- INSTITUTE OF HYDROLOGY, 1994. Amazônia: Floresta, Pastagens e o Clima (Resultados do Projeto ABRACOS), Wallingford, UK, 18 p.
- JARVIS, P.G., 1976. The interpretation of the variation in leaf water potential and stomatal conductances found in canopies in the field, *Philos. Trans. Royal Soc., London, Ser B*, 273, 593-610.
- JARVIS, N.J., 1989. A simple empirical model of root water uptake. *J. of Hydrol.*, 107, 57-72.
- JENSEN, K.H., MANTOGLU, A., 1992. Application of stochastic unsaturated flow theory, numerical simulations, and comparisons to field observation, *Water Res. Res.*, 28(1), 269-284.
- KATUL, G.G., WENDROTH, O., PARLANGE, M.B., PUENTE, C., FOLEGATTI, M.V., NIELSEN, D.R., 1993. Estimation of in situ hydraulic conductivity function from nonlinear filtering theory, *Water Res. Res.*, 1066-1070.
- KLUTE, A., 1972, The determination of hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils, *Soil Sci.*, 113, 264-276.
- LLOYD, C.R., GASH, J.H.C., SHUTTLEWORTH, W.J., MARQUES, A.O.F., 1988, The measurement and modelling of rainfall interception by Amazonian rain forest, *Agric. and Forest Meteor.*, 43, 277-294.
- LUCAS Y., CHAUVEL, A., ROULET, R., RANZANI, G., SCATOLINI, F., 1984. Transição latossolos-podzóis sobre a formação barreiras na região de Manaus, Amazônia, *R. Bras. Ci. Solo*, 8, 325-335.
- MANABE, S., DELWORTH, T., 1990. The temporal variability of soil wetness and its impact on climate, *Clim. Change*, 16, 185-192.

- MANTOGLOU, A., (1992). A theoretical approach for modeling unsaturated flow in spatially variable soils: Effective flow models in finite domain and nonstationary, *Water Res. Res.*, 28(1), 251-267.
- MANTOGLOU, A., GELHAR, L.W., 1987a. Stochastic modeling of large scale transient unsaturated flow system, *Water Res. Res.*, 23(1), 37-46.
- MANTOGLOU, A., GELHAR, L.W., 1987b. Capillary tension head variance, mean soil moisture content and effective specific soil moisture capacity in transient unsaturated flow in stratified soil, *Water Res. Res.*, 23(1), 47-56.
- MANTOGLOU, A., GELHAR, L.W., 1987c. Effective hydraulic conductivity of transient unsaturated flow in stratified soils, *Water Res. Res.*, 23(1), 57-67.
- MARENGO, J.A., HASTENRATH, S., 1993. Case studies of extreme climatic events in the Amazon Basin, *J. of Climate*, 6(4), 617-627.
- MC KEAGUE, J.A., WANG, C., TOPP, G.C., Estimating saturated hydraulic conductivity from soil morphology, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46, 1239-1244.
- MC WILLIAM, A.L.C., CABRAL, O.M.R., GOMES, B.M., ESTEVES, J.L., ROBERTS, J., 1995, Forest and pasture leaf-gas exchange in South-West Amazonia, a ser publicado nos anais do Simpósio ABRACOS sobre clima e desmatamento de Amazonia, Brasília, Setembro de 1994.
- MEDINA, B.F., LEITE, J.A., 1985. Influência de três sistemas de manejo e duas coberturas vegetais na infiltração de água em um latossolo amarelo em Manaus - AM. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, 20, 1323-1331.
- MEDINA, B.F., OLIVEIRA, R.C.J., 1987. Relações entre capacidade de campo determinada in situ e em laboratório em latossolo amarelo muito argiloso, *R. Bras. Ci. Solo*, 11, 91-95.
- MESSING, I., 1989. Estimation of the saturated hydraulic conductivity in clay soils from soil

- moisture retention data, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53, 665-668.
- MILLY, P.C.D., 1993. An analytical solution of the stochastic problem applicable to soil water, *Water Res. Res.*, 29(11), 3755-3758.
- MILLY, P.C.D., 1994. Climate, soil water storage, and the average annual water balance, *Water Res. Res.*, 30(7), 2143-2156.
- MONTEITH, J.L., 1965, Evaporation and the environment, *Symp. Soc. Exp. Biol.*, XIX, 205-234.
- NEGREIROS, G.H., NEPSTAD, D.C., 1995. Mapping deeply-rooting forest of Brazilian Amazonia with GIS, *Anais do Rio Remote Sensing Conference*.
- NEPSTAD, D.C., A., DE CARVALHO, C.R., DAVIDSON, E.A., JIPP, P.H., LEFEBVRE, P.A., NEGREIROS, G.H., DA SILVA, E.D., STONE, T.A., TRUMBORE, S.E., VIEIRA, S., 1994. The role of the deep roots and carbon cycles of Amazonian forest and pastures, *Nature*, 372, 666-669.
- NOBRE, C.A., SELLERS, P.J., SHUKLA, J., 1991, Amazonian deforestation and regional climate change, *J. Climate*, 4, 957-988.
- NORTCLIFF, S., THORNES, J.B., 1981. Seasonal variation in the hydrology of a small forested catchment near Manaus, Amazonas, and the implications for its management, in *Tropical Agriculture in Hydrology*, ed. por R. Lal and E.W. Russell, John Wiley, 37-57.
- OR, D., GROENVELD, D.P., 1994. Stochastic estimation of plant-available soil water under fluctuating water table depths, *J. of Hydrology*, 163, 43-64.
- OTHMER, H., DIEKKRÜGER, B., KUTILEK, M., 1991. Bimodal porosity and unsaturated hydraulic conductivity, *Soil Sci.*, 152(3), 139-150.
- OYAMA, M.D., 1994. Estimating water release curves for a region near Manaus, *ABRACOS*

internal report, 12p.

PAIVA, E.M.D., CLARKE, R.T., 1995. Time trends in rainfall records in Amazonia. Aprovado para publicação no Bull. Amer. Met. Soc.

PARLANGE, M.B., KATUL, G.G., CUENCA, R.H., KAVVAS, M.L., NIELSEN, D.R., MATA, M., 1992, Physical basis for a time series model of soil water content, Water Res. Res., 28(9), 2437-2446.

PARLANGE, M.B., KATUL, G.G., FOLEGATTI, M.V., E NIELSEN, D.R., 1993, Evaporation and the field scale water diffusivity function, Water Res. Res., 29(4), 1269-1286.

PEARCE, A.J., ROWE, L.K., 1981. Rainfall interception in a multi-storied, evergreen mixed forest: estimates using Gash's analytical model. J. Hydrol., 49, 341-353.

PERROUX, K.M., WHITE, I., 1988. Designs for disc permeameters, Soil Sci. Soc. Am. J., 52, 1205-1215.

PRIESTLEY, G.H.B. E TAYLOR, R.J., 1972, On the assesment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, Weather Rev., 100, 81-92.

POLMANN, D.J., MC LAUGHIN, D., LUIS, S., GELHAR, L.W., ABABOU, R., 1991. Stochastic modeling of large scale flow in heterogeneous unsaturated soils, Water Res. Res., 27(7), 1447-1458.

PUCKETT, W.E., DANE, J.H., HAJEK, B.F., 1985. Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties, Soil Sci. Soc. Am. J., 49, 831-836.

RADAMBRASIL, 1974, Levantamento de Recursos minerais 10, Folha SB.22 Araguaia, Rio de Janeiro, 522p.

RADAMBRASIL, 1976, Levantamento de Recursos minerais 10, Folha SA.21 Santarém, Rio de Janeiro, 522p.

- RAMOS, D.P., VELLOSO, A.C.X., 1977, Características de alguns solos da região do médio-Amazonas, *Pesq. Agropec. Bras.*, 12, 97-104.
- RANZANI, G., 1978. Alguns solos da Tranamazônica na região de Marabá, *Acta Amazônica*, 8(3), 333-355.
- RANZANI, G., 1980. Identificação e caracterização de alguns solos da estação experimental de silvicultura tropical do INPA, *Acta Amazônica*, 10(1), 7-41.
- RAWLS, W.J., BRAKENSIEK, D.L., SAXTON, K.E., 1982. Estimation of soil water properties, *Trans. ASAE* 1982-1320.
- RAWLS, W.J., BRAKENSIEK, D.L., 1982. Estimation soil water retention from soil properties, *J. Irrig. Drain. Div.*, ASCE 108(ir2), 166-171.
- RAWLS, W.J., BRAKENSIEK, D.L., SONI, B., 1983. Agriculture management effects on soil water processes. Part I: Soil water retention and Green and Ampt infiltration parameters, *Trans. ASAE* 1747-1752.
- RAWLS, W.J., BRAKENSIEK, D.L., LODGDON, S.D., 1993. Predicting saturated hydraulic conductivity utilizing fractal principles, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 1193-1197.
- RICHARDS, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous media, *Physics* 1, 318-333.
- RIGHI, D., BRAVARD, S., CHAUVEL, A., RANGER, J., ROBERT, M., 1990, In situ study in an oxisol-spodosol sequence of Amazonia (Brasil), *Soil Sci.*, 150(1), 438-445.
- RODRIGUES, T.E., REIS, R.S. DOS, MORIKAWA, I.K., FALESI, I.C., SILVA, B.N.R. da, 1972, Levantamento detalhado de solos do IPEAAOc, Manaus, IPEAAOc, *Boletim técnico* 3, 63p.
- RODRIGUES, T.E., MORIKAWA, I.K., REIS, R.S. DOS, , FALESI, I.C., SILVA, B.N.R. DA,

- GUIMARÃES, G. DE A., LOPES, E. DE C., E BASTOS, J.B., 1971, Solos do Distrito agropecuário do Suframa. Manaus, IPEAAOc, Boletim técnico 1, 99p.
- ROBERTS, J.M., CABRAL, O.M.R., DE AGUIAR, L.F., 1990, Stomatal and boundary-layer conductances in an Amazonian terra firme rain forest, *J. of App. Ecology*, 27, 336-353.
- RUBIN, Y., OR, D., 1993. Stochastic modeling of unsaturated flow in heterogeneous soil with water uptake by plant roots: The parallel column model, *Water Res. Res.*, 29(3), 619-631.
- SAXTON, K.E., RAWLS, W.J., ROMBERGER, J.S., PAPENDICK, R.I., 1986. Estimating generalized soil-water characteristic from texture, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, 1031-1036.
- SHUKLA, J., NOBRE, C.A., SELLERS, P., 1990. Amazonian deforestation and climate change, *Science*, 247, 1322-1325.
- SHUTTLEWORTH, W.J., GASH, J.H.C., LLOYD, C.R., MOORE, C.J., ROBERTS, J.M., MARQUES, A.O., FISCH, G.F., SILVA, V. DE P., RIBEIRO, M.N.G., MOLION, L.C.B., ABREU SÁ, L.D., NOBRE, C.A., CABRAL, O.M.R., PATEL, S.R., DE MORAES, J.C., 1984, Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian Forest, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 110, 1143-1162.
- SHUTTLEWORTH, W.J., GASH, J.H.C., LLOYD, C.R., MOORE, C.J., ROBERTS, J.M., MARQUES, A.O., FISCH, G.F., SILVA, V. DE P., RIBEIRO, M.N.G., MOLION, L.C.B., ABREU SÁ, L.D., NOBRE, C.A., CABRAL, O.M.R., PATEL, S.R., DE MORAES, J.C., 1985, Daily variations of temperature and humidity within and above the Amazonian forest, *Weather*, 40, 102-108.
- SHUTTLEWORTH, W.J., GASH, J.H.C., LLOYD, C.R., MC NEIL, D.D., MOORE, C.J., WALLACE, J.S., 1988, An integrated micrometeorological system for evaporation measurement, *Agric. and Forest Meteorol.*, 43, 295-317.
- SHUTTLEWORTH, W.J., 1988, Evaporation from Amazonian rainforest, *Proc. R. Soc. Lond.*,

B233, 321-346.

SHUTTLEWORTH, W.J., GASH, J.H.C., ROBERTS, J.M., NOBRE, C.A., MOLION, L.C.B., RIBEIRO, M.N.G., 1991, Post-deforestation Amazonian climate: Anglo-Brazilian research to improve prediction, *J. of Hydrol.*, 129, 71-86.

SLATYER, R.O., 1967. *Plant-water relationships*, Academic press, New York, 366p.

STEWART, J.B., 1988, Modelling surface conductance of pine forest, *Agric. Forest Meteor.*, 43, 19-35.

TOMASELLA, J., HODNETT, M.G., 1995, Measurements and modelling soil hydraulic properties of an oxisol in central Amazonia, a ser publicado nos anais do Simpósio ABRACOS sobre clima e desmatamento de Amazonia, Brasília, Setembro de 1994.

UBARANA, V.N., 1994. Experimentos observacionais e modelagem das perdas por interceptação da precipitação na floresta Amazônica. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, São José dos Campos, 93 p.

UBARANA, V.N., NOBRE, C.A., 1994. Experimentos observacionais e modelagem das perdas por interceptação da precipitação na floresta Amazônica, VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Vol 1, 85-88.

ÜNLÜ, K., NIELSEN, D.R., BIGGAR, J.W., 1990. Stochastic analysis of unsaturated flow: One-dimensional Monte Carlo simulations and comparisons with spectral perturbation analysis and field-observations, *Water Res. Res.*, 26(9), 2207-2218.

VEREecken, H., MAES, J., FEYEN, J., DARIUS, P., 1989. Estimating soil moisture retention characteristic from texture, bulk density, and carbon content, *Soil Sci*, 148(6), 389-403.

VEREecken, H., MAES, J., FEYEN, J., 1990. Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties, *Soil Sci.*, 149(1), 1-12.

- VIEIRA, L.S., 1981. O solo e a cultura da seringueira (*Hevea sp.*). Fac. de Ciências Agrárias do Pará/MEC, Belém, FCAP informe didático 2, 177p.
- WENDROTH, O., KATUL, G.G., PARLANGE, M.B., PUENTE, C.E., NIELSEN, D.R., 1993, A nonlinear filtering approach for determine hydraulic conductivity functions in field soils, *Soil Sci.*, 156, 293-301.
- WHITE, I. SULLY, M.J., 1992. On the variability and use of the hydraulic conductivity alpha parameter in stochastic treatment of unsaturated flow, *Water Res. Res.*, 28(1), 209-213.
- WRIGHT I.R., GASH, J.H.C., DA ROCHA, H.R., SHUTTLEWORTH, W.J., NOBRE, C.A., MAITELLI, G.T., ZAMPARONI, C.A.G.P., CARVALHO, P.R.A., 1992, Dry season micrometeorology of central Amazonian ranchland, *Q.J.R. Met. Soc.* 118, p. 1083-1089.
- WRIGHT I.R., MANZI A.O., DA ROCHA, H.R., 1995a, Surface conductance of Amazonian pasture: model application and calibration for canopy climate, a ser publicado em *Agric. and Forest Meteorology*.
- WRIGHT I.R., GASH, J.H.C., DA ROCHA, H.R., ROBERTS, J.M., 1995b, Modelling surface conductance for Amazonian pasture and forest, a ser publicado nos anais do Simpósio ABRACOS sobre clima e desmatamento de Amazonia, Brasília, Setembro de 1994.
- WRIGHT I.R., NOBRE, C.A., TOMASELLA, J., DA ROCHA, H.R., ROBERTS, J.M., VERTAMATTI, E., CULF, A.D., ALVALÁ, R.C., HODNETT, M.G., UBARANA, V., 1995c. Towards a GCM surface parametrization for Amazonia, a ser publicado nos anais do Simpósio ABRACOS sobre clima e desmatamento de Amazonia, Brasília, Setembro de 1994.
- YEH, T.C.J., 1989. One-dimensional steady state infiltration in heterogeneous soils, *Water Res. Res.*, 25(10), 2149-2158.
- YEH, T.C.J., GELHAR, L.W., GUTJAHR, A.L., 1985a. Stochastic analysis of unsaturated flow in heterogeneous soils, 1, Statistically isotropic media, *Water Res. Res.*, 21(4), 447-456.

YEH, T.C.J., GELHAR, L.W., GUTJAHR, A.L., 1985b. Stochastic analysis of unsaturated flow in heterogeneous soils, 2, Statistically anisotropic media with variable α , Water Res. Res., 21(4), 457-464.

YEH, T.C.J., GELHAR, L.W., GUTJAHR, A.L., 1985c. Stochastic analysis of unsaturated flow in heterogeneous soils, 3, Observations and applications, Water Res. Res., 21(4), 465-471.

ZHANG, R., VAN GENUCHTEN, M.TH., 1994. New models for unsaturated soil hydraulic properties, Soil Sci., 158(2), 77-85.

ANEXOS

A Cálculo de interceptação através do modelo de Gash

O modelo de Gash (1979) utiliza precipitação diária, assumindo a ocorrência de um único evento chuvoso por dia, suposição razoável em áreas com chuvas convectivas (de curta duração). O modelo de Gash (1979) foi usado com sucesso em florestas densas do Reino Unido (Gash et al., 1980), na Nova Zelândia (Pearce and Rowe, 1981), na Holanda (Dolman, 1987) e na Amazônia (Lloyd et al., 1988). Recentemente, Gash et al. (1995) apresentaram uma versão modificada deste modelo que introduz correções ao modelo original, mas que não altera significativamente os resultados para o caso de florestas densas (J. Gash, Institute of Hydrology, comunicação pessoal).

A perda por interceptação, I , no modelo de Gash (1979) é avaliada por:

$$I = (1 - p_c - p_{tr})P + IT \quad P \leq P' \quad (A1)$$

$$I = (1 - p_c - p_{tr})P' + \frac{\bar{E}}{P}(P - P') + IT \quad P > P' \quad (A2)$$

sendo P a precipitação total; P' a quantidade de água necessária para saturar o dossel; IT o montante de água interceptada pelos troncos; \bar{E}/P é a relação entre a taxa média de evaporação e a intensidade média de precipitação para as horas onde a precipitação está caindo sobre o dossel saturado; p_c é o coeficiente de precipitação livre e p_{tr} é a proporção de chuva desviada aos troncos. A quantidade de água necessária para saturar o dossel, P' , é dada por:

$$P' = (-PS_c/\bar{E}) \ln \left[1 - \frac{\bar{E}/P}{1 - p_c - p_{tr}} \right] \quad (A3)$$

sendo S_c é a capacidade de armazenamento do dossel.

A quantidade de água interceptada pelos troncos é estimada por:

$$IT = p_{tr} P \quad p_i \leq S_{tr} \quad (A4)$$

$$IT = S_{tr} \quad p_{tr} P > S_{tr} \quad (A5)$$

onde S_{tr} é a capacidade de armazenamento dos troncos.

A tabela A1 mostra os parâmetros derivados do ajuste do modelo a dados observados.

Tabela A1: Parâmetros do modelo de Gash (1979) ajustados para a Reserva Ducke (RD), Reserva Jarú (RJ) e Reserva Vale do Rio Doce (RV).

	E mmh ⁻¹	P mmh ⁻¹	p_c	p_{tr}	S_c mm	S_{tr} mm
RD	0,21 ⁽¹⁾	5,15 ⁽¹⁾	0,08 ⁽¹⁾	0,036 ⁽¹⁾	0,74 ⁽¹⁾	0,15 ⁽¹⁾
RJ	0,21 ⁽¹⁾	5,15 ⁽¹⁾	0,031 ⁽²⁾	0,021 ⁽²⁾	0,93 ⁽³⁾	0,1 ⁽³⁾
RV	0,21 ⁽¹⁾	5,15 ⁽¹⁾	0,044 ⁽²⁾	0,008 ⁽²⁾	1,37 ⁽³⁾	0,1 ⁽³⁾

⁽¹⁾ Lloyd et al. (1988)

⁽²⁾ Ubarana (1994)

⁽³⁾ Ubarana e Nobre (1994)

B Cálculo da condutância aerodinâmica.

A condutância aerodinâmica, $g_{a,v}$ [m s⁻¹], é avaliada a partir da equação de fluxo de momentum para estabilidade atmosférica neutra (Arya, 1988) em função da velocidade do vento:

$$g_{a,v} = k^2 u \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \right]^2 \quad (A6)$$

sendo k a constante de Von Karman (fixada em 0,41), z a altura de referência [m], d o plano de deslocamento zero [m], z_0 a rugosidade [m] e u a velocidade do vento à altura z [m s⁻¹]. Wright et al. (1995c) sugerem estimar d e z_0 a partir da altura média do dossel, h_c . No caso das pastagens de Amazônia propõem:

$$d = 0,66 h_c \quad (A7)$$

$$z_0 = 0,10 h_c \quad (\text{A8})$$

No caso da pastagem da Fazenda Dimona, a altura de referência z utilizada foi de 3,5 m; na Fazenda Nossa Senhora foi 5,5 m. Para a Fazenda Dimona, a altura média do dossel adotada foi 0,28 m e para a Fazenda Nossa Senhora 0,55 m (Wright et al., 1995c).

C Cálculo da condutância estomática.

Conforme o modelo de Jarvis (1976), na versão modificada por Stewart (1988), a condutância estomática g_{sv} [m s^{-1}] é função de:

$$g_{sv} = a_1 f_1(SHD) f_2(R_s) f_3(\theta) \quad (\text{A9})$$

onde a_1 é a condutância estomática máxima vezes o índice de área foliar [s m^{-1}], R_s é a radiação solar incidente [W m^{-2}], θ é a umidade volumétrica do solo e f_1, f_2, f_3 são funções de controle. As funções de controle usadas foram:

$$f_1(SHD) = \exp(-a_2 SHD) \quad (\text{A10})$$

$$f_2(S) = \left(\frac{R_s}{a_4 + R_s} \right) \left(\frac{1000}{1000 + a_4} \right) \quad (\text{A11})$$

$$f_3(\theta) = \frac{\theta - \theta_w}{a_5 - \theta_w} \quad (\text{A12})$$

onde a_2, a_4, a_5 são parâmetros e θ_w é o ponto de murcha. Nesta expressão não está incluída a função de controle dependente da temperatura como proposto por Stewart (1988).

O valor do ponto de murcha foi obtido de extrapolação da curva de retenção a um potencial

matricial de -15500 cm. A umidade volumétrica utilizada foi a média de 1,5 e 2 m superiores do solo para Manaus e Ji-Paraná respectivamente.

A tabela A2 apresenta os parâmetros ajustados das funções de controle ajustados aos dados observados.

Tabela A2: Parâmetros das funções de controle das equações (A9-A12) para as pastagens de Manaus (FD) e Ji-Paraná (NS).

Local	$a1$	$a2$	$a4$	$a5$	θ_w
FD ⁽¹⁾	30,7	0.0369	470	0.428	0,33
NS ⁽²⁾	33,1	0.1127	671	0.259	0.15

⁽¹⁾ Wright et al., (1995a)

⁽²⁾ Wright et al., (1995b)

D Aplicação da fórmula de Priestley-Taylor.

No caso da floresta da Fazenda Dimona, que não conta com estação meteorológica automática, a radiação incidente R_s foi estimada a partir da radiação incidente na estação meteorológica automática localizada na pastagem, distante 1 km da floresta. Já na Reserva Jarú, a radiação líquida é medida e foi estimada a partir da radiação incidente apenas quando ocorria uma falha na série.

A radiação líquida, R_n , pode ser estimada de forma horária usando a radiação incidente, R_s , conforme a seguinte expressão:

$$R_n = a R_s + b \quad (\text{A13})$$

onde a e b são parâmetros ajustados a partir dos dados observados. A tabela A3 mostra os valores destes parâmetros para a Reserva Ducke (RD), distante 40 km da Fazenda Dimona, e da Reserva Jarú.

O coeficiente PRT da equação de Priestley-Taylor (1972) foi determinado a partir de medições de radiação e de evaporação. A tabela A4 fornece os valores destes parâmetros.

Tabela A3: Parâmetros para estimar a radiação líquida a partir da incidente.

Local		<i>a</i>	<i>b</i>	<i>R</i> ²
Reserva Ducke	Período seco	0,8 ⁽¹⁾	-36,7 ⁽¹⁾	0,996
	Período úmido	0,79 ⁽¹⁾	-15,3 ⁽¹⁾	0,996
Reserva Jarú	Período seco	0,81	-39,7	0,979
	Período úmido	0,78	-16,3	0,992

⁽¹⁾ Bastable et al. (1994)

Tabela A4: Coeficientes da equação de Priestley-Taylor. (O valor entre parentese representa o desvio padrão)

Local	PRT	Varição
Reserva Ducke	0,7 ⁽¹⁾	0,6-0,74 ⁽¹⁾
Reserva Jarú	0,837 (0,006) ⁽²⁾	0,65-0,98 ⁽²⁾

⁽¹⁾ Shuttleworth et al., (1984)

⁽²⁾ I.R. Wright (Institute of Hydrology), comunicação pessoal

Os valores de PTR tendem a se aproximar a 1 durante os períodos frios, onde há mudanças no armazenamento térmico na floresta, e tendem a diminuir nos períodos secos (I.R. Wright, comunicação pessoal).

ANEXO 2**Lista das estações pluviométricas do DNAEE e tipo de solo predominante na área conforme RADAMBRASIL.**

Código	Código DNAEE	Latitude	Longitude	Solo	Código RADAM
1	470001	-4.38	70.03	LH ál. arg.	SB-19 P16
2	367000	-3.08	67.93	PVA ál. arg.	SA-19 P67
3	368001	-3.45	68.8	LH ál. arg.	SA-19 P70
4	166000	-1.8	66.55	PVA ál. arg.	SA-19 P40
5	266000	-2.53	66.03	LA ál. arg.	SA-19 P58
6	466000	-4.88	66.9	PVA ál. arg.	SB-19 P38
32	466001	-4.83	66.75	A eut. aren.	SB-19 P40
33	772000	-7.63	72.67	LA ál. arg.	SB/SC-18 P47
34	773000	-7.45	73.67	A ál. aren.	SB/SC-18 P34
7	463001	-4.08	63.13	PVA arg.	SB-20 P9
35	564000	-5.67	64.33	PVA ál. arg.	SB-20 P32
36	764001	-7.25	64.78	PVA ál.-arg.	SB-20 P81
8	867001	-8.73	67.38	LVA ál. arg.	SC-19 P34
37	967000	-9.97	67.8	PVA eut. arg.	SC-19 P47
9	968001	-9.03	68.57	PVA ál. méd.	SC-19 P36
10	61000	-0.45	61.8	LA ál. m.arg.	SA-20 P30
11	62000	-0.98	62.92	PVA ál. pl. arg.	SA-20 P23
12	67000	-0.13	67.08	LVE ál. m.arg.	SA-19 P9
13	360000	-3.13	60.02	LA ál. arg.	SA-20 P105
38	360001	-3.32	60.58	G p. h. arg.	SA-20 P125
14	8068000	0.07	68.23	LVA d. méd.	NA-19 P43
15	8069000	0.62	69.2	AQ d.	NA-19 P40
39	8261000	2.82	61.27	H. d. méd.	NA/NB-20 P43
40	8360000	3.45	60.43	LA d. méd.	NA/NB-20 P25
49	8460000	4.63	60.18	PVA casc arg.	NA/NB-20 P4
50	8560000	5.03	60.5	L d.	NA/NB-20 P3
16	560000	-5.12	60.38	PVA ál.m.arg	SB-20 P26
17	561000	-5.82	61.3	LA ál. arg.	SB-20 P48
41	658000	-6.75	58.93	LVA d. arg.	SB-21 P31
42	760000	-7.25	60.4	LVE ál. m.arg.	SB-20 P126
18	863000	-8.77	63.92	PVA ál. pl. arg.	SC-20 P17
19	1063000	-10.67	63.58	PVA ál. arg.	SC-20 P133
20	1260001	-12.73	60.13	C. ál. méd.	SD-20 P66
21	1559006	-15	59.97	LA d. méd.	SD-20 P140
22	155000	-1.77	55.87	LA d. méd.	SD-21 P33
23	256000	-2.63	56.73	LA d. méd.	SD-21 P51
24	358000	-3.13	58.47	LA d. arg.	SD-21 P47
25	254000	-2.43	54.7	LA d. méd.	SD-21 P58
51	456000	-4.63	56.3	LA d. m. arg	SA-21 P49
43	556000	-5.15	56.83	LA d. m.arg.	SA-21 P49
52	655000	-6.78	55.45	PVA arg.	SB-21 P52
53	758000	-7.32	58.08	PH	SC-21 P7
54	855000	-8.05	55.18	PVA arg.	SB-21 P48

55	956000	-9.75	56.25	PVA d. méd.	SC-21 P92
56	956001	-9.63	56.25	PVA ál.	SC-21 P78
57	1054000	-10.83	54.82	LVA d. m.arg.	SC-21 P194
44	1157000	-11.65	57.23	LVE ál. méd.	SC-21 P238
45	1454000	-14.38	54.22	C. ál. méd.	SD-20 P126
46	53000	-0.42	53.7	LVA d. arg.	SA-22 P5
48	154000	-1.75	54.42	PVA arg.	SD-21 P40
26	352004	-3.92	52.88	PVA pl.	SB-22 P6
59	552000	-5.38	52.9	PVA	SB-22 P5
60	554000	-5.53	54.5	PVA arg.	SB-21 P18
61	651001	-6.78	51.72	TRE eut.	SB-22 P15
62	751000	-7.77	51.13	PVA	SB-22 P25
63	852000	-8.03	52.15	C ál. arg.	SC-22 P22
64	1052000	-10.73	52.82	PVA d. arg.	SC-22 P170
65	1152000	-11.73	52.07	LVA d. arg.	SC-22 P229
67	1453000	-14.67	53.82	AQ d. mod.	SD-22 P124
27	48000	-0.73	48.52	LH d. ar.	SD-22 P14
28	52000	-0.6	52.55	PVA arg.	SD-22 P10
29	151000	-1.13	51.98	LA d. méd.	SD-22 P3
68	250000	-2.78	50.4		SD-22 P25
69	350000	-3.9	50.47	PVA pl.	SB-22 P6
30	8051002	0.17	51.05	LA d. arg.	NA/NB-22 P9
31	549002	-5.35	49.15	PVA eut.	SB-22 P10

A - Aluviais.

AQ - Areia quartzosa.

C - Cambissolos.

G - Gleis.

LH - Laterita hidromórfica.

LA - Latossolo amarelo.

LVA - Latossolo vermelho-amarelo.

LVE - Latossolo vermelho-escuro.

L - Solos litólicos.

PVA - Podzólico vermelho-amarelo.

PH - Podzol hidromórfico.

TRE - Terra roxa estruturada.

P xx - Perfil número xx.

eut. - eutrófico

d. - distróficos.

arg. - textura argilosa.

m. arg. - textura muito argiloso.

ál. - álico.

cas. - cascalhento.

mod. - moderado.

pl. - plintítico.

méd. - textura média.

aren. - textura arenosa.

p. h. - pouco húmico.

Folha do projeto RADAMBRASIL utilizadas.

NA-19: PICO DA NEBLINA.
NA/NB-20: BOA VISTA-RORAIMA
NA/NB-22: MACAPÁ.
SA-19: IÇÁ.
SA-20: MANAUS.
SA-21: SANTARÉM.
SA-22: BELÉM.
SB/SC-18: JAVARÍ-CONTAMANA.
SB-19: JURUÁ.
SB-20: PURÚS.
SB-21: TAPAJÓS.
SB-22: ARAGUAIA-TOCANTINS.
SC-19: RIO BRANCO.
SC-20: PORTO VELHO.
SC-21: JURUENA.
SC-22: TOCANTINS.
SD-20: GUAPORÉ.
SD-21: CUIABÁ.
SD-22: GOIÁS.