

ALEXANDRO GOMES FACCO

**MODELAGEM DO BALANÇO HÍDRICO EM MICROBACIA HIDROGRÁFICA
COM PLANTIO DE EUCALIPTO**

Tese apresentada à
Universidade Federal de Viçosa,
como parte das exigências do
Programa de Pós-Graduação em
Meteorologia Agrícola, para
obtenção do título de “*Doctor
Scientiae*”.

VIÇOSA

MINAS GERAIS - BRASIL

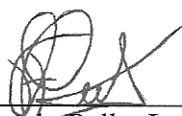
2008

ALEXANDRO GOMES FACCO

**MODELAGEM DO BALANÇO HÍDRICO EM MICROBACIA HIDROGRÁFICA
COM PLANTIO DE EUCALIPTO**

Tese apresentada à
Universidade Federal de Viçosa,
como parte das exigências do
Programa de Pós-Graduação em
Meteorologia Agrícola, para
obtenção do título de “*Doctor
Scientiae*”.


APROVADA: 28 de novembro de 2008



Fernando Palha Leite



Welliam Chaves Monteiro da Silva



Fernando Falco Pruski
(Co-orientador)



Millôr Godoy Sabará
(Co-orientador)



Aristides Ribeiro
(Orientador)

“Mas onde se achará a sabedoria? E onde está o lugar do entendimento?”

O homem não lhe conhece o caminho; nem se acha ela na terra dos viventes. O abismo diz: Não está em mim; e o mar diz: Ela não está comigo. Não pode ser comprada com ouro fino, nem a peso de prata se trocará. Nem se pode avaliar em ouro fino de Ofir, nem em pedras preciosas de berilo, ou safira. Com ela não se pode comparar o ouro ou o vidro; nem se trocara por jóias de ouro fino. Não se fará menção de coral nem de cristal; porque a aquisição da sabedoria é melhor que a das pérolas. Não se lhe igualará o topázio da Etiópia, nem se pode comprar por ouro puro.

Donde, pois, vem a sabedoria? Onde está o lugar do entendimento?

Está encoberta aos olhos de todo vivente, e oculta às aves do céu. O Abadom e a morte dizem: Ouvimos com os nossos ouvidos um rumor dela.

Deus entende o seu caminho, e ele sabe o seu lugar. Porque ele perscruta até as extremidades da terra, sim, ele vê tudo o que há debaixo do céu. Quando regulou o peso do vento, e fixou a medida das águas; quando prescreveu leis para a chuva e caminho para o relâmpago dos trovões; então viu a sabedoria e a manifestou; estabeleceu-a, e também a esquadrinhou. E disse ao homem: Eis que o temor do Senhor é a sabedoria, e o apartar-se do mal é o entendimento.”
(Jô 28:12-28)

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal de Viçosa, pela oportunidade de aprofundar meus conhecimentos e pela calorosa acolhida.

Ao professor Aristides Ribeiro, pela excelência na orientação e por desde o princípio acreditar em minha pessoa.

À CENIBRA (Celulose Nipo-Brasileira S.A.), pelo incentivo à pesquisa, pela disponibilização de sua área, de recursos financeiros e humanos, sem os quais não seria possível a realização deste trabalho.

Ao Dr. Fernando Palha Leite, por acreditar na pesquisa como base para um desenvolvimento sustentável, e por não medir esforços para colocar em prática o trabalho proposto.

Ao Unileste pelo reconhecimento profissional.

A CAPES pela concessão da bolsa de estudo.

A minha maravilhosa esposa Tânea, pela magnífica manifestação de amor, companheirismo e amizade. Nosso amor é a prova viva de que casamento não é uma instituição falida, mas sim o plano básico de Deus. Obrigado minha Flor... sem você eu não conseguiria.

Aos meus filhos Maria Clara e Samuel, pelo sorriso maravilhoso que vocês têm e por serem motivos de grande alegria na minha vida.

Aos meus pais Albertino e Edite, por serem tão motivadores nos momentos que mais precisei. Se hoje me torno um doutor é porque vocês se sacrificaram para me dar a ajuda financeira e emocional.

Aos meus irmãos Werley e Vânia.

A Selma e Xisto, pela ajuda imensurável nos cuidados com a Maria Clara.

Aos meus grandes amigos e irmão Jair, Adonai e Ricardo. Vocês são partes muito importantes de uma família que adotei.

Aos Amigos e irmão da IBNV, em especial aos pastores Marcos e Luciene pelo apoio e oração, e por me ajudar a caminhar na vida espiritual.

Ao Rinaldo Félix, Maria Assis, Felipe Carneiro, Gualter e Jonathas pela grande colaboração técnica, imprescindível para a execução deste trabalho.

A todas as pessoas com os quais convivi em Viçosa, pela amizade e acolhimento, em especial ao Ricardo.

A todos que, mesmo não sendo citados, contribuíram de forma efetiva na construção deste trabalho.

BIOGRAFIA

ALEXANDRO GOMES FACCO, filho de Albertino da Penha Facco e Edite Gomes Facco, natural de Cariacica, Espírito Santo, nasceu no dia 22 de abril de 1978.

Em maio de 2002, graduou-se em Engenharia de Agrimensura pela Universidade Federal de Viçosa.

Em abril de 2004, obteve o título de Mestre em Meteorologia Agrícola por intermédio do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Viçosa.

De maio a agosto de 2004, foi bolsista de Fomento Tecnológico do CNPq/CT-HIDRO

Iniciou, em agosto de 2004, o Doutorado em Meteorologia Agrícola na Universidade Federal de Viçosa, MG, submetendo-se à defesa de tese em Dezembro de 2008.

Atualmente é professor de Climatologia no centro Universitário Leste de Minas Gerais – Unileste.

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE QUADROS	xii
LISTA DE SÍMBOLOS	xiii
RESUMO	xvi
ABSTRACT	xviii
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA.....	3
2.1. <i>Bacias Hidrográficas</i>	<i>3</i>
2.2. <i>Modelos Hidrológicos</i>	<i>5</i>
2.3. <i>Balanço Hídrico</i>	<i>6</i>
2.3.1. <i>Precipitação Pluvial.....</i>	<i>8</i>
2.3.2. <i>Evapotranspiração</i>	<i>9</i>
2.3.2.1. <i>Condutância Estomática</i>	<i>11</i>
2.3.2.2. <i>Índice de área foliar.....</i>	<i>12</i>
2.3.2.3. <i>Saldo de Radiação Solar</i>	<i>12</i>
2.3.2.4. <i>Métodos de Determinação da Evapotranspiração.....</i>	<i>14</i>
2.3.3. <i>Interceptação pela Cobertura Vegetal.....</i>	<i>16</i>
2.3.4. <i>Infiltração de Água no Solo.....</i>	<i>18</i>
2.3.5. <i>Escoamento Superficial.....</i>	<i>19</i>

2.4.	<i>Geoprocessamento Aplicado a Estudos Hidrológicos</i>	20
3.	METODOLOGIA	24
3.1.	<i>Área de Estudo</i>	24
3.2.	<i>Características Físicas da Microbacia Hidrográfica</i>	25
3.2.1.	<i>Área de Drenagem (Ad)</i>	25
3.2.2.	<i>Formato da Bacia</i>	25
3.2.2.1.	<i>Coeficiente de Compacidade (Kc)</i>	25
3.2.2.2.	<i>Fator de Forma (Kf)</i>	25
3.2.3.	<i>Sistema de Drenagem</i>	26
3.2.3.1.	<i>Densidade de Drenagem (Da)</i>	26
3.2.3.2.	<i>Sinuosidade do Curso de Água (Sc)</i>	26
3.2.4.	<i>Características do Relevo da Bacia</i>	26
3.2.4.1.	<i>Declividade da Bacia</i>	26
3.2.4.2.	<i>Altitude Média da Bacia</i>	27
3.2.4.3.	<i>Declividade de Álveo (Sa)</i>	27
3.2.4.4.	<i>Índice de Escoamento (IE)</i>	28
3.3.	<i>Monitoramento</i>	28
3.3.1.	<i>Monitoramento Meteorológico</i>	28
3.3.2.	<i>Determinação do Período Chuvoso</i>	30
3.3.3.	<i>Monitoramento Hidrológico</i>	30
3.3.3.1.	<i>Vazão do Curso D'Água</i>	31
3.3.3.2.	<i>Nível do Lençol Freático</i>	34
3.3.3.3.	<i>Variação do volume de água no Lençol Freático</i>	36
3.4.	<i>Sistema Computacional de Geoespacialização do Armazenamento de Água no Solo</i>	36
3.4.1.	<i>Balço Hídrico</i>	41
3.4.1.1.	<i>Determinação da Interceptação da Água da Chuva pelo Dossel e pela Serrapilheira (ICV)</i>	43
3.4.1.2.	<i>Determinação da Transpiração Real</i>	43
3.4.1.3.	<i>Excesso Hídrico</i>	44
4.	RESULTADOS E DISCUSSÕES	45
4.1.	<i>Características Físicas da Microbacia Hidrográfica</i>	45

4.2.	<i>Elementos Climáticos</i>	48
4.2.1.	<i>Temperatura do Ar</i>	48
4.2.2.	<i>Umidade Relativa do Ar (UR)</i>	51
4.2.3.	<i>Velocidade Média do Vento</i>	51
4.2.4.	<i>Radiação Solar Global (Rg)</i>	52
4.2.5.	<i>Precipitação Pluvial</i>	53
4.3.	<i>Vazão do curso d'água</i>	57
4.1.	<i>Nível do Lençol Freático</i>	62
4.1.1.	<i>Nível do Lençol Freático x Vazão</i>	64
4.1.2.	<i>Volume de água armazenado no lenço freático</i>	65
4.2.	<i>Balanço Hídrico Pontual</i>	68
4.2.1.	<i>Transpiração Real</i>	68
4.2.2.	<i>Interceptação pela Cobertura Vegetal</i>	71
4.2.3.	<i>Excesso hídrico</i>	72
4.2.4.	<i>Disponibilidade de Água no Solo</i>	72
4.2.5.	<i>Excedente de água no solo</i>	78
4.3.	<i>Balanço Hídrico Espacial</i>	81
4.3.1.	<i>Transpiração Real</i>	81
4.3.2.	<i>Excesso Hídrico</i>	87
4.3.3.	<i>Disponibilidade de Água no Solo</i>	92
5.	CONCLUSÕES	97
6.	REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA	99

LISTA DE FIGURAS

Figura 01 – Variação da densidade de fluxo, para um mesmo fluxo radiante, considerando a superfície plana e inclinada.....	14
Figura 02 - Localização da microbacia hidrográfica do projeto Vai e Volta.	24
Figura 03 - Ilustração da distribuição dos sensores e equipamentos no projeto Vai e Volta.....	29
Figura 04 - Detalhe da ilustração da distribuição dos sensores e equipamentos instalados na torre no projeto Vai e Volta.....	30
Figura 05 - Barragem construída na seção de medição da vazão na microbacia do projeto Vai e Volta.....	32
Figura 06 - Calibração do vertedor triangular.	32
Figura 07 – Vertedor Triangular.....	34
Figura 08 - Medição do nível do lençol freático.	35
Figura 09 - Distribuição dos poços de observação do nível do lençol Freático na microbacia de Vai e Volta.....	35
Figura 10 – Fluxograma das etapas do desenvolvimento para determinação do armazenamento da água no solo.	37
Figura 11 – Fluxograma das etapas do desenvolvimento para determinação da transpiração real.	39
Figura 12 – Fluxograma das etapas do desenvolvimento para determinação do Saldo de radiação.	40
Figura 13 – Representação dos componentes do balanço hídrico.....	42
Figura 14 - Visualização tridimensional da localização no projeto Vai e Volta.	46
Figura 15 - Visualização tridimensional do tipo de cobertura do solo.....	46

Figura 16 - Modelo digital de elevação hidrologicamente consistente, dado em metros.....	47
Figura 17 - Modelo digital e frequência de declividade das encostas, dado em graus e número de célula respectivamente.....	47
Figura 18 - Modelo digital e frequência do azimute de quadrícula (Orientação) das encostas.....	48
Figura 19 - Comparação das temperaturas médias mensais durante o período de estudo com a temperatura média e desvios padrão da série histórica da estação.....	49
Figura 20 - Distribuição das frequências relativas percentual das temperaturas médias mensais.....	50
Figura 21 - Distribuição das frequências relativas acumulada das temperaturas médias mensais.....	50
Figura 22 - Comparação das umidades relativas médias mensais durante o período de estudo com a temperatura média e desvios padrão da série histórica da estação.....	51
Figura 23 - Variação da velocidade do vento média mensal.....	52
Figura 24 - Variação da radiação solar global média mensal.....	53
Figura 25 - Variação dos totais mensais da precipitação dos três anos estudados; precipitações mínimas, médias e máximas da série histórica.....	54
Figura 26 - Variação dos totais de precipitação mensal.....	54
Figura 27 - Relação percentual entre os totais precipitados mensalmente para os anos estudados.....	55
Figura 28 - Distribuição das frequências relativas da precipitação anual, dada em %.....	56
Figura 29 - Distribuição das frequências relativas acumuladas da precipitação anual, dada em %.....	56
Figura 30 - Distribuição das frequências relativas da precipitação mensal, dada em %.....	57
Figura 31 – Vazão média e o total mensal de precipitação, dados em Ls^{-1} e mm, respectivamente.....	58
Figura 32 – Individualização do escoamento superficial do escoamento subterrâneo total mensal, dado em mm.....	58
Figura 33 – Ietograma e histograma.....	60
Figura 34 – Variação mensal do nível do lençol freático (NLF) e da precipitação (Prec) no poço 1 (a), no poço 2 (b) e no poço 3 (c).....	64
Figura 35 – Variação da vazão média mensal com nível do lençol freático na microbacia do Vai e Volta.....	65
Figura 36 – Variação da vazão média mensal com nível do lençol freático na microbacia do Vai e Volta.....	66
Figura 37 – Relação entre o percentual volumétrico ocupado pelo lençol freático medido (VLF) e estimado (VLF_E).....	67
Figura 38 – Transpiração estimada pelo método de Razão de Bowen e o proposto por Carneiro (2004), dado em mmh^{-1}	68
Figura 39 - Regressão do modelo de transpiração para o período com e sem chuva.....	69
Figura 40 – Variação dos totais mensais da TRr ajustada e do Armazenamento de água no solo (ARM), dados em mm.....	70
Figura 41 – Totais mensais da ICV e precipitação, dada em mm.....	71

Figura 42 – Valores mensais do excesso hídrico, dada em mm.....	72
Figura 43 – Variação mensal dos componentes de entrada e saída do balanço hídrico, dada em mm.....	74
Figura 44 – Números de dias no mês em que a umidade do solo ficou abaixo de 75% da CAD.	76
Figura 45 – a) Modelo tridimensional da topografia e de uma falha geológica próxima a microbacia; b) Perfil altimétrico no sentido Oeste/Leste passando pela microbacia; c) Perfil Altimétrico no sentido Sul/ norte passando pela microbacia.....	79
Figura 46 – a) Modelo tridimensional da topografia e de uma falha geológica próxima a microbacia; b) Perfil da altimetria no sentido Oeste/Leste passando pela microbacia; c) Perfil da altimetria no sentido Sul/ norte passando pela microbacia.....	80
Figura 47 – Total anual de transpiração real anual.....	83
Figura 48 – Transpiração real mensal em 2005, dado em mm.....	84
Figura 49 – Transpiração real mensal em 2006, dado em mm.....	85
Figura 50 – Transpiração real mensal em 2007, dado em mm.....	86
Figura 51 – Total anual de excesso hídrico, dado em mm.	88
Figura 52 – Total mensal de excesso hídrico em 2005, dado em mm.....	89
Figura 53 – Total mensal de excesso hídrico em 2006 , dado em mm.....	90
Figura 54 – Total mensal de excesso hídrico em 2007, dado em mm.....	91
Figura 55 – Período em que a umidade do solo ficou igual ou inferior a 25% da CAD, dado em dias.	93
Figura 56 – Período em que a umidade do solo ficou igual ou inferior a 25% da CAD no ano de 2005, dado em dias.	94
Figura 57 – Período em que a umidade do solo ficou igual ou inferior a 25% da CAD no ano de 2006, dado em dias.	95
Figura 58 – Período em que a umidade do solo ficou igual ou inferior a 25% da CAD no ano de 2007, dado em dias.	96

LISTA DE QUADROS

Quadro 01 – Correlação entre classes de declividade e relevo.....	27
Quadro 02 – Relação dos sensores e equipamentos usados no experimento	29
Quadro 03: Características físicas da microbacia do projeto Vai e Volta	45
Quadro 04: Variação mensais do deflúvio, das individualizações dos escoamentos base e superficial e do índice de geração de escoamento IE.....	61
Quadro 05: Variação para os períodos chuvosos, secos e anual do deflúvio na bacia do Vai e Volta, e do índice de geração de escoamento (IE).	62
Quadro 06: Totais mensais dos componentes do balanço hídrico estimado, dado em mm.	75
Quadro 07: Relação mensal percentual do armazenamento de água no solo com a capacidade de água disponível.....	77

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Significado	Unidade
α	Albedo da superfície	%
Δ	Calor latente de evaporação da água	MJ kg ⁻¹ .
ΔV	Varição do volume armazenado no lençol freático	m ³
Δ_Q	Declividade da Curva de Vazão	%
γ	Coefficiente psicrométrico	kPa °C ⁻¹
$A_{\text{célula}}$	Área de cada célula i	m ²
A_d	Área de Drenagem	Km ²
ARM_i	Armazenamento de água do dia i	mm
ARM_{i-1}	Armazenamento de água do dia anterior	mm
A_z	Azimute ou orientação da superfície	°
B_{oc}	Saldo de radiação de ondas curtas	MJ m ⁻² d ⁻¹
B_{ol}	Saldo de radiação de ondas longas	MJ m ⁻² d ⁻¹
CAD	Capacidade máxima de água disponível	mm
C_c	Capacidade de campo	cm ³ cm ⁻³
C_d	Coefficiente de descarga para o vertedor triangular	adm
dim	Dimensão da célula	m
D_d	Densidade de drenagem	Km km ⁻²
Def	Deflúvio	mm
D_i	Declividade de cada trecho i do curso d'água	m m ⁻¹
DPV	Déficit de pressão de vapor	kPa
e_a	Pressão parcial de vapor média diária	kPa
E_h	Excesso hídrico	mm
ES	Escoamento superficial	mm
E_{sub}	Escoamento Base	mm
g	Aceleração da gravidade	m s ⁻²

G	Fluxo de calor no solo	MJ m ⁻² d ⁻¹
hp	Altura média da planta	m
i	Inclinação da superfície	°
IE	Indicador de geração de escoamento	%
i _i	Intensidade instantânea de precipitação	mm h ⁻¹
i _m	Intensidade máxima média de precipitação	mm h ⁻¹
IAF	Índice de área foliar	m m ⁻¹
ICV	Interceptação da água pela cobertura vegetal	mm
I _{dif}	Irradiância solar difusa	MJm ⁻² h ⁻¹
I _{dir}	Irradiância direta para superfície plana	MJm ⁻² h ⁻¹
I _{dirn}	Irradiância solar direta normal à superfície	MJm ⁻² h ⁻¹
I _{dp}	Idade da planta	anos
Kc	Coefficiente de Compacidade	adm
Kf	Fator de Forma	adm
Ks	Coefficiente de umidade do solo	adm
Kss	Relação entre a umidade do solo e a CAD	%
KSS25	Umidade do solo igual a 25% da CAD	%
L	Fluxo de calor latente de evaporação	MJ m ⁻² d ⁻¹
L _b	Comprimento axial da bacia	km
L _i	Comprimento de cada trecho i do curso d'água	m
L _m	Longitude do local	rad
L _t	Comprimento total dos cursos d'água	km
L _{tp}	Comprimento do rio principal	km
L _v	Comprimento do eixo do vale	km
L _z	Longitude do meridiano central	rad
M	Parâmetros adimensionais	adm
MT	Parâmetros adimensionais	adm
n	Dia do ano	1 a 365
Per	Perímetro da bacia	km
P _i	Precipitação pluvial total do dia i	mm
Pt	Total precipitado por evento de chuva	mm
PSR	Profundidade do sistema radicular	cm
Q	Vazão do curso d'água	m ³ s ⁻¹
Q _i	Vazão do curso d'água no instante i	m ³ s ⁻¹
r _a	Resistência aerodinâmica	s m ⁻¹
r _d	Resistência do dossel da planta	s m ⁻¹
Rg	Irradiação solar global	MJ m ⁻² h ⁻¹
Rn	Saldo de radiação	MJ m ⁻² d ⁻¹
S _c	Sinuosidade do Curso de Água	%
S _a	Declividade de Álveo	%
Somb	Área com sombreamento	Booleano
Td	Taxa de drenagem	mm h ⁻¹
td	Duração da chuva	h
t _{est}	Temperatura média da estação meteorológica	°C
t _{med}	Temperatura média na microbacia na célula i	°C
TR	Transpiração do dossel	mm d ⁻¹
TR _i	Transpiração no dia i	mm

$Z_{\text{estação}}$	Altitude da estação meteorológica	m
$Z_{\text{terreno}_{i,j}}$	Altitude do terreno	m

RESUMO

FACCO, Alexandro Gomes, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, novembro de 2008. **Modelagem do balanço hídrico em microbacia hidrográfica com plantio eucalipto.** Orientador: Aristides Ribeiro. Co-orientadores: Fernando Falco Pruski e Millôr Godoy Sabará.

Como em qualquer outra atividade de produção, a obtenção de madeira como matéria-prima industrial a partir de reflorestamento homogêneo com espécies de rápido crescimento causa impactos ambientais. As florestas plantadas têm sido alvo de inúmeros questionamentos quanto ao seu impacto no meio ambiente, principalmente no que se refere ao consumo de água. Este estudo teve como objetivo geral aperfeiçoar o modelo do balanço hídrico e aplicá-lo em áreas de plantio de eucalipto, levando em consideração a topografia na redistribuição de água e energia solar na dinâmica dos fluxos e a sua influência na disponibilidade de água. Para tanto foi feito o monitoramento dos componentes do balanço hídrico em uma microbacia experimental afim de calibrar e validar o modelo e desenvolver um sistema computacional geoespacial para estimar os componentes do balanço hídrico do solo para plantios de eucalipto em áreas de relevo ondulado. A microbacia escolhida para realizar o estudo hidrológico localiza-se nas áreas de plantio da CENIBRA S.A. na região

Leste de Minas Gerais. A cobertura do solo encontra-se ocupada por floresta de eucalipto, plantada no ano de 2004, e por mata ciliar. Para a realização do monitoramento das características meteorológicas e hidrológicas foram instalados na microbacia diversos sensores. A vazão do curso d'água foi monitorada usando um vertedor triangular e um linígrafo automático. O sistema computacional teve como base o uso de um modelo digital do terreno hidrologicamente consistente, com resolução espacial de 4 m. O balanço hídrico foi horário para a camada de solo que contém as raízes, e a qual varia em função da idade das plantas. Verificou-se que apesar das características físicas da bacia favorecer para o escoamento superficial, menos de 1% do volume escoado era originário de escoamento superficial. O plantio de eucalipto mostrou-se um importante regulador de vazão, facilitando a infiltração da água no solo, o que proporcionou maior permanência da água na microbacia. A partir da modelagem espacial pôde-se verificar importante influência das diferentes inclinações e orientações das encostas nos totais diários de transpiração. O aporte de água das camadas mais profundas para a camada útil do solo é um componente que deve ser considerado para estudos do balanço hídrico em escala diária. Os plantios realizados em áreas com encostas voltadas para o norte sofreram por mais tempo o estresse hídrico do que os plantios com áreas voltadas para o sul.

ABSTRACT

FACCO, Alexandro Gomes, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, November, 2008. **Water Balance Model in a watershed micro basin covered by eucalypt culture.** Adviser: Aristides Ribeiro. Co-Advisers: Fernando Falco Pruski and Millôr Godoy Sabará.

Every production tasks such as the raw material – woods - growth using homogeneous reforestation and species that show quickly grow has caused environmental impact. The homogeneous reforestation, showing quick growth, has been considered in many studies because of its environmental impact and water consumption. This work's purpose is to improve the water balance model in order to use it in areas of eucalypt plantation, considering the topography influence on the water availability and the solar radiation influence on dynamic flows and their influence on water stock. Therefore, it was done a survey on the water balance components in an experimental micro basin in order to calibrate and evaluate the model and develop a geospatial computer system to estimate the soil water balance components for eucalypt culture in areas of wavy topography. The micro basin used in this hydrological study is located in the CENIBRA's planting area in the East side of Minas

Gerais State. The land cover has been used for gallery forest and eucalypt culture planted in 2004. Many sensors were used for the survey about meteorological and hydrological conditions. The water course's outflow was monitored by the use of a triangular weir and automatic hydrological gauges. A digital terrain model hydrologically consistent with 4 meters spatial resolution was used as data set for the computer system. The soil's layers that contain the plant's roots which vary according to the plant's age had an every one hour water balance. The study shows that the topography has promoted the surface flow and less than 1% of the runoff volume came from the surface flow. The eucalypt culture shows as a very important outflow controller, promoting the water infiltration in the soil which helped the water stock and availability in the micro basin. The spatial model shows the influence of the different hillside's slopes and shapes on the plant's daily total transpiration. The water input from deep layers through useful soil layers is a component that should be considered for daily water balance studies. The plants cultivated in the North had a greater water stress than plants cultivated in the South of hillsides areas.

1. INTRODUÇÃO

A importância que hoje apresentam a conservação do meio ambiente e dos recursos naturais, é necessário conhecer em profundidade o funcionamento dos ecossistemas e os fatores que atuam sobre eles. As florestas desempenham um papel muito importante na captação e distribuição da água de chuva nas bacias hidrográficas, no processo de suprimento de água para a recarga dos aquíferos, assim como na regulação do escoamento de água das microbacias.

Como em qualquer outra atividade de produção, a obtenção de madeira como matéria-prima industrial a partir de reflorestamento homogêneo com espécies de rápido crescimento causa impactos ambientais. As florestas plantadas têm sido alvo de inúmeros questionamentos quanto ao seu impacto no meio ambiente, principalmente no que se refere ao consumo de água. Em razão da importância da água e das crescentes preocupações ambientais nas diversas atividades desenvolvidas pelo homem, está evoluindo progressivamente em todo mundo um novo conceito integrado de planejamento, gestão e uso dos recursos hídricos, onde, através de um conjunto de medidas técnicas, administrativas e legais, busca-se uma resposta eficaz às necessidades humanas e às exigências sociais para melhorar a utilização da água.

Os efeitos dos plantios florestais sobre os recursos hidrológicos não é algo simples de ser quantificado. A utilização de microbacias hidrográficas experimentais no monitoramento dos componentes do balanço hídricos configura um excelente laboratório, proporcionando muitas vantagens quanto à precisão de cada componente do balanço e avaliação das técnicas de manejo hidrológico. A análise destes aspectos do ecossistema envolve características de clima, geomorfologia, solo, vegetação, deflúvio e evapotranspiração, com os quais, pode-se quantificar os processos hidrológicos da microbacia e correlacioná-los às diferentes variáveis relacionadas com a quantidade e qualidade da água, assim como sua dinâmica.

Muitos trabalhos realizados com objetivo de determinar os componentes do balanço hídrico em microbacias hidrográficas com plantios florestais de eucalipto têm tratado o assunto de forma pontual e sem considerar a topografia em relação aos fatores energéticos e em relação à redistribuição da água. O crescente desenvolvimento de sistemas de informações

geográficas aplicado à hidrologia e associados ao aumento do poder computacional tem favorecido uma representação matemática dos processos envolvidos no mundo real, em que os componentes do balanço hídrico são estimados espacialmente, buscando simular suas interações com a topologia da área em estudo.

No Brasil diversas pesquisas vêm sendo realizadas com o objetivo de investigar os efeitos das florestas plantadas sobre a quantidade e qualidade da água. Entre estes, podemos citar Carneiro (2008), Silva (2007), Facco (2004), Câmara (1999), Vital (1996), Azevedo (1995), Lima et al (1996), Scardua (1994), Oliveira (1989), que já proporcionaram importantes informações sobre o impacto das atividades florestais sobre os sistemas aquáticos das microbacias hidrográficas.

Prosseguindo com a pesquisa iniciada por Facco (2004), este estudo teve como objetivo geral aperfeiçoar o modelo do balanço hídrico em áreas de plantio de eucalipto na Bacia do Rio Doce, levando em consideração a influencia da distribuição de água e energia solar sobre a dinâmica dos fluxos e seu efeito na disponibilidade dos recursos hídricos. Como objetivo específico, visou monitorar os componentes do balanço hídrico em uma microbacia experimental para calibrar e validar o modelo; e desenvolver um sistema computacional geoespacial para estimar os componentes do balanço hídrico do solo para plantios de eucalipto em áreas de relevo ondulado.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Bacias Hidrográficas

O processo hidrológico em que se consideram as constantes movimentações da água no planeta, passando pelos seus diversos estados físicos, denomina-se ciclo hidrológico ou ciclo da água. Não há determinado um início ou fim para o processo ininterrupto de movimentação das massas de água no planeta. O ciclo hidrológico é o processo natural de evaporação, condensação, precipitação, detenção e escoamento superficial, infiltração, percolação da água no solo e nos aquíferos, escoamentos fluviais e interações entre esses componentes. Dentro do interesse mais restrito da hidrologia destaca-se a chamada “parte terrestre do ciclo hidrológico”, onde a atmosfera e os oceanos são substituídos por condições de contorno adequadas. A principal vantagem desse método é que se pode voltar a atenção para uma extensão limitada de terra, uma bacia hidrográfica, que constitui a unidade espacial natural da hidrologia (RIGHETTO 1998).

O comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica está associado às suas características geomorfológicas (forma, relevo, área, geologia, rede de drenagem, solo, dentre outros) e do tipo da cobertura vegetal. Define-se como bacia hidrográfica de um rio, em um dado ponto, a superfície limitada por um contorno, dentro do qual toda a água precipitada, quando não é evaporada, infiltrada ou retida, escoar para aquele ponto (SANTOS et al., 2001). No Brasil, a Lei Federal no 9.433 de 8 de janeiro de 1997, que institui a Política Nacional de Recursos Hídricos considera a bacia hidrográfica como unidade territorial básica para a gestão dos Recursos Hídricos.

Segundo Lima (1986), a bacia hidrográfica pode ser considerada um sistema geomorfológico aberto, e como tal ela se encontra, mesmo quando não perturbada, em contínua flutuação, num estado de equilíbrio transacional ou dinâmico. Ou seja, a adição de energia e a perda de energia do próprio ecossistema encontram-se sempre em delicado balanço. Desse modo, a área da bacia hidrográfica tem influência sobre a quantidade de água produzida como deflúvio. A forma e o relevo, no entanto, atuam sobre a taxa ou sobre o regime dessa produção de água, assim como a taxa de sedimentação. O caráter e a extensão dos canais (padrão de drenagem) afetam a disponibilidade de sedimentos, bem como a taxa de

formação do deflúvio. Muitas dessas características físicas da bacia hidrográfica, por sua vez, são, em grande parte, controladas ou influenciadas pela sua estrutura geológica.

Ponce (1989) descreve que para uma bacia hidrológica ser considerada pequena deverá apresentar algumas ou todas as propriedades a seguir: a precipitação pode ser considerada como uniformemente distribuída no espaço e no tempo, sobre toda a bacia; a duração das tormentas geralmente excede o tempo de concentração da bacia; a geração de água e sedimentos se dá principalmente pelo escoamento nas vertentes; e os processos de armazenamento de fluxo concentrado na calha dos cursos d'água são pouco importantes.

São classificadas como bacias representativas, as bacias situadas em uma mesma região homogênea. Nelas são instalados aparelhos de observações e registro de fenômenos hidrológicos e climatológicos. Elas são utilizadas para pesquisas intensivas de detalhes específicos do ciclo hidrológico, sobre condições naturais e relativamente estáveis. As observações em bacias representativas devem ser efetuadas em longos períodos de tempo e em combinações com estudos climáticas, pedológicas, geológicas e hidrogeológicas. (TUCCI et al, 2001)

Bacias experimentais são bacias relativamente homogêneas no que se refere a solo e vegetação e que possuem características físicas uniformes, onde são efetuados, de forma detalhada, os estudos hidrológicos. A pesquisa em bacias experimentais é normalmente efetuada a partir de estudos comparativos, implicando sua operação em grupos de duas ou mais bacias.

As bacias elementares ou bacias de pequena ordem são, segundo Goldenfum (1991), a menor unidade geomorfológica onde podem ocorrer todos os processos elementares do ciclo hidrológico. O seu tamanho é da ordem de cinco quilômetros quadrados.

Estudos hidrológicos em pequenas bacias resultam em estimativa de parâmetros característicos ou comparações através de testes estatísticos. Logo a precisão e representatividade dos resultados dependem, em primeiro lugar, da extensão do período de observação. Cada estudo poderá abranger um conjunto diferente de variáveis e processos monitorados, mas de forma geral, os elementos como precipitação, interceptação,

evapotranspiração, águas superficiais, águas subterrâneas, infiltração, erosão e sedimentação, qualidade de água e dados climáticos devem ser considerados.

É importante lembrar que a bacia hidrográfica constitui um sistema físico extremamente complexo, em geral com diferentes propriedades físicas heterogêneas e variáveis no tempo. Qualquer tentativa de representá-la através de um modelo matemático, por mais complexo e detalhado que seja, constitui sempre uma aproximação da realidade. A sua adequação ao problema estudado só pode ser julgada pelo confronto dos resultados calculados com as observações de campo (SANTOS et al., 2001).

2.2. Modelos Hidrológicos

Um modelo pode ser considerado como uma representação simplificada da realidade, auxiliando no entendimento dos processos que envolvem esta realidade. Os modelos estão sendo cada vez mais utilizados em estudos ambientais, pois ajudam a entender o impacto das mudanças no uso da terra e na previsão de futuras alterações nos ecossistemas.

Segundo Goodchild (1993) os processos ambientais no mundo real são geralmente complexos e são tipicamente tridimensionais e dependentes do tempo. Tal complexidade pode incluir comportamentos não lineares e componentes estocásticos sobre múltiplas escalas de tempo e espaço. Pode haver um entendimento qualitativo de um processo particular, mas o entendimento quantitativo pode ser limitado. A possibilidade de expressar os processos físicos como um conjunto de equações matemáticas detalhadas pode não existir, ou as equações podem ser muito complicadas, exigindo simplificações para seu uso.

Discussões sobre aspectos relacionados a classificação de modelos podem ser encontradas em Maidment (1993), Vertessy et al. (1993) e Tucci (1998). Os modelos podem ser classificados sob diferentes aspectos. Comumente, os modelos são classificados, dentre outras formas, de acordo com o tipo de variáveis utilizadas na modelagem (estocásticos ou determinísticos), o tipo de relações entre essas variáveis (empíricos ou conceituais), a forma de representação dos dados (discretos ou contínuos), a existência ou não de relações espaciais (pontuais ou distribuídos), e a existência de dependência temporal (estáticos ou dinâmicos).

Um modelo hidrológico pode ser definido como uma representação matemática do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície e/ou subsuperfície terrestre. Há uma estreita relação entre a modelagem hidrológica, a biológica e a ecológica, pois o transporte de materiais pela água é influenciado por atividades biológicas que podem aumentar ou diminuir a quantidade desses materiais na água, e o regime do fluxo de água pode afetar diversos habitats. Além disso, a hidrologia está estreitamente relacionada às condições climáticas e, portanto modelos hidrológicos e atmosféricos deveriam estar acoplados, sendo que, na prática, um estreito acoplamento torna-se bastante dificultado, uma vez que modelos atmosféricos trabalham com resoluções espaciais muito maiores que as utilizadas na modelagem hidrológica (MAIDMENT, 1993).

Para melhor entender os modelos hidrológicos, é necessário analisar os componentes envolvidos no ciclo hidrológico. A água é agente essencial no processo produtivo, aqui entendido como fixação do carbono atmosférico pelas plantas superiores. A folha de uma planta é o principal órgão responsável pela fotossíntese e o responsável pelo controle sobre o ciclo hidrológico através dos estômatos. Pode-se verificar uma estreita relação entre os ciclos da água e do carbono. Segundo Coelho (2006) as limitações dos modelos hidrológicos são: a quantidade e qualidade dos dados hidrológicos; a dificuldade de formular matematicamente alguns dos processos; e a simplificação do comportamento espacial de algumas variáveis e fenômenos. O processo de utilização do modelo hidrológico para estimar uma resposta num sistema hidrológico a partir de dados de entrada é definido como simulação hidrológica.

2.3. Balanço Hídrico

Os estudos hidrológicos utilizam a bacia hidrográfica como unidade territorial, onde são feitas as análises do comportamento do ciclo hidrológico da região estudada. Para essas análises são utilizados modelos matemáticos para simular os processos envolvidos no ciclo hidrológico. O modelo tem como objetivo entender um sistema e buscar suas respostas para diferentes entradas, ou seja, é uma representação do comportamento do sistema. No caso da hidrologia, o sistema é o ciclo hidrológico que ocorre em uma bacia. Esse sistema busca representar no todo ou em partes o comportamento de um processo hidrológico ou conjunto

de processos, em um dado instante ou intervalo de tempo. Assim, nos modelos hidrológicos, o sistema físico real que geralmente é representado no âmbito da bacia hidrográfica são os componentes do ciclo hidrológico. Entre os modelos mais simples em hidrologia destaca-se a chamada equação do balanço hídrico, sobre um determinado intervalo de tempo, para uma dada bacia hidrográfica. (COELHO, 2006)

Para o perfeito entendimento e utilização do balanço hídrico, é necessário medir uma série de variáveis hidrológicas e meteorológicas para permitir o conhecimento das características hidrológicas e para possibilitar a aplicação dos modelos matemáticos que permitem prever ou estimar estas variáveis. O balanço hídrico de uma bacia hidrográfica quantifica os fluxos de água, ou seja, contabiliza as entradas e saídas de água, na unidade física em questão, num determinado intervalo de tempo. O cálculo do balanço hídrico é importante para fins de planejamento regional e, ou, implantação de uma política de gerenciamento dos recursos hídricos. Este balanço é condicionado fundamentalmente pelo estado físico da atmosfera e pela natureza da superfície do solo, podendo ser verificado déficit ou excesso hídrico, no local considerado, com variações intra e interanuais. (FACCO, 2004)

O conhecimento da disponibilidade hídrica para o desenvolvimento de uma cultura é de suma importância na determinação do potencial produtivo da região. Conhecer profundamente os processos de perda de água e os componentes que atuam, de forma efetiva, no balanço de água para realização de um manejo adequado poderá ser de grande importância na diminuição da perda de produtividade. Portanto, somente a partir do conhecimento básico das características edafoclimáticas para o eucalipto será possível fazer um zoneamento agroclimático consistente para a cultura, permitindo assim, conhecer o potencial de diferentes regiões.

O modelo de balanço de água no solo para determinado dia pode ser descrito pelo armazenamento de água no solo no dia anterior, somado com os componentes de entrada (precipitação, escoamento superficial e subsuperficial e pelo fluxo ascendente no perfil do solo) e aos componentes de saída (interceptação da água da chuva pelo dossel, interceptação de água pela serapilheira, evapotranspiração, escoamento superficial e percolação profunda). A eficiência do armazenamento é definida pela relação entre o volume de água armazenado

na camada útil do solo, e o volume necessário ou requerido nesta camada pela planta, dando indicativo da adequação do reabastecimento hídrico dessa camada.

2.3.1. Precipitação Pluvial

A precipitação pluvial é um elemento climático indispensável no estudo do regime hidrológico de uma região. Sua formação é primordialmente influenciada pela umidade do ar, mas outros elementos são de grande importância, como temperatura do ar, presença de núcleos higroscópios ou partículas sólidas na atmosfera. Para que ocorra precipitação pluvial, o ar úmido contido na parte mais baixa da atmosfera é aquecido, tornando-se mais leve e sofrendo uma ascensão. Ao ascender o ar aumenta seu volume e se esfria na ordem aproximada de 1° C a cada 100 m até atingir a saturação. A partir deste nível, em condições favoráveis, e havendo partículas higroscópicas, o vapor de água se condensa formando minúsculas gotas em torno da partícula higroscópica. Estas gotas permanecem suspensas até atingir massa suficiente para romper a resistência exercida pelo ar. Segundo Costa e Lança (2001), as precipitações pluviais, ditas leves, possuem gotas com diâmetros médios de 0,5 mm e sua velocidade de queda é de 2,0 m s⁻¹; as precipitações pluviais ditas fortes, ou seja, com intensidade média de 15 a 20 mmh⁻¹, apresentam gotas com diâmetros médios de 3,0 mm e uma velocidade de queda de 8,0 ms⁻¹.

As precipitações pluviais podem ser classificadas de acordo com o movimento vertical do ar, sendo ciclônicas ou frontais, convectivas e orográficas. As precipitações pluviais ciclônicas ou frontais estão relacionadas aos movimentos das massas de ar de regiões de alta pressão para regiões de baixa pressão, provocadas pelo aquecimento desigual da superfície terrestre. A precipitação provém da subida do ar quente sobre o ar frio na zona de contato entre duas massas de ar de características diferentes. Se o ar frio é substituído por ar quente é conhecida como frente quente; por outro lado se o ar quente é substituído por ar frio, a frente é fria, ambas são de longa duração e apresentam intensidades que variam de baixa a moderada, espalhando-se por grandes áreas. As precipitações pluviais convectivas são comuns em regiões tropicais, e resultam do aquecimento desigual da superfície terrestre. A ascensão rápida de camadas de ar superaquecido dá origem a uma brusca condensação. São

chuvas de grande intensidade e curta duração, cobrindo pequenas áreas. Já as precipitações pluviais classificadas como orográficas são causadas por barreiras de montanhas, que provocam o desvio mecânico na vertical (ascendente) das correntes aéreas de ar quente e úmido (COSTA e LANÇA, 2001).

Além de se conhecer o total anual das precipitações pluviais, é de grande importância também conhecer a distribuição destes eventos durante o ano, pois somente o conhecimento do total precipitação não é suficiente para indicar se o solo atingiu ou não, o nível satisfatório armazenamento de água. Muitas vezes, mesmo sendo os totais de chuva anuais maiores que a média histórica, as precipitações ocorrem concentradas em poucos dias, favorecendo a ocorrência de escoamento superficial e drenagem da água pelo solo. E, por outro lado, pode ocorrer que em outros meses do mesmo ano não haja precipitação suficiente, fazendo com que haja deficiência de água no solo.

A variabilidade espacial da precipitação influencia no escoamento superficial. Chaubey et al. (1999) afirmam que o padrão de variação espacial da precipitação pode ser obtido usando informações provenientes de uma rede de medições de chuvas ou dados de precipitação obtidos de radares meteorológicos. Pruski et al. (1997) desenvolveram um procedimento para regionalização dos parâmetros das equações de chuvas intensas para amplas áreas. A partir deste trabalho e de um banco de dados em que se conhecia, para diversas localidades do país, a relação entre intensidade, duração e frequência de precipitação, desenvolveram o software PLÚVIO 1.3 no Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Viçosa (www.ufv.br/dea/gprh/pluvio). Este software fornece os valores dos parâmetros da equação de chuvas intensas a partir da localidade ou das coordenadas geográficas do local.

2.3.2. Evapotranspiração

A evapotranspiração é definida como a perda de água por meio da evaporação do solo e da transpiração das plantas. É um processo biofísico que envolve o conteúdo de água do solo, a passagem da água através da planta, a perda de água por transpiração através dos estômatos das folhas e o transporte de água na atmosfera por meio dos processos difusivos e

turbulentos (RANA et al., 1997). A evapotranspiração é importante para o balanço hídrico de uma bacia como um todo e, principalmente, para o balanço hídrico agrícola, que poderá envolver o cálculo da necessidade de irrigação, para aplicação em modelos de predição de crescimento e produção de culturas e para propósitos ecofisiológicos (RANA et al., 2001).

O solo, as plantas e a atmosfera podem ser considerados como componentes de um sistema fisicamente inter-relacionado e dinâmico, no qual os vários processos de fluxo estão interligados. Neste sistema, é valioso e aplicável o conceito de potencial hídrico, ou seja, o fluxo de água ocorre dos pontos de maior potencial para os de menor potencial (o fluxo ocorre em direção do gradiente de potencial negativo). A quantidade de água transpirada diariamente é grande em relação às trocas de água na planta, de modo que se pode considerar o fluxo através da planta, em curtos períodos de tempo, como um processo em regime permanente. As diferenças de potencial, em distintos pontos do sistema são proporcionais à resistência do fluxo. A menor resistência ao fluxo é encontrada na planta. E a maior resistência é encontrada no fluxo das folhas para a atmosfera, devido à mudança do estado líquido para vapor. A passagem para a atmosfera ocorre através dos estômatos localizados nas folhas e a diferença total do potencial entre o solo e a atmosfera pode chegar a centenas de bares. O transporte de água desde as folhas até a massa de ar ocorre também através do processo de difusão de vapor, sendo proporcional ao gradiente de tensão do vapor de água. A umidade relativa, ou seja, a relação entre a tensão real e a de saturação de vapor, relaciona-se exponencialmente com o potencial hídrico (SEDIYAMA, 1996).

As perdas de água por transpiração das plantas de eucalipto, como da maioria de outras espécies de vegetais, são determinadas principalmente por: demanda climática, que é a resultante das relações entre radiação, déficit de saturação de vapor na atmosfera, temperatura e velocidade do vento; mecanismos fisiológicos relacionados com a resposta estomática a fatores ambientais; estrutura da copa, principalmente pelo índice de área foliar e disponibilidade de água no solo, (CALDER et. al., 1992; LIMA, 1996). Mello (1998) destacou que, entre os componentes da equação de PMFAO, a radiação apresenta o maior coeficiente de sensibilidade relativa (0,87) e o fluxo de calor no solo, o menor (-0,01). Erros de 1,5%, comuns aos sensores de medição da velocidade do vento, transferiram um erro

médio de apenas 0,42% à ETo, enquanto erros de 0,4 °C, comuns em sensores de medição de temperatura, podem transferir erros de até 0,96% à ETo.

2.3.2.1. Condutância Estomática

A condutância estomática é um parâmetro fisiológico por meio do qual as plantas controlam as trocas gasosas, incluindo a transpiração. A superfície das folhas é geralmente envolvida por uma membrana, relativamente impermeável ao vapor d'água e ao gás carbônico, que possui minúsculos orifícios denominados estômatos. Estes orifícios são os órgãos da folha que permite as trocas gasosas e são muito sensíveis, e sua abertura ou seu fechamento depende de fatores como luz, temperatura, umidade do solo, potencial de água na folha, déficit de pressão de vapor do ar e estado nutricional da folha. O controle estomático determina a demanda transpirativa a que as folhas estão potencialmente sujeitas e, portanto, determina a taxa de crescimento (JARVIS e MCNAUGHTON 1986; LIMA, 1996; RADERSMA e RIDDER, 1996). Carneiro (2005) e Sacramento Neto (2000) desenvolveram modelos para estimativa da condutância estomática para plantios jovens de *Eucalyptus grandis*, sendo que os valores encontrados foram maiores do que a estimativa realizada pelo modelo proposto por Mielke et al (1999), desenvolvido para plantios adultos.

Kallarackal e Somen (1997) dizem que existe um padrão bastante consistente quanto à variação da condutância estomática durante o dia, ou seja, pela manhã, geralmente se vê maiores valores de condutância, enquanto que pela parte da tarde, esses valores são reduzidos. Os mesmos autores, em análises preliminares, verificaram que a condutância estomática foi controlada pelo saldo de radiação e pelo déficit de pressão de vapor. Logo, o fechamento dos estômatos, que geralmente acontece próximo ao meio dia, pode ser entendido como uma estratégia evolutiva de maximizar a eficiência do uso da água, pois os estômatos permanecem com maior abertura apenas quando déficit de pressão de vapor atmosférico é menor. Leuning (1990) e Dye e Olbrich (1993) verificaram que a condutância estomática em plantas de *E. grandis* é muito sensível ao déficit de pressão de vapor. Segundo Barlow (1983), à medida que a disponibilidade de água no solo diminui a taxa de transpiração decresce como resultado

do fechamento dos estômatos. Esse é um importante mecanismo de defesa que as plantas apresentam contra as perdas exageradas de água e eventual morte por dessecação.

2.3.2.2. Índice de área foliar

Outra variável biofísica, importante na estimativa da evapotranspiração do eucalipto, é o índice de área foliar (IAF), pois quanto maior o IAF, menor será a resistência ao transporte de vapor d'água, devido ao maior número de estômatos. Segundo Lang e Mcmurtrie (1992), o IAF está diretamente relacionado com a produtividade e a evapotranspiração de ecossistemas florestais. A quantificação e variação do IAF ao longo do ciclo produtivo do eucalipto são de grande importância, pois se torna viável sua utilização como variável de entrada em modelos hidrológicos e de crescimento. Xavier et. al (2002) apresentam a variação do IAF para plantios de diversos clones de eucalipto com idades de 15 a 78 meses, obtendo valores médios de $3,5 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ para plantios jovens e $2,2 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ em plantios mais velhos. Estes autores desenvolveram ainda modelos para estimativa do IAF em função da idade.

2.3.2.3. Saldo de Radiação Solar

A radiação solar é a principal fonte de energia nos processos físicos, biológicos e químicos, como derretimento de neve, fotossíntese nas plantas, evaporação e crescimento de cultura. É também um elemento necessário em modelos biofísicos que avaliam o risco de incêndios em florestas, modelos de simulação hidrológica e modelos matemáticos de processos naturais (MEZA e VARAS, 2000).

O saldo de radiação solar é toda energia absorvida pela superfície subtraída pela energia que foi emitida pela mesma. A irradiação solar global (R_g) é a quantidade de energia que chega a superfície da terra na forma de radiação de ondas curtas, após sofrer interações com a atmosfera. A R_g é composta por dois componentes, o direto e o difuso. A irradiância solar direta compreende a radiação que vem diretamente do disco solar. Em dias de céu descoberto, este componente é muito maior do que a difusa, exceto nos horários em que a

altitude solar é muito baixa. A irradiância solar difusa diz respeito a uma parte da irradiância solar global que é espalhada pelos constituintes da atmosfera e chega à superfície em todas as direções. Segundo Iqbal (1979), a irradiação difusa num dado instante depende, principalmente, da altitude e da latitude do local, da declinação solar e do ângulo de elevação, do índice de turbidez da atmosfera, da quantidade de vapor d'água presente na atmosfera e da nebulosidade. A nebulosidade, associada ao tipo de nuvem, são os principais fatores que afetam a irradiância solar difusa à superfície terrestre. Iqbal (1983) relata que em condições de céu descoberto, e na ausência de partículas sólidas em suspensão, aproximadamente metade da radiação solar difusa retorna ao espaço; e somente outra parte é enviada na direção da superfície terrestre.

Limab (1996) desenvolveu um modelo matemático para estimar a irradiação solar difusa horária para o município de Viçosa. Este modelo foi baseado em metodologia adotada por Orgill e Hollands para Toronto, Canadá, e por Erbs nos Estados Unidos, para os mesmos fins. Os resultados obtidos para Viçosa, MG foram bem confiáveis, apresentando coeficientes de determinação de até 85,74% quando usado o modelo desenvolvido por Lima, e 83,35 % para o modelo proposto por Erbs usando sem nenhum ajuste para Viçosa.

O balanço de ondas longas (BOL) corresponde ao saldo de energia entre radiação emitida pelo sistema solo-planta-atmosfera e a contra-radiação atmosférica. A contra-radiação depende, basicamente, da temperatura do ar, da quantidade de vapor d'água presente na atmosfera e da cobertura de nuvens. A radiação emitida pelo sistema solo-planta-atmosfera depende da temperatura do solo e da sua emissividade (VIANELLO, et al., 2002).

A maior parte da energia que é absorvida pela superfície é de ondas curtas. Normalmente, o tratamento da disponibilidade de energia em relação à radiação solar global, segundo modelos de balanço hídrico, considera os terrenos como planos, gerando distorções em regiões com terrenos de relevo ondulado. Isso se deve ao posicionamento do sensor na vertical. Para corrigir este componente em regiões de relevo ondulado, faz-se necessário o uso da lei dos co-senos, baseado no grau de inclinação da face de exposição do terreno. A figura 01 apresenta a comparação entre a influência da irradiância solar para uma superfície plana e para outra, inclinada. Observa-se que para um mesmo fluxo de energia radiante, a área de

incidência é proporcional a inclinação, o que acarreta em uma densidade de fluxo radiante maior na condição ortogonal quando comparado com o terreno inclinado. (FACCO, 2004)

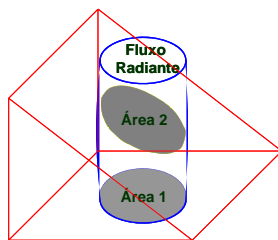


Figura 01 – Variação da densidade de fluxo, para um mesmo fluxo radiante, considerando a superfície plana e inclinada.

KANG et al. (2002) desenvolveram um modelo denominado TopoRad, que possibilita obter amostras espaciais e temporais da radiação solar baseado na topografia e temperatura diária. O modelo foi aplicado na Floresta de Jumbong, localizada na Coréia do Sul. Concluíram que TopoRad apresentou bons resultados para predizer radiação solar diária em escala reduzida.

2.3.2.4. Métodos de Determinação da Evapotranspiração

Sendo um processo complexo e extremamente dinâmico, que envolve o solo e a planta é muito difícil estabelecer um valor exato de evapotranspiração real. Entretanto, a conjugação de inúmeras informações associadas ao conceito de evapotranspiração potencial, nos permite estimativas suficientemente confiáveis para a grande maioria dos nossos objetivos. As diferenças entre a evapotranspiração real e potencial diminuem sempre que os intervalos de tempo utilizados para o cálculo da segunda são ampliados (um mês ou mais).

Existem muitos modelos disponíveis na literatura para se estimar a evapotranspiração. No entanto, a maioria dos modelos foi desenvolvida em áreas de clima temperado. A falta de informação sobre a evapotranspiração nos trópicos leva a situações onde os modelos disponíveis têm de ser usados para estimar a evapotranspiração sem qualquer conhecimento prévio de sua aplicabilidade às condições ambientais dos trópicos (AMARAKOON et al., 2000).

Penman, em 1948, não incluiu a função de resistência da superfície para a transferência de vapor d'água na sua equação original. Para aplicações práticas, ele propôs uma equação empírica para a função considerando o vento. Mais tarde, Monteith desenvolveu, com base na equação de Penman, uma equação, que incluía a resistência aerodinâmica e a resistência ao fluxo de vapor pela folha. A equação combinada com os termos de resistência aerodinâmica e da superfície da planta passou a ser chamada de equação de Penman-Monteith. Esta equação não somente concilia os aspectos aerodinâmico e termodinâmico, mas também inclui a resistência ao fluxo de calor sensível e vapor d'água no ar (r_a), e a resistência da superfície (planta) à transferência de vapor d'água (r_c).

O método do balanço de energia se fundamenta no princípio da conservação da energia. No caso de sistemas cultivados, dependendo da representatividade temporal e espacial, alguns componentes podem ser desprezados, resultando na equação geral composta pelo saldo de radiação, fluxo de calor latente e sensível na atmosfera e pelo fluxo de calor sensível no solo, conforme Tanner (1960)

A solução da equação do balanço de energia é obtida através de medições do saldo de radiação e do fluxo de calor no solo e de estimativas dos fluxos turbulentos L e H , a partir da razão H/L , proposta por Bowen (1926), determinada via medições de gradientes psicrométricos sobre a cultura.

Muito embora exista uma série de limitações ao emprego do método da razão de Bowen como estimador de evapotranspiração de culturas, destacando-se os erros devidos à sensibilidade e à calibração instrumental, os erros inerentes às suposições teóricas utilizadas para o cálculo da razão de Bowen e os erros causados pela advecção de energia (LIMA et. al., 2005; OLIVEIRA & LEITÃO, 2000; CUNHA, 1996; CUNHA & BERGAMASCHI, 1994), este método tem sido amplamente empregado (locais e culturas), particularmente no Brasil.

Sediyama (1996) relata que os métodos de estimativas da ET, que utilizam as propriedades conservativas da subcamada limite acima da superfície evaporante (balanço de energia e balanço aerodinâmico), isto é, os métodos baseados em sistemas de medições que utilizam o princípio da conservação de massa e de energia na camada limite acima do dossel vegetativo da planta, também apresentam dificuldades operacionais, especialmente porque

envolvem medições e correlações de fluxos turbulentos e componentes da razão de Bowen, os quais exigem uma área tampão uniforme a barlavento para garantir que os fluxos horizontais não sejam significativos no processo. Em acréscimo aos problemas na obtenção e manutenção da bordadura, os equipamentos necessários para medições de fluxos na camada limite envolvem sistemas com componentes sensíveis e exigem uma calibração e manutenção constante. A precisão desse método, expressa como a percentagem do fluxo total, da mesma forma como os demais métodos, decresce com a redução do fluxo de vapor d'água causado pelo aumento na resistência do dossel, baixa demanda evaporativa, ou ambos. A necessidade de instrumentação e procedimentos técnicos envolvidos geralmente limita o método para estudos em pesquisas de períodos relativamente curtos e raramente as medições têm sido feitas de forma contínua para cobrir todas as estações do ano.

Almeida e Soares (2003) compararam o uso de água em plantações de *Eucalyptus grandis* e em mata atlântica, no estado do Espírito Santo, e concluíram, considerando o ciclo de crescimento de sete anos, que o eucalipto pode consumir menos água que a mata nativa na região estudada. Nos anos em que a precipitação estava próxima a média histórica, ocorreram equilíbrios da evapotranspiração para os dois ecossistemas. E nos anos em que a precipitação foi inferior a média histórica, a mata atlântica apresentou taxas de evapotranspiração superiores as do eucalipto.

2.3.3. Intercepção pela Cobertura Vegetal

Nem toda água precipitada na forma de chuva pode ser considerada na recarga do solo. Uma parte fica interceptada pela cobertura do solo e retorna para a atmosfera. A água da chuva ao atingir o dossel das árvores, perfaz dois caminhos até atingir a superfície do solo. Uma parte da água escoia pelas folhas e galhos, que nada mais é do que uma lavagem no dossel, que é mais conhecida como precipitação interna. Outra parte da água escoia pelo tronco das árvores. Os dois caminhos são primordiais na distribuição de nutrientes em ambientes florestais, principalmente quando esses ecossistemas estão situados nos trópicos, onde a água de precipitação é a principal fonte natural de nutrientes (BALIEIRO, 1999).

Segundo Balieiro (1999), o índice de área foliar, o tipo de chuva, o formato da copa das árvores, e o espaçamento de plantio são fatores que influenciam na quantidade de água da chuva que atinge o solo. A arquitetura da copa influencia na capacidade de interceptação da precipitação por espécies arbóreas. Leite (1996) verificou em cultura de eucalipto, no município de Santa Bárbara – MG, uma tendência para decréscimo linear da precipitação interna quando havia maior densidade populacional, tendência esta influenciada pela maior interceptação da chuva nas parcelas onde a área útil inicial por planta era menor, ou seja, nos plantios mais adensados. Lima (1996) apresenta uma lista comparativa de resultados experimentais relativos à capacidade de armazenamento de água pelo dossel de diversas espécies florestais. Para algumas espécies de eucalipto, verificou-se que esta capacidade varia entre 0,2 e 2,0 mm, predominando valores inferiores a 0,5 mm. Este valores são de 0,2 a 2,0 mm, para florestas temperadas, e de 0,8 mm, para floresta amazônica. Sacramento Neto (2001) realizou estudos em plantios jovens de eucalipto na região do Vale do Rio Doce, MG, e verificou que a interceptação pelo dossel da precipitação incidente foi na ordem de 5,7 e 13,6% nos plantios de 1 e 2 anos de idade, respectivamente.

A serapilheira ou manta orgânica depositada na superfície é fundamental na nutrição e para a estrutura do solo de ecossistemas florestais. Esse material protege o solo da ação direta da radiação solar, reduzindo a evaporação, mantendo o solo mais úmido e favorecendo a ação de microorganismos decompositores da matéria orgânica. A serapilheira minimiza ou evita a compactação do solo e o escoamento superficial da água das chuvas, favorecendo a sua infiltração e melhorando a recarga do perfil. Recentemente, Sacramento Neto (2001) verificou que a interceptação pela serapilheira contribui significativamente, para a atenuação da infiltração da água no solo em plantios jovens de eucalipto. Segundo o autor, cerca de 1,5% da água da chuva é interceptada, o que corresponde a 25,0% da interceptação do dossel na idade de dois anos. Embora o dossel se estenda por toda a área de terreno, nesta idade de plantio, verificam-se muitas aberturas, o que permite uma boa disponibilidade de radiação solar ao nível do solo. Verifica-se também que, embora reduzida em relação ao topo do dossel, a velocidade do vento se mantém favorável ao processo evaporativo. Estes dois fatores devem explicar a contribuição deste componente do balanço hídrico, devendo ser investigado para outras idades, plantios e espécies florestais. A quantidade de água interceptada pela serapilheira depende de suas características físicas tais como espessura, estado de

decomposição e teor de umidade em que se encontra no momento de um evento de chuva. SOUZA et. al (2003) desenvolveram um modelo tipo tanque capaz de estimar a interceptação da água da chuva pela serapilheira, dossel e tronco.

2.3.4. Infiltração de Água no Solo

Costa e Lança (2001) afirmam que infiltração é o processo pelo qual a água penetra no solo e se move para baixo, em direção ao lençol freático, devido à ação da gravidade e ao potencial capilar. A água que infiltra enche o volume útil do solo movimentando-se através do seu espaço poroso por meio da percolação e, eventualmente, atinge uma zona totalmente saturada, formando o lençol freático.

Pruski et al. (1997) definem a capacidade de infiltração como sendo a quantidade máxima de água que pode infiltrar no solo, em um dado intervalo de tempo, sendo expressa, comumente, em mm h^{-1} . No início de uma precipitação, a capacidade de infiltração apresenta uma maior magnitude, e diminui, progressivamente, com o transcorrer da chuva até atingir um valor, aproximadamente constante. A velocidade de infiltração da água no solo pode ser definida como a lâmina de água que atravessa a superfície do solo, por unidade de tempo. Análogo à capacidade de infiltração, a velocidade é maior no início do processo de infiltração, principalmente quando o solo está inicialmente seco, mas tende a decrescer com o tempo, aproximando-se assintoticamente de um valor constante, denominado velocidade de infiltração básica da água no solo. Portanto, o conhecimento das intensidades das precipitações nos diferentes eventos são importantes na estimativa da infiltração da água no solo, e conseqüentemente, no escoamento superficial, pois em precipitações cuja intensidade for superior à velocidade de infiltração, a lâmina infiltrada será menor do que nas infiltrações ocorridas por precipitações com intensidades inferiores à velocidade de infiltração.

Segundo Brandão et al. (2003), a textura e a estrutura do solo são características que influenciam expressivamente a movimentação da água no solo, uma vez que determinam a quantidade de macro poros presentes em seu perfil. Os macro poros são importantes por determinarem a condutividade hidráulica do solo. A umidade inicial do solo é outro aspecto físico do solo muito importante, pois para um mesmo solo, a capacidade de infiltração será

tanto maior quanto mais seco estiver o solo inicialmente. Quanto maior for a diferença da carga hidráulica entre dois pontos considerados, maior deverá ser a velocidade de infiltração. A velocidade de infiltração aumenta com a temperatura da água, devido à diminuição da viscosidade da água.

Para Righetto (1998) não existem critérios eficientes para a escolha de uma determinada equação de infiltração. Os especialistas têm uma tendência de escolher equações que tenham suporte teórico e estejam amparadas por um grande número de experimentos em condições diversas em relação ao tipo de solo, a heterogeneidade etc.

2.3.5. Escoamento Superficial

Villela e Matos (1979) definem escoamento superficial como sendo o excesso de água que ocorre logo após uma chuva intensa e que se desloca livremente pela superfície do terreno. Para que ocorra escoamento superficial é necessário, primeiramente, que a intensidade da precipitação seja maior que a velocidade de infiltração. Segundo Costa e Lança (2001), o escoamento superficial é influenciado por três tipos de parâmetros: meteorológicos, fisiográficos e antrópicos. Os parâmetros climatológicos são dados pelo vapor de água existente na atmosfera, temperatura, ventos e pressão atmosférica. Os parâmetros fisiográficos são dados pela área, forma e topografia da bacia hidrográfica, pela geologia, vegetação e capacidade de infiltração dos solos. Os parâmetros antrópicos são dados pela irrigação e drenagem de terras, pela canalização ou "retificação" de rios, derivação da água, barragens ou diques, uso do solo e desmatamento.

Alves da Silva (2002) desenvolveu modelo para determinação do escoamento superficial relativo à precipitação em uma bacia hidrográfica. Levou em consideração a redistribuição da água em função do modelo digital de elevação da bacia, rede de drenagem e tipo e cobertura do solo. Este modelo resultou no software Hidrobacia, desenvolvido no Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Viçosa.

2.4. Geoprocessamento Aplicado a Estudos Hidrológicos

A modelagem hidrológica tem tido sucesso na simulação de fatores temporais em modelos que possuem milhares de passos, mas nos quais a desagregação espacial da área de estudo é relativamente simples, ou mesmo considerando as propriedades espaciais como uniformes. O uso de modelos hidrológicos espacialmente distribuídos possibilita o incremento das unidades espaciais de estudo em número e em detalhes, permitindo modelagens de nível regional e até continental (MAIDMENT, 1993).

Um Sistema de Informações Geográficas (SIG) é uma ferramenta computacional (software) criada para armazenamento e manipulação de dados e informações espacialmente distribuídas em um computador. Mais do que um sistema de apresentação e processamento de dados, ele possui módulos para a realização de operações analíticas, sobreposição e cruzamento de informações. Possuindo um poderoso banco de dados, permite a associação de atributos e a realização de consultas, possibilitando a análise e modelagem de informações espacialmente distribuídas. Isso significa que localizações geográficas da superfície do globo terrestre podem ser armazenadas em sistemas computacionais através de sistemas de coordenadas. (LANG, 2000; FERRAZ, 1996; GOODCHILD, 1993)

Existem dois tipos de estrutura de dados gráficos no SIG: estrutura vetorial e estrutura raster (ARONOFF, 1995 e BURROUGH e McDONNELL, 1998). Na estrutura vetorial os objetos do mundo real são representados através de pontos, linhas e polígonos, onde a posição de cada objeto é definida para um sistema de coordenadas. Na estrutura raster o espaço é dividido em células, a posição geográfica do objeto é definida através de linhas e colunas.

A tecnologia SIG tem capacidade de capturar, armazenar, manipular, analisar e visualizar diversas formas de dados georreferenciados. Por outro lado, a Hidrologia tem uma forte ligação com os dados espaciais e os modelos hidrológicos necessitam de uma grande quantidade de dados. Assim a integração entre SIG e Hidrologia se dá de forma natural. De acordo com Singh e Fiorentino (1996) essa integração tem três componentes principais: manipulação dos dados espaciais, integração de modelos espaciais e interface SIG e modelos hidrológicos.

O delineamento de bacias hidrográficas e sua rede de drenagem pode ser feita a partir de um Modelo Digital do Terreno (MDT) com a utilização de um modelo de ponto d'água em oito direções, no qual cada célula é conectada a uma de suas oito células vizinhas (quatro nas laterais principais, quatro nas diagonais) e a água flui apenas em direção à célula vizinha, cuja descida seja mais íngreme (Jenson e Domingue, 1988).

Mendes e Cirilo (2001) defendem que o sistema a ser simulado, utilizando-se de forma integrada a tecnologia SIG e modelos hidrológicos, seja composto por: Modelo de Balanço Hídrico Local: onde as propriedades envolvidas possam interagir no sentido de representar os diversos elementos do ciclo hidrológico em uma posição específica; e por Modelo de Transporte Hídrico: onde os elementos do ciclo hidrológico se movimentam ao longo da bacia hidrográfica, baseados no modelo digital do terreno (MDT). O modelo de transporte hídrico representa a movimentação da água nas vertentes da bacia hidrográfica e na rede de drenagem, através de dois algoritmos separados, quais sejam: Algoritmo 1 do fluxo bidimensional no terreno e Algoritmo 2 do fluxo unidimensional dentro do rio.

No Algoritmo 1 inicialmente calcula-se o balanço vertical de água (basicamente chuva – evaporação) em cada posição da bacia hidrográfica, depois determina-se a transferência de água de um ponto qualquer até o canal principal mais próximo. O comportamento do fluxo da água dependerá essencialmente da cobertura da bacia, de sua declividade e sua rede de drenagem.

No algoritmo 2 fluxo unidimensional dentro do rio ocorre devido à força gravitacional que provoca o escoamento de montante para jusante. A modelagem do escoamento é realizada através do cálculo da vazão na jusante. Esse cálculo é feito a partir da monte se combinado com os efeitos ao longo do trecho compreendido entre a montante e jusante.

As pesquisas mais recentes desenvolvidas para integração entre a tecnologia SIG e os modelos hidrológicos estão sendo realizadas em dois ramos distintos, quais sejam: as pesquisas voltadas para o desenvolvimento de Modelos de Dados Hidrológicos e as pesquisas de Modelos de Simulação Hidrológica. Enquanto os modelos de simulação hidrológicas representam os processos, os modelos de dados hidrológicos representam as propriedades e

relacionamentos entre as classes geoespaciais e temporais dos dados hidrológicos. Os modelos de dados hidrológicos descrevem o meio ambiente da água, e os modelos de simulação hidrológica descrevem como a água se movimenta através desse meio ambiente (WHITEAKER, 2004).

Maidment (2002) desenvolveu um modelo de dados de recursos hídricos, denominado ArcHydro, que utiliza a tecnologia SIG para modelar e gerenciar os principais dados hidrológicos, hidráulicos e de qualidade de água do meio ambiente. O ArcHydro foi desenvolvido com módulos: Hidrografia, Rede, e Canal.

Segundo Baumgartner e Apfl (1996), as etapas para a solução de um problema hidrológico por meio da integração do geoprocessamento com modelo hidrológico consiste em:

- ✓ reconhecer o problema hidrológico específico;
- ✓ medir as variáveis necessárias ao modelo por meio de sensores remotos e por métodos convencionais;
- ✓ projetar o sistema de informações geográficas definindo-se os planos de informação, atributos etc.;
- ✓ projetar o banco de dados para o manejo de todos esses dados;
- ✓ processar os dados utilizando técnicas como o processamento de imagens, análises espaciais em SIG, análises de regressão e correlação etc., a fim de se obter as variáveis requeridas pelo modelo;
- ✓ seleção ou construção do modelo hidrológico adequado ao problema;
- ✓ introdução das variáveis no modelo, realização dos cálculos e análise dos erros;
- ✓ comparação dos resultados calculados pelo modelo ao empregar os dados de sensores remotos e coletados por métodos convencionais (determinação da precisão, atualização dos cálculos efetuados pelo modelo, calibração do modelo etc.).

- ✓ modelagem hidrológica baseada no próprio SIG, isto é, baseando-se apenas nas funções presentes no SIG são gerados os resultados do modelo, o que, no estágio atual de desenvolvimento dos SIG's, permite modelar apenas processos simplificados;
- ✓ construção de pré e pós-processadores que permitam efetuar a conversão dos dados entre o SIG e o modelo (e vice-versa). Este é o procedimento mais comum de implementação da integração modelo hidrológico - SIG;
- ✓ embutir o código fonte de um programa no código do outro, o que requer apreciável esforço de programação.

3. METODOLOGIA

3.1. Área de Estudo

O estudo foi realizado em uma microbacia hidrográfica do rio Doce localizada no município de Antônio Dias, região do Vale do Rio Doce, estado de Minas Gerais, cujas coordenadas geográficas são latitude 19° 28' S e longitude 42° 49' O (Figura 02). Tal área pertence à empresa “Celulose Nipo-Brasileira S.A (CENIBRA)”. A microbacia possui relevo que varia de forte-ondulado a montanhoso. O solo predominante é o cambissolo latossólico cuja capacidade de campo é de 35% e o ponto de murcha permanente de 18%. A precipitação média anual é de 1.281 mm, temperatura média anual de 20,3 °C, umidade relativa média anual de 71,2 %. A cobertura do solo é predominante de florestas de eucaliptos plantados no ano de 2003 e mata ciliar. O plantio de eucalipto tem espaçamento de 3 por 3,33 metros. A mata ciliar é formada por espécies nativas e capoeira. O solo é recoberto por uma espessa serapilheira e as margens do córrego encontram-se bem protegidas, sem sinais de erosão.

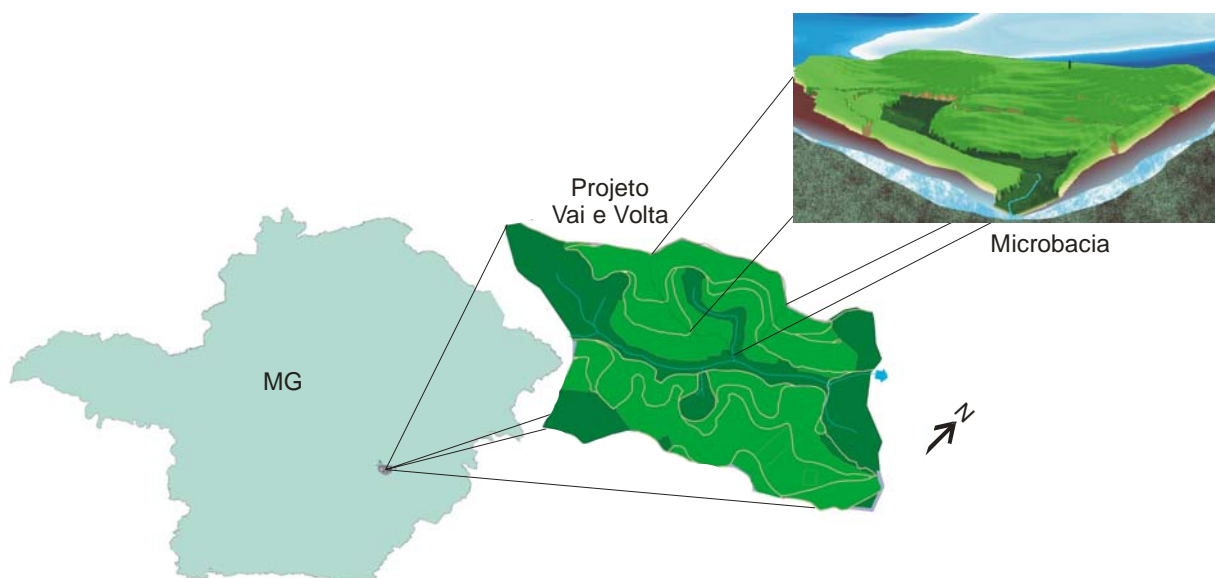


Figura 02 - Localização da microbacia hidrográfica do projeto Vai e Volta.

3.2. Características Físicas da Microbacia Hidrográfica

Para determinar as características físicas da microbacia, foi utilizado álgebras em mapas com base nos os métodos propostos por Villela e Matos (1979).

3.2.1. Área de Drenagem (Ad)

É a área plana de uma bacia (projeção horizontal) inclusa entre seus divisores topográficos. A área da bacia é o elemento básico para o cálculo das outras características físicas e é expressa em km².

3.2.2. Formato da Bacia

3.2.2.1. Coeficiente de Compacidade (Kc)

O Kc foi determinado pela seguinte equação:

$$Kc = \frac{0,28Per}{\sqrt{Ad}} \quad (01)$$

3.2.2.2. Fator de Forma (Kf)

O fator de forma foi determinado, utilizando a seguinte equação:

$$Kf = \frac{Ad}{L_b^2} \quad (02)$$

3.2.3. Sistema de Drenagem

3.2.3.1. Densidade de Drenagem (D_d)

A densidade de drenagem foi determinada pela relação entre o comprimento total dos cursos d'água de uma bacia (L_t) e a sua área total (A_d).

$$D_d = \frac{L_t}{A_d} \quad (03)$$

3.2.3.2. Sinuosidade do Curso de Água (S_c)

A sinuosidade foi calculada pela relação entre o comprimento do rio principal (L_{tp}) e o comprimento do eixo do vale (L_v).

$$S_c = \frac{L_{tp}}{L_v} \quad (04)$$

3.2.4. Características do Relevo da Bacia

Foi utilizado um modelo digital de elevação hidrologicamente consistente (MDEHC) com resolução espacial de 4 metros como entrada para a geração do mapa de declividade e da altitude média da microbacia.

3.2.4.1. Declividade da Bacia

A declividade foi calculada usando o módulo surface do Arcgis 9.2. As classes de declividade foram estabelecidas seguindo a metodologia de De Biase (1993), elucidada no Quadro 01.

Quadro 01 – Correlação entre classes de declividade e relevo

Classe de declividade	Graus	Porcentagem
Plano	0 ° a 1,72°	0 – 3
Suave ondulado	1,72° a 4,58°	3 - 8
Ondulado	4,58 ° a 11,31°	8 – 20
Forte ondulado	11,31 ° a 24,23°	20 – 45
Montanhoso	24,22 ° a 36,87°	45 – 75
Escarpado	> 36,87°	> 75

3.2.4.2. Altitude Média da Bacia

A elevação média foi determinada por meio da média da elevação das células que compõem a microbacia hidrográfica.

3.2.4.3. Declividade de Álveo (S_a)

A determinação da declividade do Álveo, foi calculada com base no critério de equivalência de tempo, conforme é apresentado na equação 05.

$$S_a = \left(\frac{\sum L_i}{\sum \left(\frac{L_i}{\sqrt{D_i}} \right)} \right)^2 \quad (05)$$

em que,

S_a – Declividade do álveo (%);

L_i – Comprimento de cada trecho i do curso d'água (m);

D_i – Declividade de cada trecho i do curso d'água (m/m).

3.2.4.4. Índice de Escoamento (IE)

É estabelecido pela relação entre o volume total escoado (Q) e o volume total precipitado (Pt). Ou seja, é o percentual da chuva que se converte em escoamento. Indica o grau infiltração, amortecimento, reservação ou captações na bacia. É calculado pela seguinte expressão:

$$IE = \frac{Q_{lp}}{P_t} \quad (06)$$

3.3. Monitoramento

Para a realização do monitoramento das características meteorológicas e hidrológicas, foram instalados na microbacia diversos sensores e, periodicamente, realizou-se campanhas intensivas de coleta de dados.

3.3.1. Monitoramento Meteorológico

Para realizar o monitoramento climatológico foi instalada em uma torre de 30 metros de altura, posicionada na microbacia, uma estação meteorológica automática. Para melhor determinar o comportamento das chuvas, como sua intensidade, seu total e sua duração, adotou-se intervalos de registro de cinco minutos, o que favorece a determinação da taxa de infiltração e conseqüentemente, o escoamento superficial. Já as medições de temperatura, umidade relativa, velocidade do vento, radiação solar global e fotossinteticamente ativa (PAR), fluxo de calor no solo, foram registradas em intervalos de 30 minutos. As figuras 03 e 04 mostram a distribuição dos sensores na torre e no solo. Tanto a temperatura e umidade relativa, quanto a velocidade do vento foram monitoradas em quatro níveis a partir das copas das árvores, 1, 2; 4, e 16 m. Esta distribuição se justifica para a determinação do perfil dos fluxos ascendentes que passam pelas árvores, e assim, melhora a estimativa da transpiração das plantas e da resistência aerodinâmica. Os sensores e equipamentos usados no experimento são apresentados no Quadro 02.

Quadro 02 – Relação dos sensores e equipamentos usados no experimento

Sensores:

1. Pluviômetro (1 unidade –TB3 CS700-L);
2. Anemômetro (1 unidade – 03001-5);
3. Saldo radiômetro (1 unidade – CNR1 NET Radiometer);
4. Temperatura e Umidade relativa (4 unidades – HMP45C);
5. Radiação fotossinteticamente ativa (1 unidade - PAR LITE - LI190SB);
6. Fluxo de calor no solo (2 unidades - HFT3 Soil Heat Flux Plate);
7. Tubo Solarímetro (1 unidade - TSL05)

Equipamentos:

8. Módulo de Controle - Data Logger CR 10X (Campbell);
9. Módulo de Controle SDM-INT8;
10. Multiplexador AM4/16 (Campbell);
11. Painel solar 10W e bateria (Campbell);
12. Módulo de memória SM4M e CR10KD e
13. Caixa de proteção (Vynckier - 316SS).

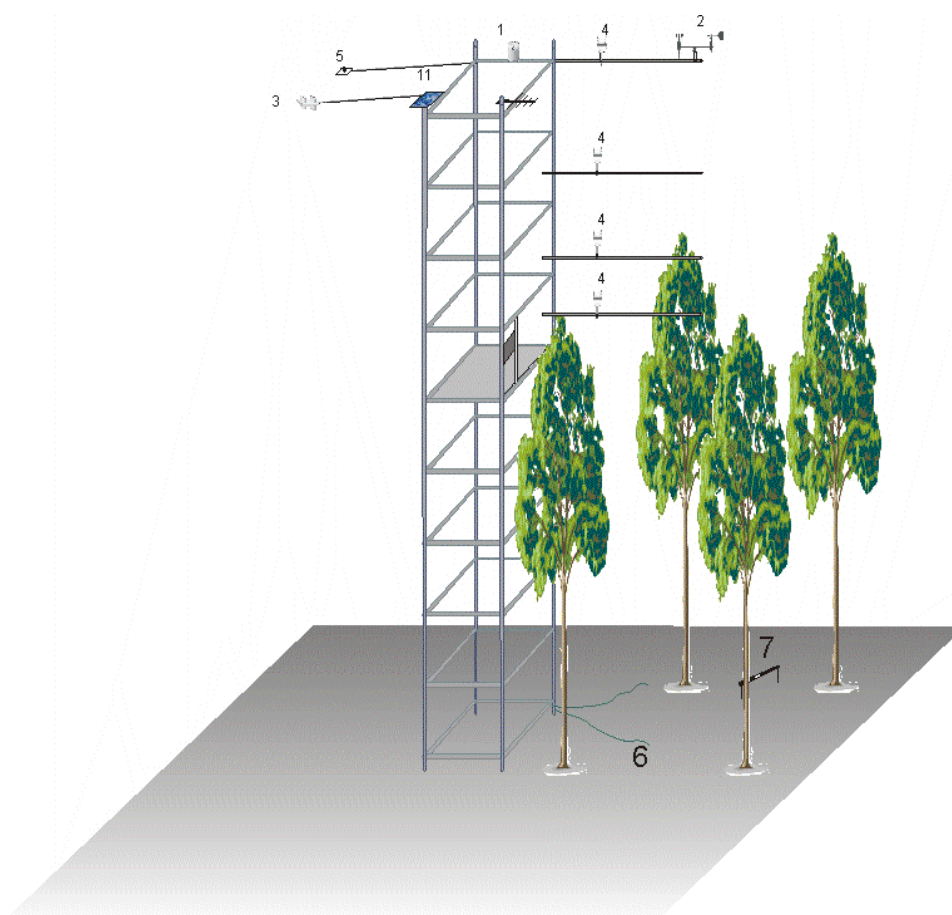


Figura 03 - Ilustração da distribuição dos sensores e equipamentos no projeto Vai e Volta.

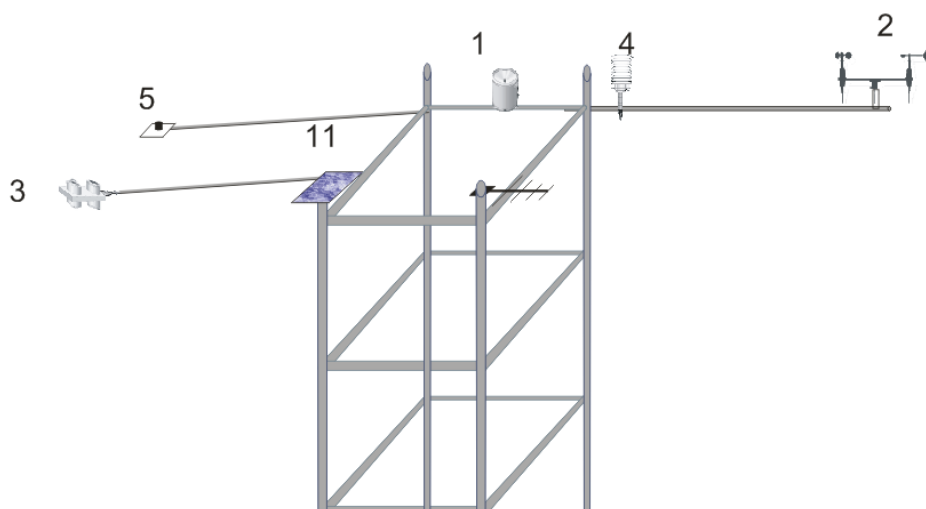


Figura 04 - Detalhe da ilustração da distribuição dos sensores e equipamentos instalados na torre no projeto Vai e Volta.

3.3.2. Determinação do Período Chuvoso

As datas de início e final do período chuvoso, IPC e FPC, respectivamente, foram determinadas seguindo a metodologia proposto por Sansigolo (1989). O seu início corresponde a primeira data, após 1º de setembro, em que seja observada uma quantidade mínima de 20 mm de chuva totalizada em um ou dois dias seguidos, apresentando nos próximos 30 dias seguintes, pelo menos um dia de chuva em cada período de 10 dias. O FPC é o primeiro dia de um período seco com pelo menos 15 dias de duração que termine depois do dia 1º de março.

3.3.3. Monitoramento Hidrológico

Os elementos hidrológicos monitorados foram: vazão, nível do aquífero e umidade do solo.

3.3.3.1. Vazão do Curso D'Água.

A escolha do local para o monitoramento da vazão levou em consideração as seguintes condições:

- ✓ O trecho do rio era retilíneo e uniforme, livre de vegetação ou outros obstáculos;
- ✓ A seção de medição está localizada a uma distância maior que sete vezes a largura do curso d'água em relação à curva mais próxima a montante e três vezes a largura do rio da curva mais próxima a jusante;
- ✓ O perfil transversal da seção de medição possui taludes altos para não permitir o extravasamento de água;
- ✓ O leito e as margens do rio são estáveis;
- ✓ O local estava suficientemente afastado de confluências evitando, assim, efeitos de remanso;
- ✓ É de fácil acesso.

Após a seleção do local mais apropriado, construiu-se uma pequena barragem de alvenaria e instalou-se o vertedor triangular com abertura de 60° e parede delgado. O monitoramento da lâmina d'água foi realizado usando um linígrafo eletrônico denominado talimedes modelo *OTT Thalimedes* e marca, *OTT* (Figura 05).. Os registros dos dados foram em intervalos de cinco minutos. A determinação do coeficiente de descarga foi feita pelo método volumétrico (Figura 06)



Figura 05 - Barragem construída na seção de medição da vazão na microbacia do projeto Vai e Volta.



Figura 06 - Calibração do vertedor triangular.

A equação de descarga utilizada foi a seguinte:

$$Q = \frac{8}{15} C_d \sqrt{2g} \left(\tan \frac{60}{2} \right) H^{5/2} \quad (07)$$

Onde:

Q = vazão em $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$.

H = altura da lâmina d'água medida a partir do vértice do triângulo (m).

C_d = Coeficiente de descarga (igual a 0,797377)

g = gravidade (m s^{-2})

As seguintes condições foram observadas quando da utilização deste tipo de vertedor:

- A altura H , medida a partir do vértice do triângulo, não deveria ser menor que 5 cm e maior que 38cm.
- A altura do vértice do triângulo, a partir do fundo do canal, foi maior que 45 cm.
- A relação H/P não excedeu 0,4.

Obedecidas às condições acima, estima-se uma precisão de 1% nas determinações de vazão.

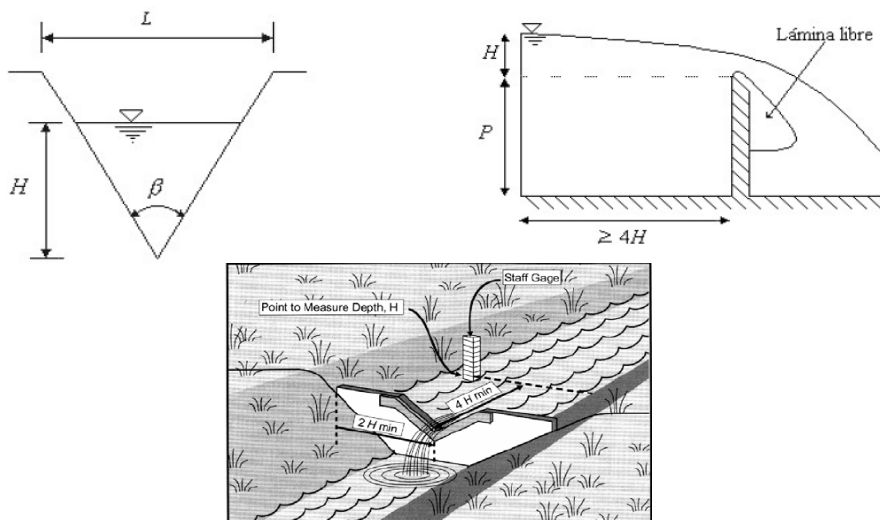


Figura 07 – Vertedor Triangular

A individualização do escoamento superficial (ES) e do escoamento básico, foi por meio de análise gráfica gerada por uma rotina automática no software Excel. Como o intervalo de registro dos dados foi de 5 minutos, adotou-se os seguintes critérios:

$$\Delta_Q = \frac{Q_{i+2}}{Q_i} \tag{08}$$

Se $\Delta_Q < 1,05$ { ES = 0
Esub = Qi

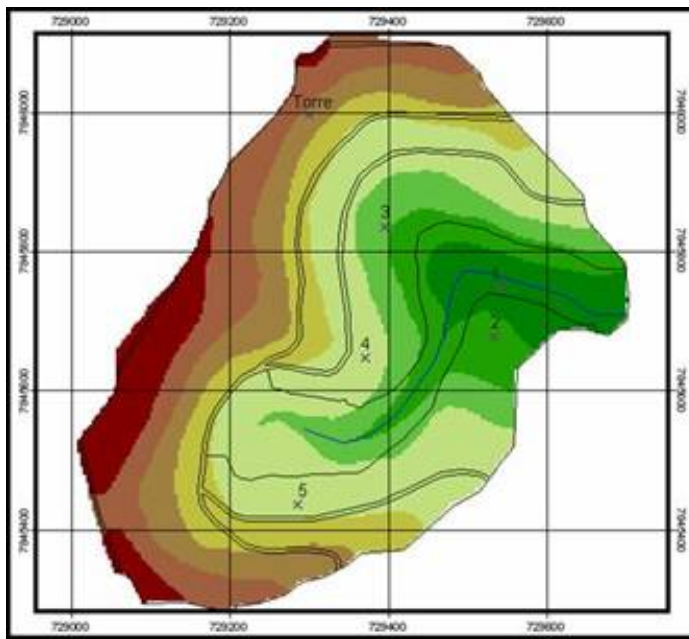
Se $\Delta_Q \geq 1,05$ { Inicia-se o ES no instante i;
A partir deste instante, determina um novo delta entre a vazão num instante j qualquer, em que $j > i$, e a vazão do início do ES;
 $\Delta_{Q2} = \frac{Q_j}{Q_i}$
O fim do ES ocorrerá quanto $\Delta_{Q2} \leq 1,03$.

3.3.3.2. Nível do Lençol Freático.

Foram instalados cinco poços de observação do nível do lençol freáticos os quais foram implantados no campo formando uma linha (*transect*), estendendo-se de um ponto próximo ao vertedor a outro posicionado a uma altitude média da bacia. O monitoramento era realizado em intervalos de 15 dias no período chuvoso e mensal no período seco do ano. As medições dos níveis do lençol foram obtidas por um equipamento eletrônico acoplado a um fio, que ao entrar em contato com a água, acendia uma lâmpada. Com o auxílio de uma trena media-se a profundidade.



Figura 08 - Medição do nível do lençol freático.



Poços	Altitude (m)	Dist. do curso d'água (m)
1	888	14
2	902	72
3	923	127
4	961	83
5	972	103

Figura 09 - Distribuição dos poços de observação do nível do lençol Freático na microbacia de Vai e Volta.

3.3.3.3. Variação do volume de água no Lençol Freático.

O volume de água contido no lençol freático de uma bacia hidrográfica é dado pelo produto da área do aquífero pela sua altura, sendo assim, é necessário conhecer a profundidade da camada inferior ou impermeável deste aquífero para se ter precisão no cálculo do volume. Por desconhecer a profundidade da camada impermeável que limita o lençol freático, foram consideradas algumas premissas na determinação do volume do aquífero. Primeiramente adotou-se que a camada impermeável estava a uma profundidade limite de cinco metros abaixo do nível mais profundo registrado em cada poço e ainda, sua superfície era igual a da microbacia. Sendo assim, a variação do volume de água armazenada na camada saturada foi dada pelo produto entre a oscilação do nível do lençol com a área total da bacia.

$$\Delta V = V_{i-1} - (ACI - ALF_i) \times Ad \quad (09)$$

$$\Delta V_{est} = V_{esti-1} + P_i - ICV_i - TR_i - Def \quad (10)$$

Onde:

ΔV = Variação do volume de água no lenço freático medido;

ΔV_{est} = Variação do volume de água no lenço freático estimado

P_i = precipitação pluvial total no dia i (mm);

ICV_i = total interceptado de água da chuva pelo dossel e pela serapilheira no dia i (mm);

TR_i = transpiração no dia i (mm);

Def = Deflúvio (mm).

3.4. Sistema Computacional de Geoespacialização do Armazenamento de Água no Solo.

O sistema computacional teve como base um modelo digital do terreno hidrologicamente consistente, com resolução espacial de 4 m, de forma a possibilitar a

especialização do armazenamento de água no solo em plantios florestais de crescimento rápido, bem como quantificar o movimento da água na unidade hidrográfica. A escala de tempo para simulação é horária. Essa ferramenta permite uma visão dos processos hídricos em nível de micro escala, sendo possível entender a implicação do plantio de eucalipto na disponibilidade dos recursos hídricos na microbacia em estudo. A implementação do sistema foi feita utilizando a linguagem de programação Visual BASIC.

A estrutura do sistema desenvolvido pode ser visualizada nos fluxogramas mostrados nas Figura 10 a 12. Analisando em escala horária, ao ocorrer uma precipitação a mesma sofrerá interceptação pela cobertura vegetal (ICV). Se a intensidade de precipitação (I_p) for maior que a taxa de infiltração (TI) ocorrerá escoamento superficial (ES); caso contrário a água irá infiltrar. Continuando a precipitação, a água será armazenada a camada útil do solo (ARM) até a umidade atingir a capacidade máxima de água disponível (CAD). Quando esta umidade for superada, o excedente será perdido por percolação profunda (Figura 11).

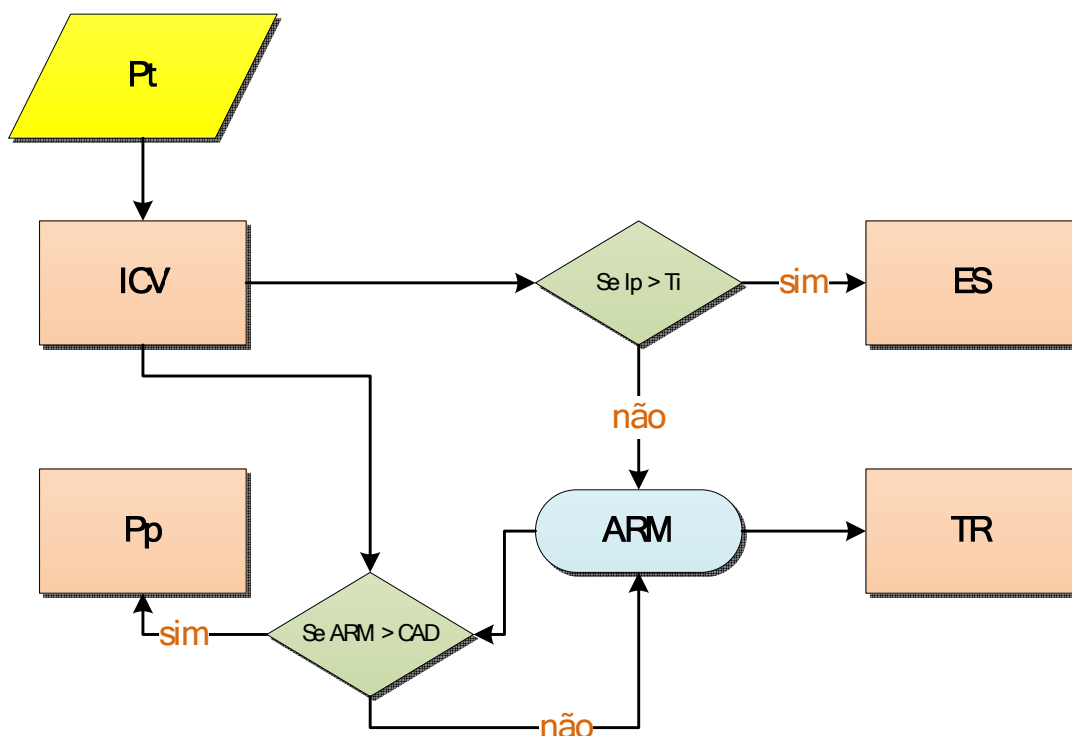


Figura 10 – Fluxograma das etapas do desenvolvimento para determinação do armazenamento da água no solo.

A Figura 11 mostra as etapas do modelo para estimar a transpiração real (TR) para o eucalipto. Após ajustar a radiação solar global (R_{gs}) e a temperatura (T_{ajust}) considerando a topografia da microbacia, associou-se a umidade relativa (UR) para calcular o déficit de pressão de vapor (DPV); e em seguida estimou-se o IAF e a resistência do dossel em função da idade do plantio. O fluxo de calor do solo (G) foi estimado considerando a hora do dia. Durante o período diurno era em função do R_{gs} e no período noturno em função do saldo de radiação (R_n). A resistência aerodinâmica foi estimada, ajustando a velocidade do vento a 30 m (U_{30}) para altura da planta (U_z) que por sua vez era em função da idade. Os outros parâmetros da equação de TR foram ajustados em função da altitude em cada ponto da bacia. O ajuste da TR considerava a ocorrência ou não de precipitação.

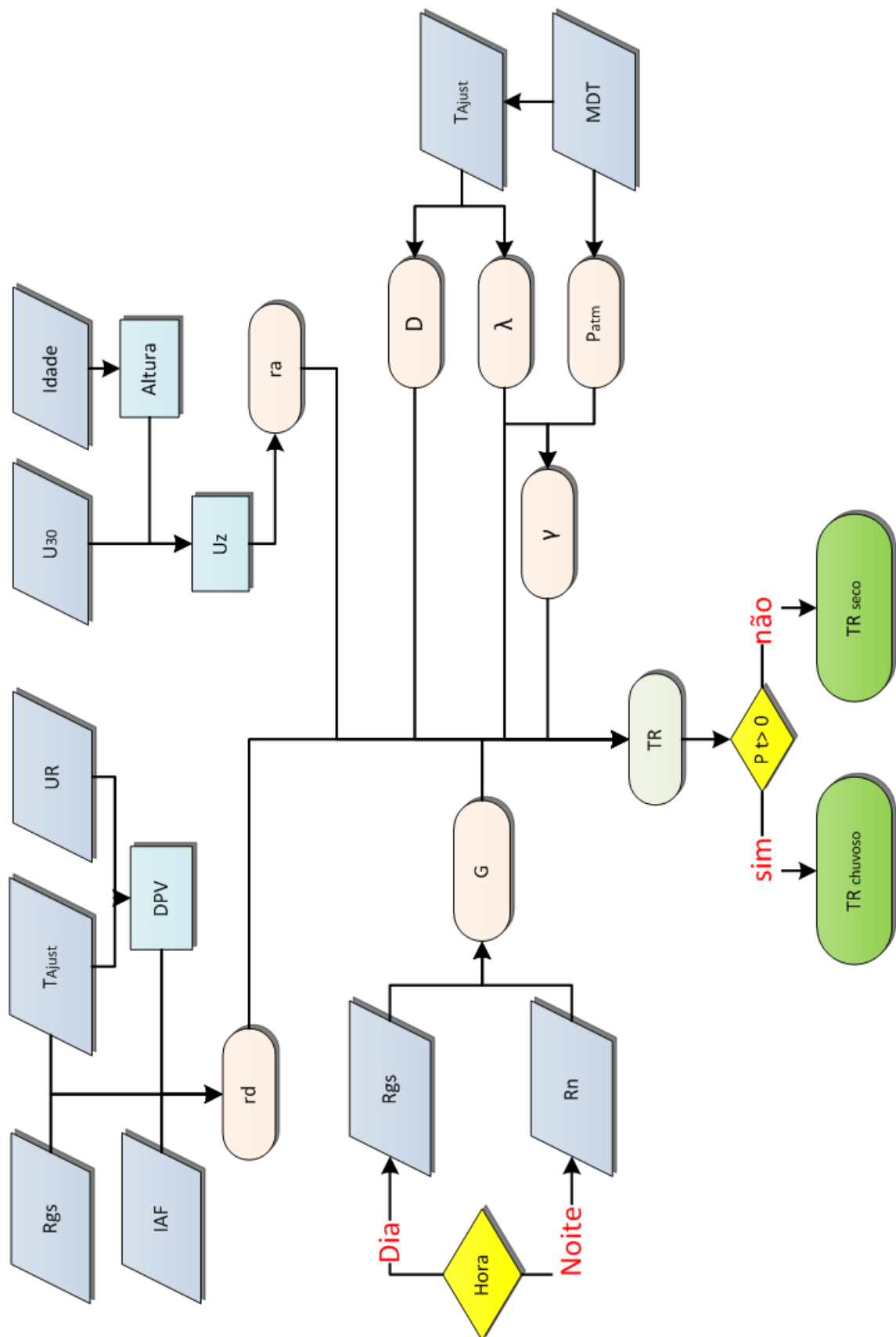


Figura 11 – Fluxograma das etapas do desenvolvimento para determinação da transpiração real.

Com base no modelo digital do terreno (MDT), tipo de solo e cobertura vegetal, juntamente com dados meteorológicos em escala horária, foram estimados os componentes do balanço hídrico. A partir do MDT foram determinadas altitudes, sombreamentos, inclinações, orientações das encostas para cada célula. Nas células sombreadas considerou-se somente a componente difusa da R_g , nas não sombreadas, ajustou a componente direta em função topografia e somou com a difusa, resultando na R_{gs} . Subtraindo a radiação refletida da R_{gs} obteve-se o balanço de ondas curtas (BOC). Na estimativa do balanço de ondas longas (BOL) foram considerados os ajustes da temperatura em função da topografia (Figura 12).

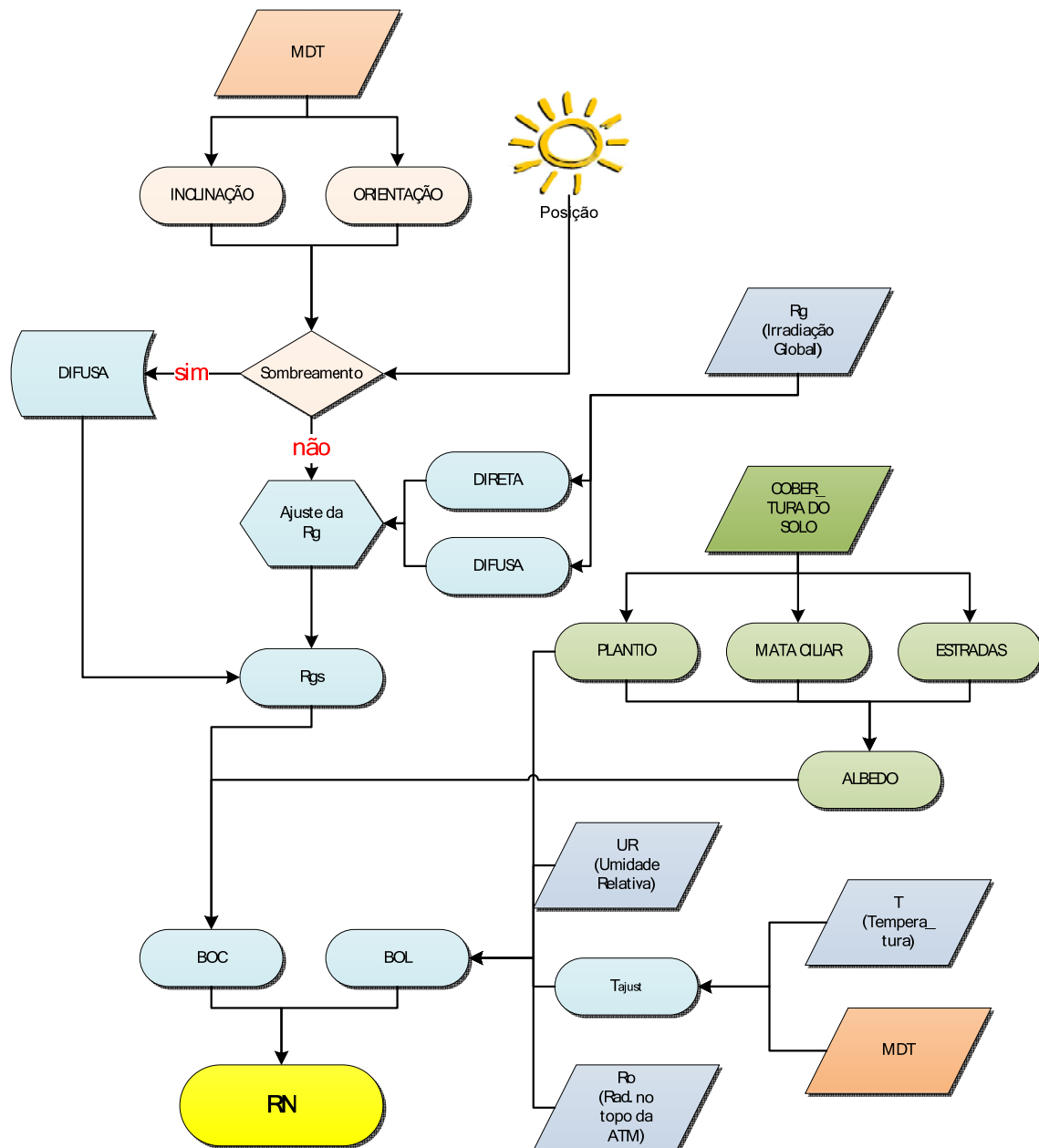


Figura 12 – Fluxograma das etapas do desenvolvimento para determinação do Saldo de radiação.

A estimativa do saldo de radiação (Rn) foi em escala horária, e integrado dia a dia. A partir do Rn diário e outros dados meteorológicos foi estimada a transpiração real. Nos dias em que ocorreram precipitações pluviais, foram calculadas as interceptações pela cobertura vegetal (ICV), o excesso hídrico (Eh) e finalmente o armazenamento de água no solo disponível para planta.

3.4.1. Balanço Hídrico

O balanço hídrico foi realizado para a camada de solo que contém as raízes, a qual varia em função da idade das plantas. Neste volume de controle, a variação do armazenamento de água no solo foi dada pela contabilização da entrada e saída de água, isto é:

$$ARM_i = ARM_{i-1} + P_i - ICV_i - TR_i - Eh \quad (11)$$

em que:

ARM_i = armazenamento de água no dia i (mm);

ARM_{i-1} = armazenamento de água no dia anterior (mm);

P_i = precipitação pluvial total no dia i (mm);

ICV_i = total interceptado de água da chuva pelo dossel e pela serrapilheira no dia i (mm);

TR_i = transpiração no dia i (mm);

Eh = Excesso hídrico (mm).

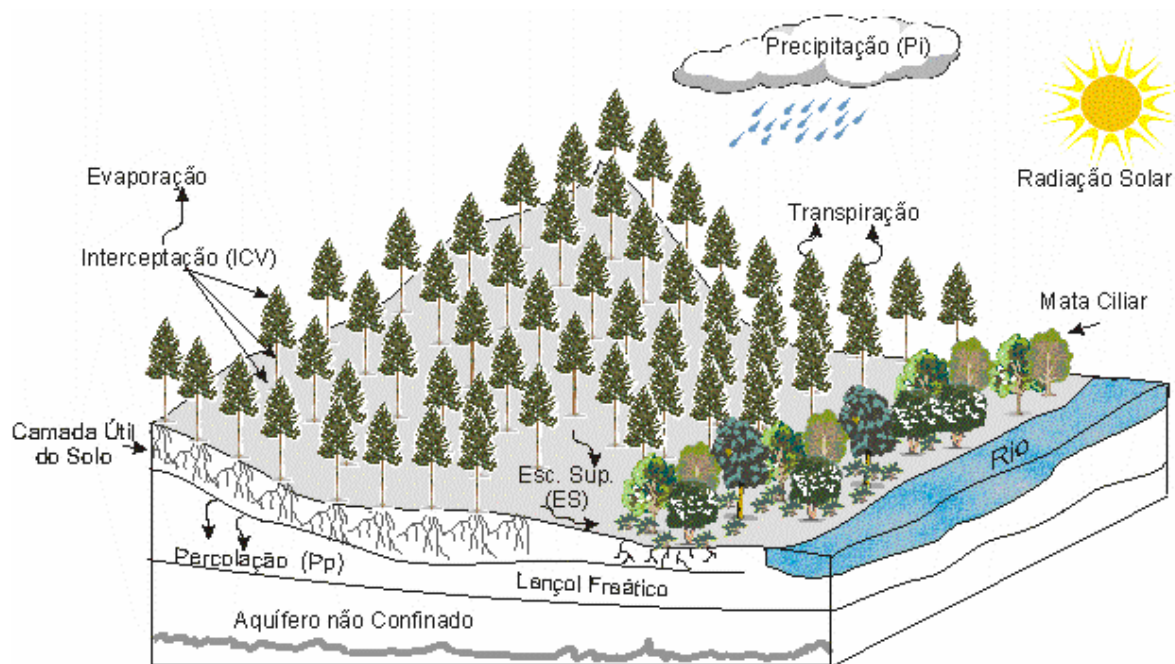


Figura 13 – Representação dos componentes do balanço hídrico.

O cálculo do balanço hídrico foi iniciado a partir do mês em que a precipitação acumulada foi suficiente para atingir a capacidade máxima de água armazenada pelo solo (CAD). O modelo foi alimentado com dados horário de uma estação meteorológica automática localizada a menos de 15 km da microbacia, a uma altitude de 977 m. Após determinar a Tr em escala horária, ela era integrada de forma diária a fim de se adequar à proposta de simulação. Para o cálculo do CAD foi utilizado o modelo matemático desenvolvido por MAESTRI (2003), ajustado a uma base de dados de amostragem coletados em plantios na região de Aracruz – ES, a fim de determinar a profundidade do sistema radicular (PSR) sendo expressa em centímetros.

$$PSR = 287,31 \cdot \left(1 - e^{-0,19483 \cdot Idp}\right)^{1,02190} \quad r^2 = 66,2 \quad (12)$$

em que,

Idp = Idade da planta (anos).

3.4.1.1. Determinação da Interceptação da Água da Chuva pelo Dossel e pela Serrapilheira (ICV).

Os totais diários da interceptação da água da chuva pelo dossel e pela serrapilheira foram estimados com base no modelo de Rutter et al. (1971, 1975) modificado por Silva (2000).

3.4.1.2. Determinação da Transpiração Real

Para a estimativa da transpiração potencial (TRp) foi utilizada a equação de Penman - Monteith (1965), o qual inclui os componentes aerodinâmicos e do balanço de energia. A resistência aerodinâmica (r_a) foi obtida utilizando a equação apresentada por Allen et al. (1991) calibrada pelos dados de velocidade do vento que foram instalados nas torres. Uma modificação a ser efetuada no tratamento da equação de Penman-Monteith é relacionada à estimativa da resistência do dossel onde foi usado o modelo proposto por Carneiro (2005), que foi utilizado em experimentos realizados em plantios adultos de eucaliptos na bacia do Rio Doce.

$$r_s = 412,93 (DPV \times T \times Rg^{-1})^{0,5741} \quad (13)$$

em que:

r_s = resistência estomática ($s\ m^{-2}$);

DPV = déficit de pressão de vapor (kPa);

T = temperatura ($^{\circ}C$);

Rg = irradiância solar global ($W\ m^{-2}$);

Determinada a transpiração potencial, a mesma foi multiplicada pelo coeficiente de umidade do solo (K_s), obtendo-se a transpiração real (TRr)

$$TRr = TRp \times Ks \quad (14)$$

O coeficiente de umidade do solo foi estimado por:

$$K_s = \frac{\ln(Arm + 1)}{\ln(CAD + 1)} \quad (15)$$

A altura média de uma planta (h_p) e o índice de área foliar (IAF) foram estimados com base em modelos matemáticos proposto por Facco (2004), gerado a partir de dados coletados pela Cenibra S.A., na região de Rio Doce, para plantas de 1 a 7 anos de idade, conforme equações a seguir:

$$h_p = -0,2085 + 7,2478I_{dp} - 0,5306 \cdot I_{dp}^2 \quad (16)$$

$$IAF = -0,56 \cdot I_{dp} + 4,9033 \quad (17)$$

A temperatura média diária sofreu um ajuste em função da altitude de cada célula da microbacia. Para este fim, foi considerada a atmosfera com razão adiabática seca, e aplicou-se uma variação de 0,7 °C da temperatura medida a cada 100 m de diferença entre a altitude da estação meteorológica e a altitude da célula (VIANELLO, et al. , 2002).

O saldo de radiação foi calculado em escala horária considerando a topologia das microbacias em estudo e foram obtidos totais diários pela soma dos valores horários. Foram consideradas tanto as inclinações e as orientações das encostas quanto o sombreamento para os cálculos da energia diária em cada célula. A metodologia completa para determinar o R_n é descrita em detalhes por FACCO (2004).

Adotou-se como transpiração real da mata ciliar 90% da transpiração do eucalipto.

3.4.1.3. Excesso Hídrico

Foi considerado que o excesso hídrico é a água perdida tanto por escoamento superficial quanto por percolação profunda. O excesso ocorre quando o solo atinge a capacidade de água disponível (CAD) e continua ocorrendo precipitação pluvial.

$$E_h = (ARM_{i-1} + P_i - I_{CV_i} - TR_i) - CAD \quad (18)$$

$$\text{Se } E_h < 0 \rightarrow E_h = 0 \quad (19)$$

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. Características Físicas da Microbacia Hidrográfica

A microbacia estudada possui relevo bem acentuado com inclinações de rampas predominantemente entre 10 e 40 graus e orientação variando de norte a sul. A declividade média da bacia é de aproximadamente 47,78 %, ou seja, relevo montanhoso. Apenas 0,34% da área da bacia é plana, 1,7% é suavemente ondulada, 9,3% é ondulada, 36,2% fortemente ondulada, 39,1% montanhoso e 13,3% é da bacia tem relevo escarpado. A declividade média do curso d'água é de 3,8%. Tanto a declividade média da bacia, quanto à declividade média dos cursos d'água, favorecem maior velocidade do escoamento pela superfície do solo e pela calha do curso d'água, respectivamente. As características físicas da microbacia são apresentadas no Quadro 03.

Quadro 03 - Características físicas da microbacia do projeto Vai e Volta.

Área (ha)	39,766
Perímetro (m)	3256
Declividade média da bacia (%)	47,78
Declividade média do talvegue (%)	3,8
Densidade de drenagem (km/km ²)	1,704
Coefficiente de Compacidade (adm.)	1,44
Fator Forma (adm.)	1,99
Sinuosidade (%)	1,28
Altitude Mínima (m)	873
Altitude Máxima (m)	1072
Delta Altitude (m)	201
Latitude Central (°)	-19° 28' 11"
Longitude Central (°)	-42° 48' 52"

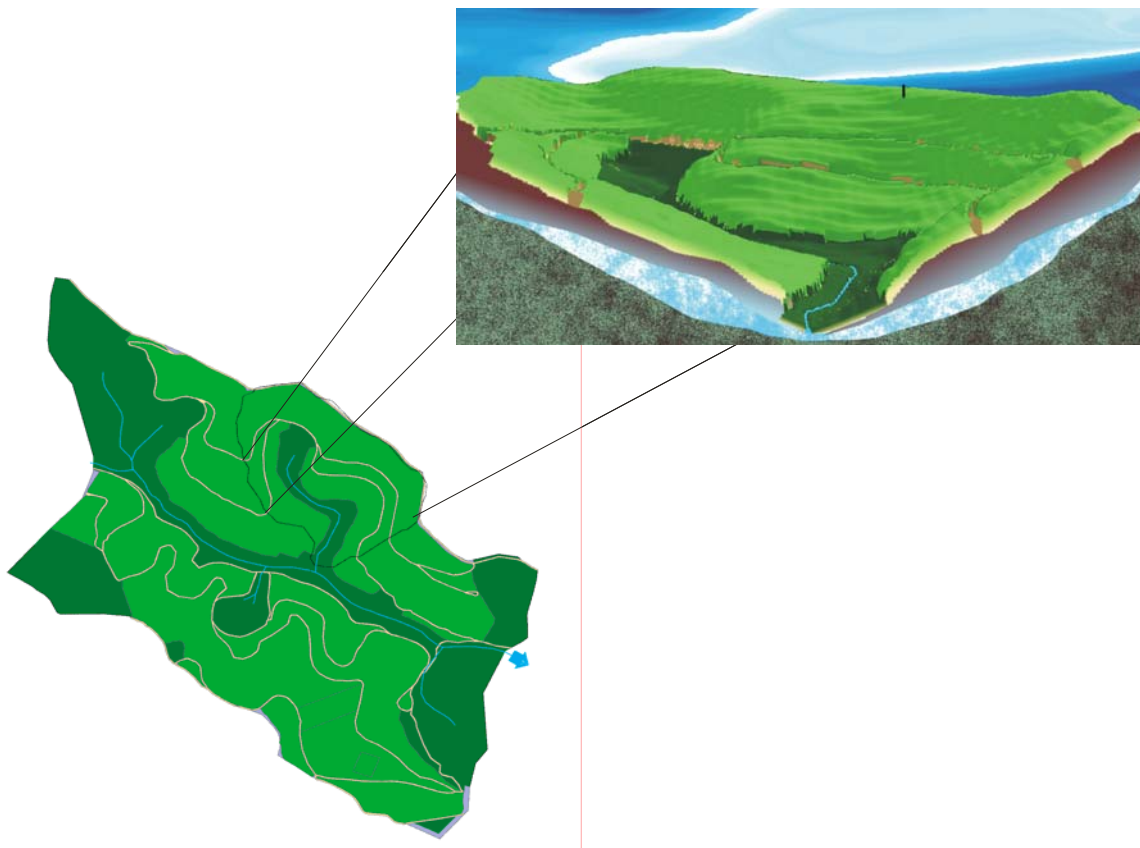


Figura 14 - Visualização tridimensional da localização no projeto Vai e Volta.

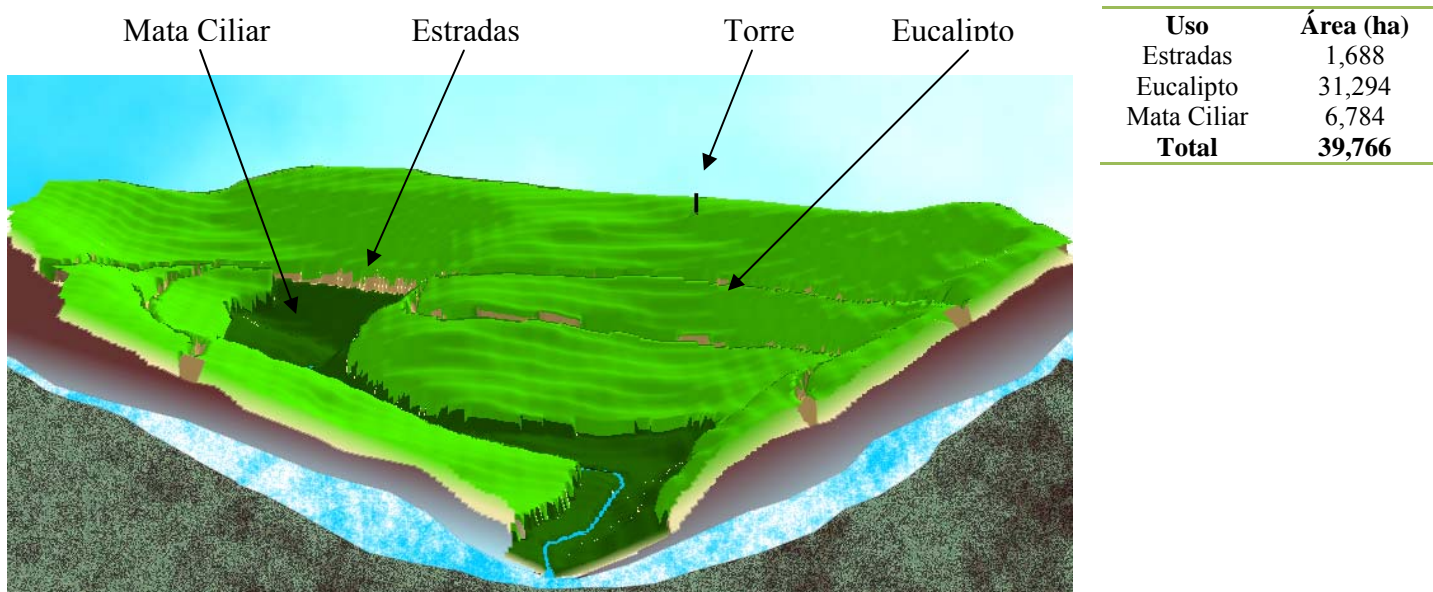


Figura 15 - Visualização tridimensional do tipo de cobertura do solo.

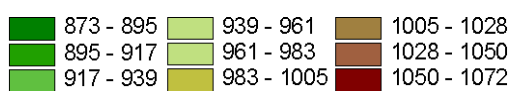
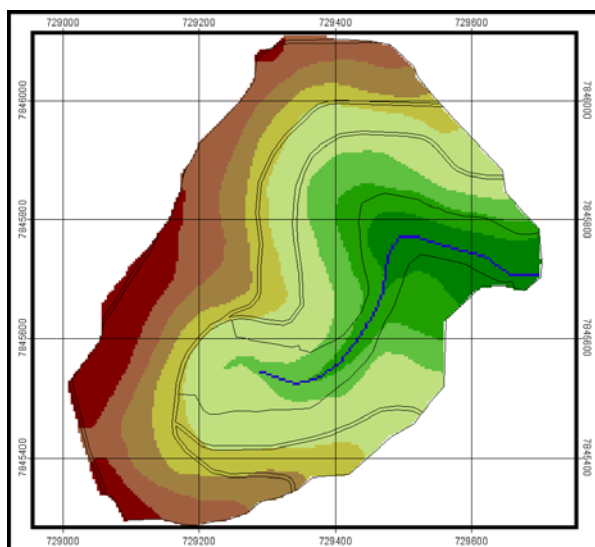


Figura 16 - Modelo digital de elevação hidrologicamente consistente, dado em metros.

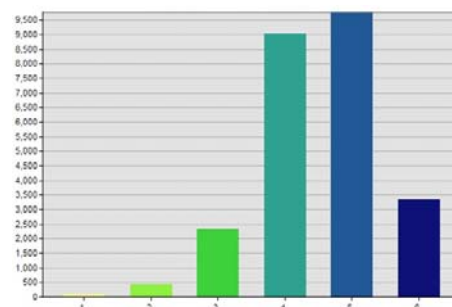
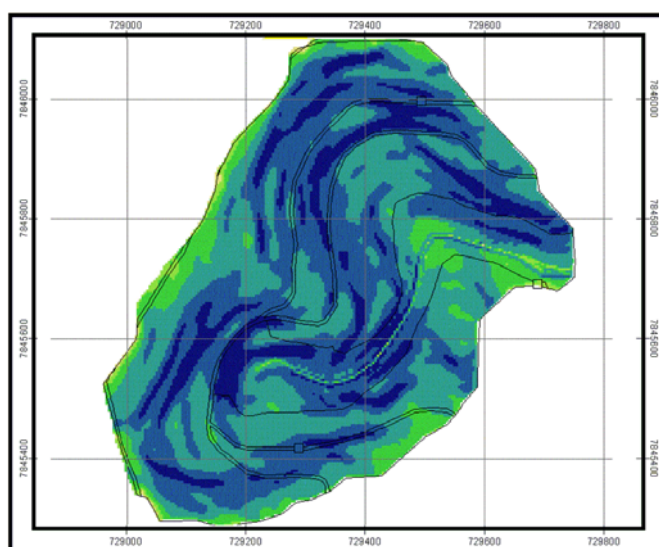


Figura 17 - Modelo digital e frequência de declividade das encostas, dado em graus e número de célula respectivamente.

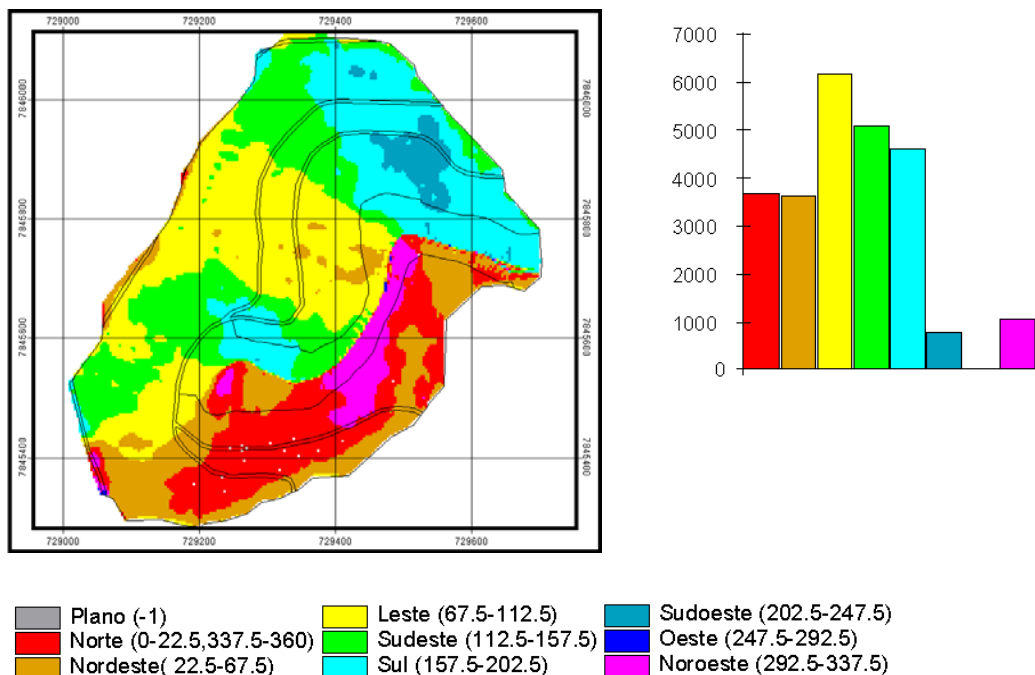


Figura 18 - Modelo digital e frequência do azimute de quadrícula (Orientação) das encostas.

4.2. Elementos Climáticos

4.2.1. Temperatura do Ar

Dentre os elementos climáticos, a temperatura do ar tem uma grande influência direta sobre muitos processos fisiológicos que ocorrem na natureza. Ela está relacionada com o desenvolvimento e crescimento das plantas, devido ao seu efeito na velocidade das reações químicas e dos processos internos de transporte. A Figura 19 apresenta a variação da temperatura média mensal de uma série histórica de dados de 2000 a 2007, dos anos de 2005, 2006 e 2007, e os desvios padrão em relação à série histórica. Em todos os meses foi determinada baixa dispersão da temperatura em relação aos valores médios, indicando que as médias das temperaturas proporcionam uma boa representatividade da amostra. As temperaturas de 2005 e 2006 foram consideradas estatisticamente diferentes da temperatura média da série ao nível de significância de 5%, e a temperatura de 2007 foi considerada estatisticamente igual.

Ao comparar as temperaturas médias mensais dos três anos de estudos com as temperaturas médias mensais da série histórica da estação meteorológica de oito anos,

percebe-se que nos três anos a temperatura ficou abaixo da média, com exceção dos meses de fevereiro de 2006, outubro de 2005 e novembro e dezembro de 2007. Em média as temperaturas foram de 17,2°C, 17,2°C e 17,9°C nos anos de 2005, 2006 e 2007 respectivamente. Os meses de outubro, novembro e dezembro são caracterizados pela transição entre o período seco e o chuvoso, além de ser a época do ano em que, normalmente, ocorrem os maiores picos de temperatura. Em 2007, especificamente, uma massa de ar tropical continental esteve ativa e impediu o avanço das frentes frias sobre a região Sudeste, incluindo Minas Gerais, durante o início da primavera. Com isso, ocorreu maior incidência de radiação solar, provocando uma elevação acentuada das temperaturas. Observa-se, ainda, na Figura 19, que as temperaturas dos três anos, estão concentradas dentro dos limites dos desvios padrão.

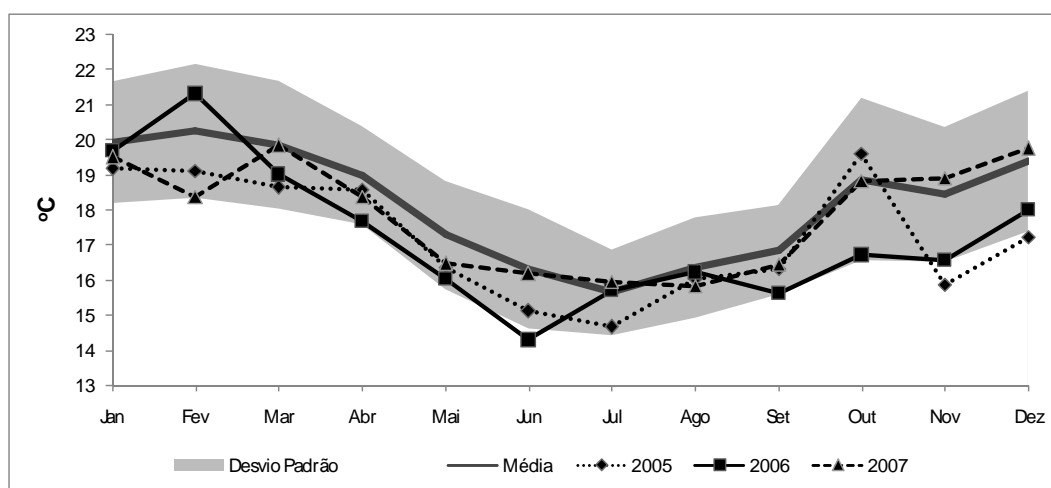


Figura 19 - Comparação das temperaturas médias mensais durante o período de estudo com a temperatura média e desvios padrão da série histórica da estação.

As figuras 20 e 21 mostram a distribuição de frequência ou probabilidade dos eventos de temperatura média mensal com base na série histórica de 8 anos. Para facilitar a interpretação são definidos aqui como outono os meses de fevereiro a abril, inverno os meses de maio a julho, primavera os meses de agosto a outubro e de verão os meses novembro, dezembro e janeiro. Sabe-se que estas estações não ocorrem exatamente nesses meses. Desta forma, ao se analisar “sazonalmente” verifica-se que no outono, a faixa de temperatura mais provável de ocorrer é entre 18 e 20 °C, com 63%, nesta estação a temperatura média mensal não supera a 25 °C. No inverno as temperaturas entre 15 e 17 °C possuem 58% de

probabilidade de ocorrer e a temperatura não supera a 21 °C. Já na primavera, as temperaturas mais prováveis de ocorrer variam entre 15 e 18 °C, com 75% de probabilidade e a máxima provável é de 25 °C. E finalmente no verão, as temperaturas mais esperadas de acordo com a série histórica variam entre 18 e 20 °C, com probabilidade de 75%. Nesta estação do ano ainda não ocorreu temperatura média mensal superior a 24 °C.

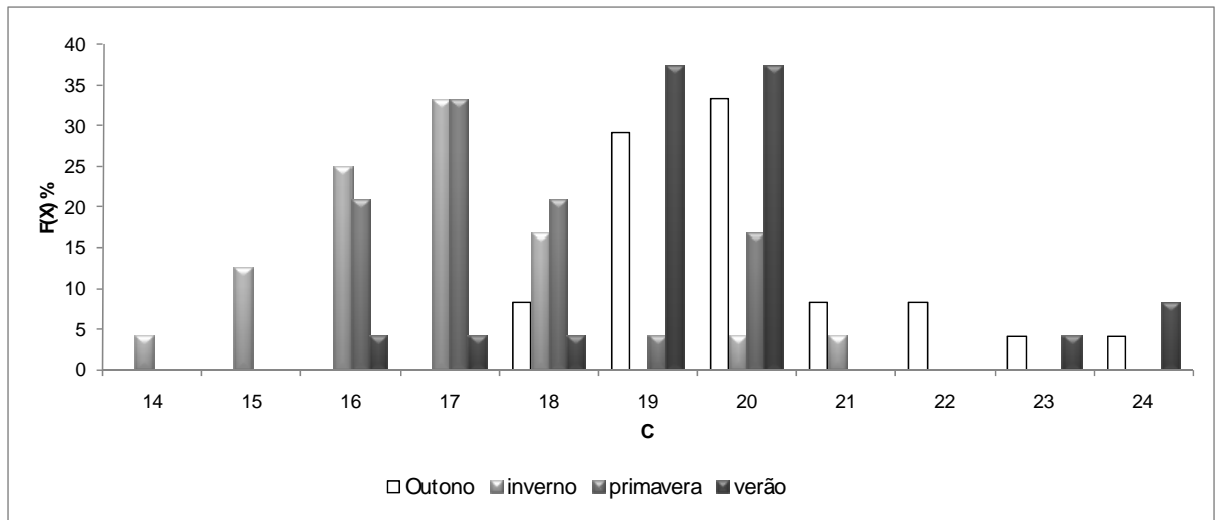


Figura 20 - Distribuição das freqüências relativas percentual das temperaturas médias mensais.

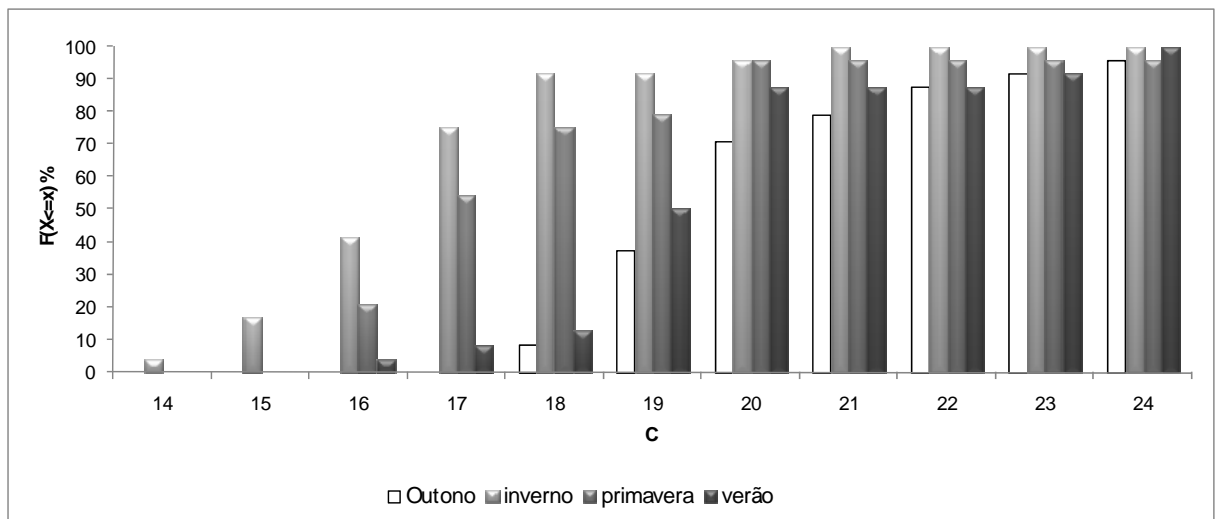


Figura 21 - Distribuição das freqüências relativas acumulada das temperaturas médias mensais.

4.2.2. Umidade Relativa do Ar (UR)

Em média a UR na estação de Cocais foi de 84,8 %, 82,8 % e 80% nos anos de 2005, 2006 e 2007 respectivamente, enquanto para a série histórica de 8 anos a UR média anual foi de 77,2%. Nos três anos a UR média foi considerada estatisticamente diferente da UR média da série ao nível de significância de 5%.

Comparando a UR média mensal dos anos estudados com UR média mensal da série histórica verificou-se que na maioria dos meses, as umidades relativas do ar dos três anos estudados foram superiores as umidades relativas médias da série, mas estavam contidas no desvio padrão. O coeficiente de variação médio para a UR da série histórica foi de 13%, mostrando que a dispersão em torno da média é baixa Figura 22.

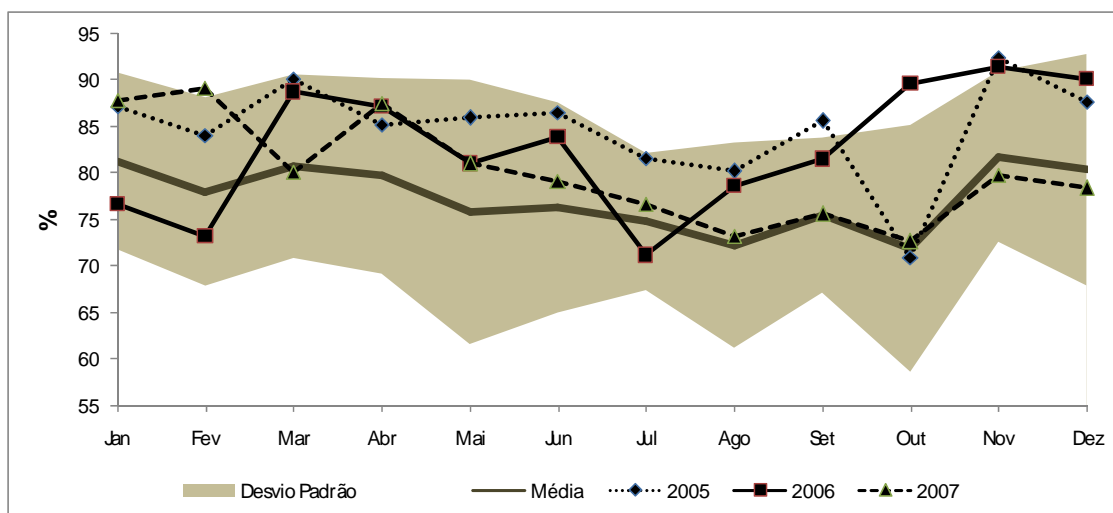


Figura 22 - Comparação das umidades relativas médias mensais durante o período de estudo com a temperatura média e desvios padrão da série histórica da estação.

4.2.3. Velocidade Média do Vento

A velocidade do vento é um elemento climático necessário no cálculo da evapotranspiração, pois o processo de remoção do vapor de água depende, em grande parte, do vento e da turbulência que transfere o ar sobre a superfície evaporante. O vento remove a camada de ar acima da superfície evaporante, criando uma condição favorável à formação de um gradiente de pressão de vapor, aumentando, dessa forma, o poder evaporante no local. Nos três anos analisados, a velocidade média mensal do vento foi de $4,3 \text{ ms}^{-1}$, $4,1 \text{ ms}^{-1}$ e $4,3$

ms^{-1} nos anos de 2005, 2006 e 2007, respectivamente. Já a velocidade média mensal da série histórica foi de $4,2 \text{ ms}^{-1}$, com um coeficiente de variação de 6%, justificando a boa representabilidade da média. As velocidades médias do vento dos três anos foram consideradas estatisticamente iguais a da média da série ao nível de significância de 5% (Figura 23),

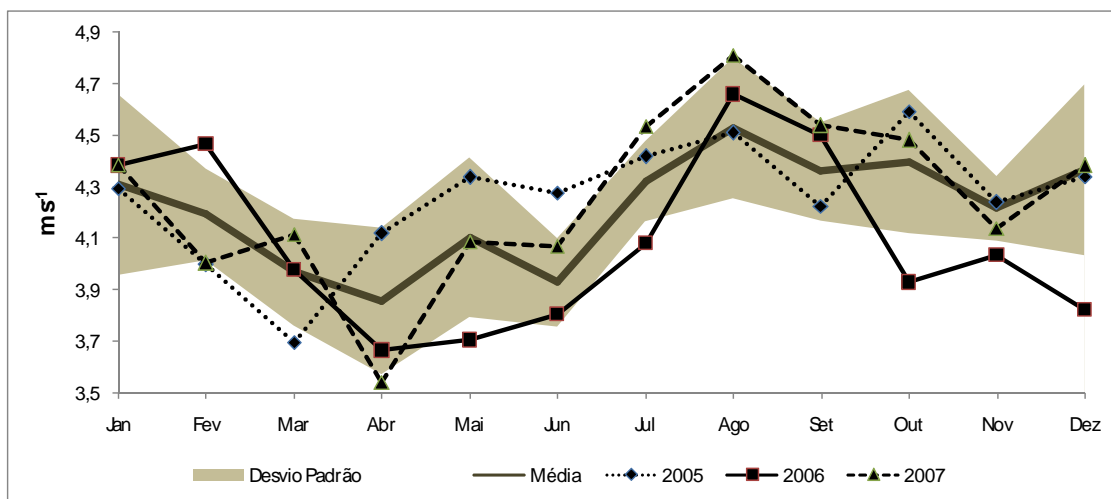


Figura 23 - Variação da velocidade do vento média mensal.

4.2.4. Radiação Solar Global (R_g)

A radiação solar é considerada o elemento climático mais importante na estimativa da taxa de evapotranspiração. Ao nível de 5% de significância as R_g médias mensais dos anos de 2005 e 2006 não diferiram estatisticamente da R_g da série histórica de 8 anos (SR), e a de 2007 foi considerada estatisticamente diferente. Conforme foi descrito no item temperatura do ar, em 2007 uma massa de ar tropical continental esteve ativa e impediu o avanço das frentes frias sobre a região Sudeste durante o início da primavera, acarretando maior incidência de radiação solar nesse período.

Observa-se pela figura 24 que no ano de 2005 a R_g flutuou muito próximo a média da SR, com exceção do mês de outubro, onde, conforme pode se observar na figura 24, a R_g atingiu $20 \text{ MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ em quanto à média dos oito anos foi de $16,8 \text{ MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$. Já no mês de junho a R_g registrada foi menor, ficando em $10,4 \text{ MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ e a da SR foi de $12 \text{ MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$.

Em 2006 a R_g foi diferente da SR no período chuvoso, ficando acima da média nos meses de janeiro e fevereiro e abaixo nos meses outubro novembro e dezembro. Nos demais

meses a variação foi pequena em relação a SR. Já em 2007, nos meses de janeiro, fevereiro e abril a Rg ficou próxima à da média, porém nos outros meses foram registrados valores superiores a SR.

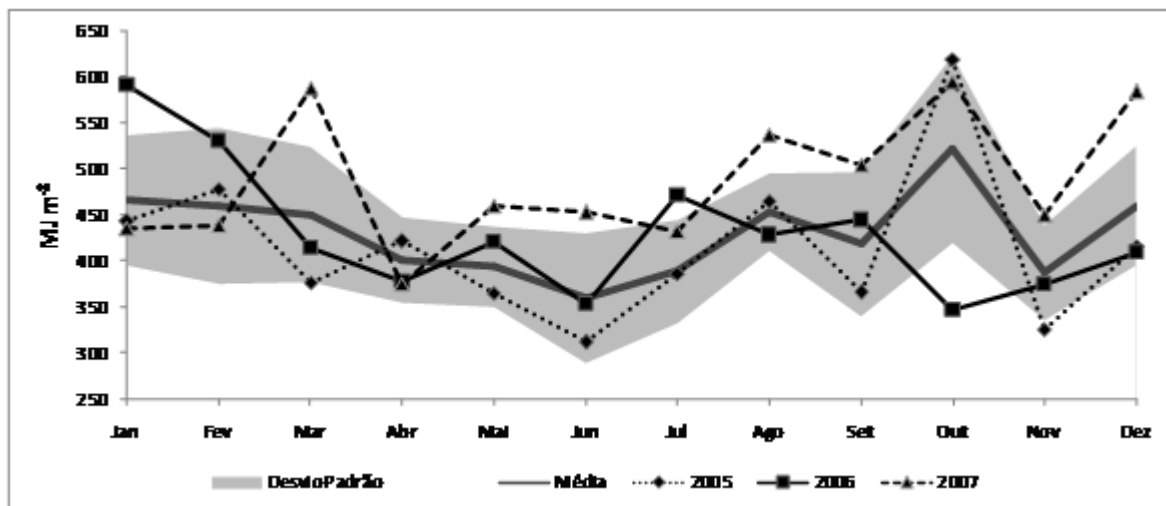


Figura 24 - Variação da radiação solar global média mensal.

4.2.5. Precipitação Pluvial

Em média, o período chuvoso (PC) na regional de Cocais ocorre entre os meses de outubro a março. No ano hidrológico 2004/2005 o PC iniciou no dia 19 de novembro e encerrou em 01 de abril de 2005; no ano hidrológico 2005/2006 o PC foi de 30 de outubro a 11 de maio; já em 2006/2007 o PC foi de 12 de outubro a 27 de fevereiro e, finalmente, no ano hidrológico 2007/2008 o PC iniciou-se em 19 de outubro e terminou em 07 de fevereiro. Em média a duração do PC nesta regional é de 160 dias, e somente no PC de 2005/2006 a duração foi superior à média, totalizando 193 dias. O PC de 2007/2008 durou 111 dias.

Os totais de precipitação foram de 1.545, 1.387 e 964 mm nos anos de 2005, 2006 e 2007 respectivamente, já o total anual médio, com base na série histórica de 23 anos, é de 1.281 mm. A precipitação total anual de 2007 foi a menor de toda a série histórica. A Figura 25 mostra a variação da precipitação nos três anos estudados e as precipitações mínimas, médias e máximas da série histórica. Observa-se nesta figura, que em 2005 e 2006 a precipitação ficou próxima à média histórica, mas em 2007 os totais precipitados estiveram em sua maioria abaixo dos valores médios.

Verifica-se pela Figura 26, que apenas no mês de março de 2005 o total precipitado foi ficou fora do esperado ao se considerar os totais mensais da série histórica. Ao nível de 5% de significância as precipitações ocorridas nos anos de 2005 e 2006 foram consideradas estatisticamente iguais com a precipitação média da série histórica, e a de 2007 foi considerada estatisticamente diferente.

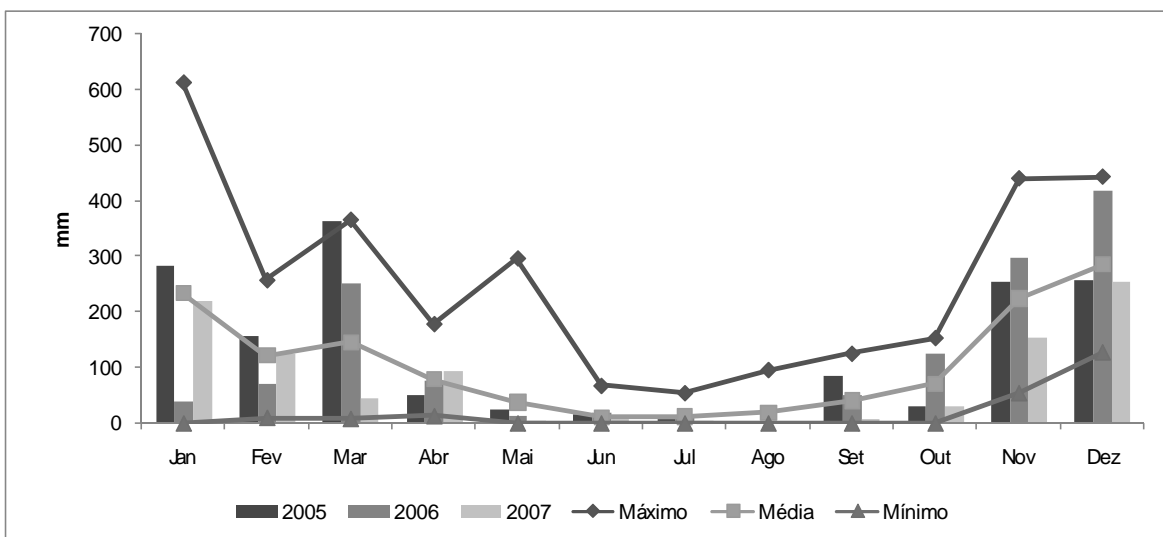


Figura 25 - Variação dos totais mensais da precipitação dos três anos estudados; precipitações mínimas, médias e máximas da série histórica.

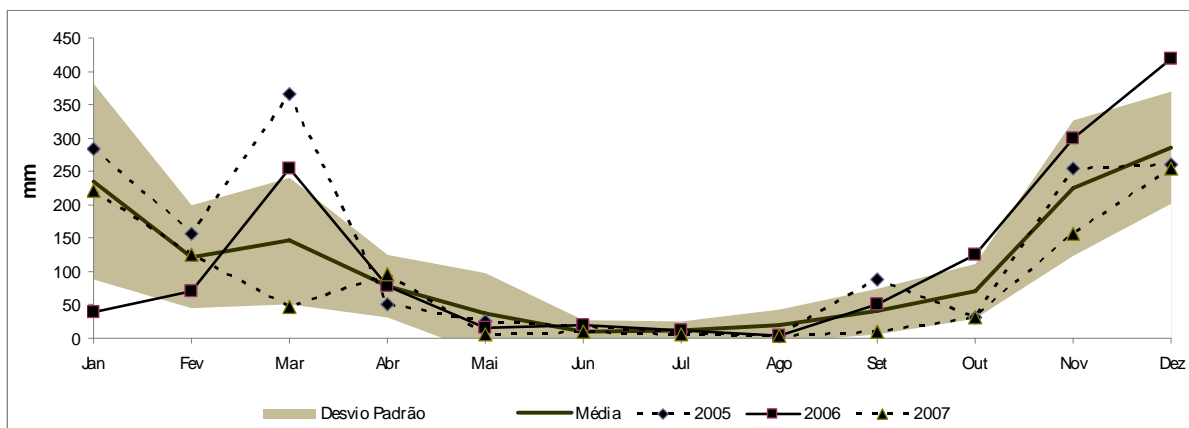


Figura 26 - Variação dos totais de precipitação mensal.

A figura 27 mostra a variação entre os totais precipitados mensalmente entre os anos de 2005 e 2006, 2005 e 2007, e entre 2006 e 2007. Verifica-se que o total precipitado em janeiro de 2005 foi 622% maior do que em janeiro de 2006, e 27% maior do que em relação a 2007. Já o total no mês de janeiro de 2006 foi 82% menor do que o de 2007. No mês de

março o total em 2005 foi 44% maior do que o de 2006, 687% maior que 2007, e o de 2006 foi 446% maior que 2007. A variação entre os anos para o mês de setembro foi a maior. O total de 2005 foi 73% maior do que o de 2006 e 809% maior do que o de 2007, já a precipitação de 2006 foi 425% maior que a de 2007.

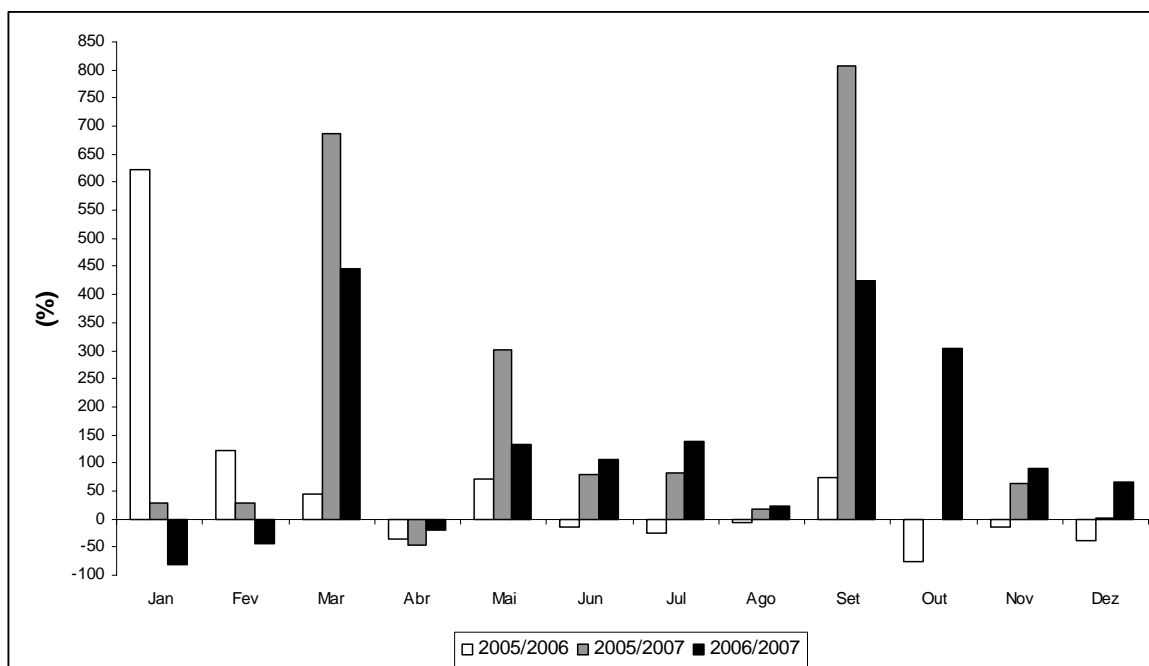


Figura 27 - Relação percentual entre os totais precipitados mensalmente para os anos estudados.

As figuras 28 e 29 mostram a distribuição de freqüência do total anual de precipitação com base na série histórica de 23 anos. A probabilidade de ocorrer um total anual menor que 1.000 mm é de aproximadamente 17%, 1.300 a 1.400 mm é de 13% e de 1.500 a 1.600 mm é de aproximadamente 8%. Os eventos mais prováveis de ocorrerem na regional de cocais é o de 1.200 a 1.300 mm com 21% de probabilidade. A faixa que vai de 1.100 a 1.500 mm tem 58% de probabilidade de ocorrer. Precipitações superiores a 1.285 mm têm 50% de probabilidade de ocorrerem.

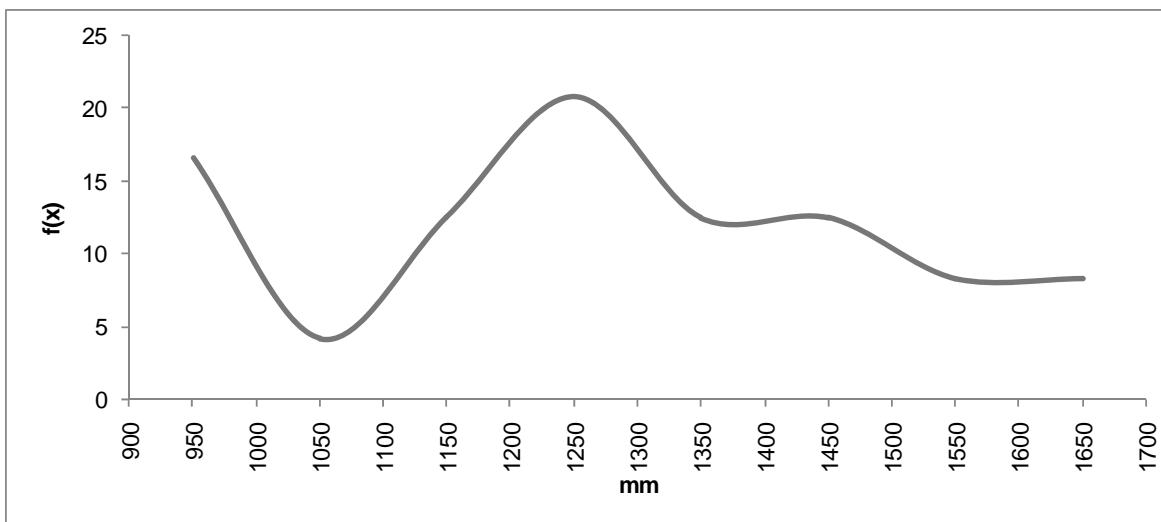


Figura 28 - Distribuição das frequências relativas da precipitação anual, dada em %.

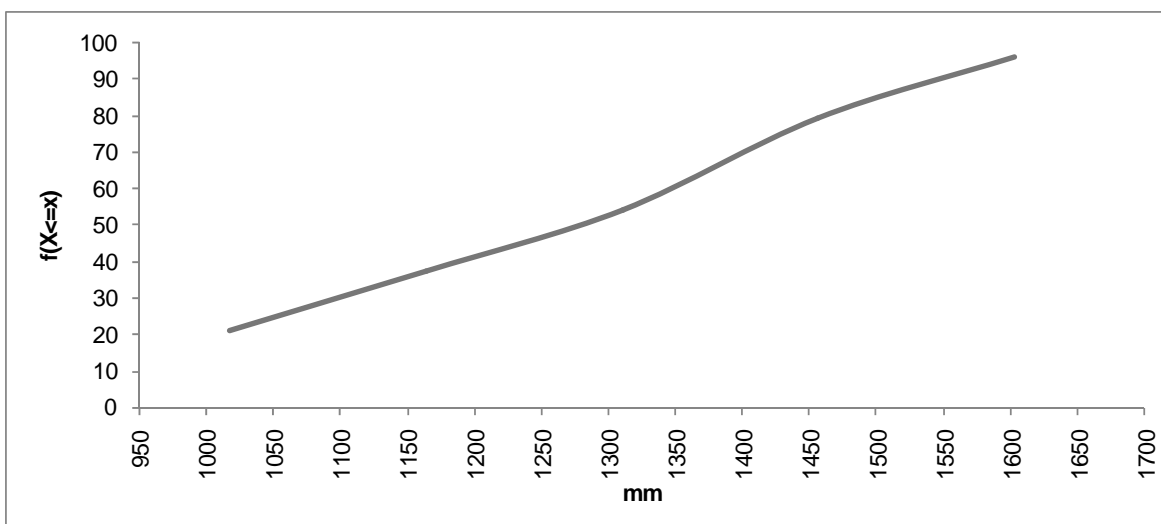


Figura 29 - Distribuição das frequências relativas acumuladas da precipitação anual, dada em %.

Pode-se verificar pela figura 30 que os totais mensais de precipitação no outono variam entre 0 e 350 mm, de acordo com a série histórica, sendo a faixa de 50 a 150 mm a com maior possibilidade de ocorrer, 70% de probabilidade. Já no inverno os totais menores que 50 mm tem 90% de probabilidade de ocorrer. Na primavera os totais entre 25 e 100 mm possuem 77% de probabilidade de ocorrer. E finalmente no verão, podem ocorrer totais mensais entre 100 e 450 mm, sendo a faixa entre 250 e 350 a mais provável, 52%.

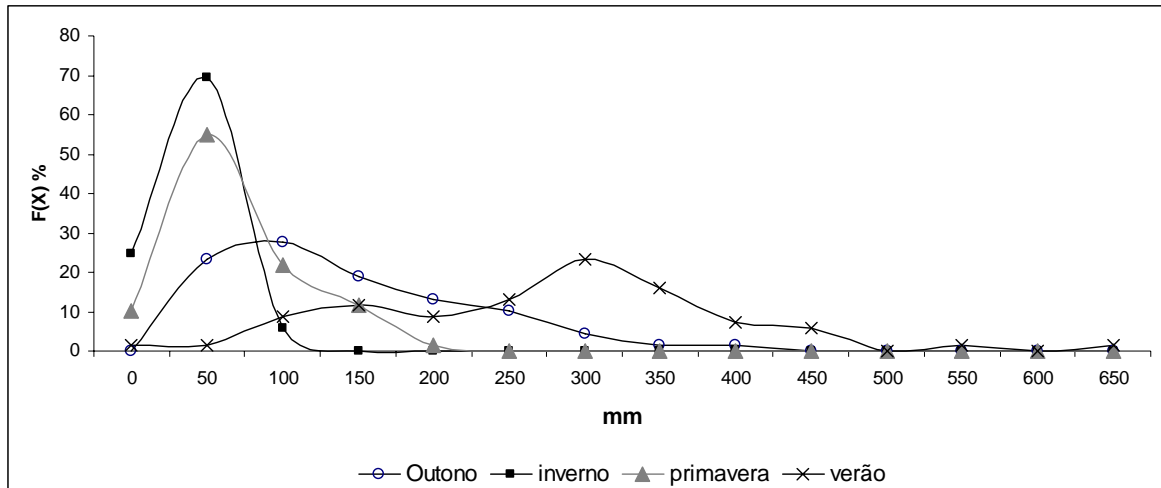


Figura 30 - Distribuição das frequências relativas da precipitação mensal, dada em %.

4.3. Vazão do curso d'água

Neste trabalho é definido como escoamento superficial a parte da vazão que deriva da precipitação que não infiltra na superfície do solo e escoamento básico aparte do escoamento provindo dos aquíferos subterrâneos (regularmente alimentados pela percolação de água no solo). E lamina escoada, a razão entre o volume que passa pelo vertedor em um intervalo de tempo, e a área da bacia.

Durante todo período monitorado houve escoamento sobre vertedor. A vazão média nos três anos foi de $5,1 \text{ L s}^{-1}$. Entre 2005 e 2007, observou-se uma redução contínua da vazão e do total de precipitação. De 2005 para 2006 a vazão reduziu aproximadamente 25%, enquanto na precipitação a redução foi de 11%. De 2006 para 2007 a vazão reduziu 10% e a precipitação 31%.

A figura 31 mostra a variação da vazão média mensal e do total mensal de precipitação para os três anos estudados, e a Figura 32 mostra a variação da lâmina escoada e da precipitação. Em 2005 a vazão média foi de $6,4 \text{ L s}^{-1}$ o que resultou em uma lâmina escoada de 508 mm. O escoamento superficial foi aproximadamente 0,7% do total escoado, ou seja 4 mm. Já a relação do escoamento superficial com a precipitação foi de 0,25%, ou seja, apenas 0,25% da precipitação foi convertida em ES. A menor vazão média mensal registrada neste ano foi de $5,3 \text{ L s}^{-1}$ e ocorreu no mês de julho, e a maior ocorreu no mês de

março, sendo registrado 9,2 Ls⁻¹. A variação das vazões médias entre o período seco e o chuvoso foi de 8%. A vazão oscilou muito pouco durante este ano, mesmo ocorrendo às menores precipitações no período seco. A explicação para este fato, é que neste ano a transpiração foi menor do que a dos outros anos, favorecendo, assim, a disponibilidade da água para abastecer o lençol freático.

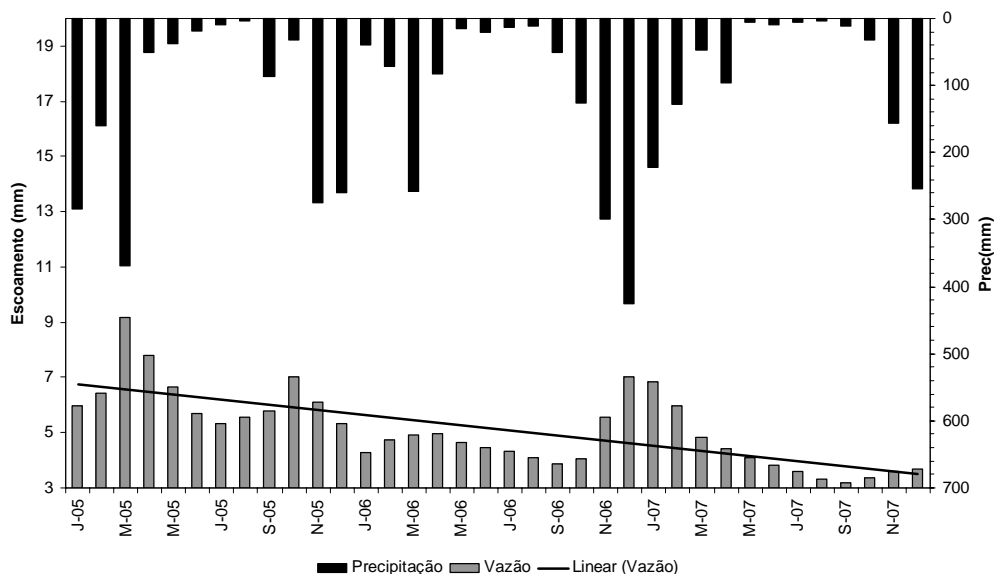


Figura 31 – Vazão média e o total mensal de precipitação, dados em Ls⁻¹ e mm, respectivamente.

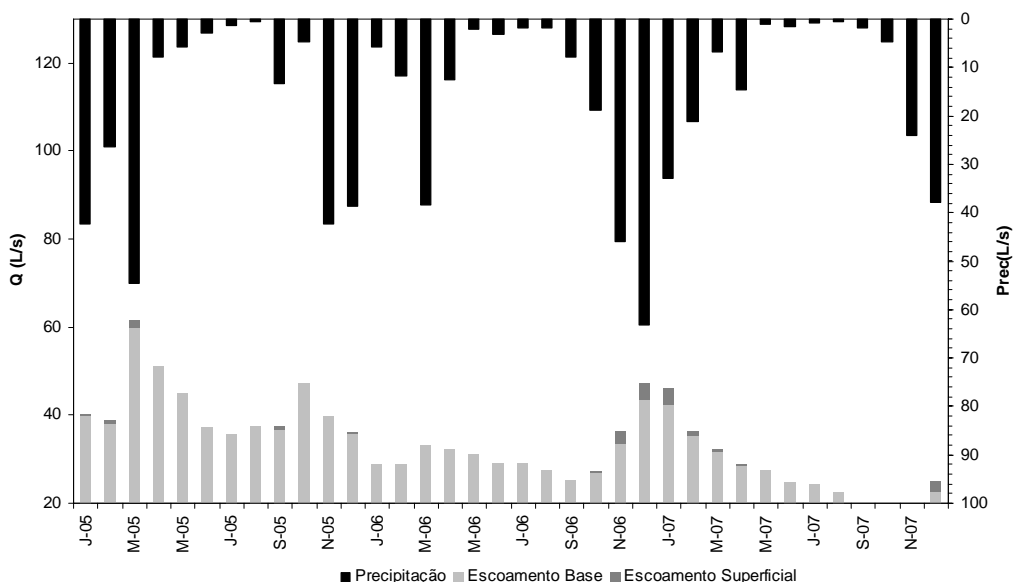


Figura 32 – Individualização do escoamento superficial do escoamento subterrâneo total mensal, dado em mm.

A vazão média em 2006 foi de $4,7 \text{ L s}^{-1}$ e a lâmina escoada foi de 376 mm. O escoamento superficial total anual foi de 7,5 mm, representando 0,53% da precipitação. No período chuvoso e seco as vazões foram, respectivamente, $5,09$ e $4,39 \text{ L s}^{-1}$, ou seja, uma redução de aproximadamente 14%, já a variação da precipitação entre estes dois períodos foi de 84%.

Em 2007, a vazão média foi de $4,2 \text{ L s}^{-1}$ resultando em uma lâmina escoada de 335 mm. Já o total anual escoado superficialmente foi de 8,7 mm, ou seja, 0,89% do total anual de precipitação. No período chuvoso e seco as vazões foram respectivamente, $4,7$ e $3,8 \text{ L s}^{-1}$, uma redução de aproximadamente 21%. A precipitação entre estes dois períodos variou de 84%. De forma geral, o plantio florestal, mostrou-se um importante poder regulador de vazão, mantendo o fluxo contínuo e praticamente homogêneo durante todo o ano. O seu sistema radicular favorece a infiltração da água no solo, o que proporciona a maior permanência desta água na microbacia hidrográfica. Conseqüentemente com o aumento da infiltração, há uma redução do escoamento superficial e dos impactos por ele causado.

O escoamento superficial médio dos três anos estudados foi de aproximadamente 20 mm, o que resulta em uma relação de 0,5% dos totais precipitados. Apesar da metodologia empregada ser diferente, estes resultados foram coerentes com o que Ranzini et al. (2004) encontraram ao estudarem o processo hidrológico de uma microbacia na Mata Atlântica, para este estudo o escoamento superficial foi de 0,2% da precipitação total. Resultado semelhante obtido em comparação por Brito et al. (2005), ao estudarem sistemas de manejo diferenciados de uso do solo no centro leste do estado de Minas Gerais, para determinação das perdas de solo e água e que obtiveram, no período de 15 meses, valores de perda de água por escoamento superficial, sendo de 0,19% em florestas nativas, 0,78% em pastagem nativa de longa duração, 2% em solo descoberto, solo sob plantio de eucalipto no sentido do declive do terreno com queima de restos culturais, 1,5% em solo sob plantio de eucalipto no sentido do declive do terreno sem queima de restos culturais, e 0,73% em solo sob plantio de eucalipto em nível sem queima de restos culturais. Ao estudar perdas de solo e água em sistemas florestais na região de Aracruz (ES), no período de janeiro de 1997 a agosto de 2000, Martins et al. (2003) determinaram em sistemas ocupados por mata nativa em três solos diferentes, uma variação de perda de água por escoamento superficial em valores médios de 0,92 a 2,05%.

A partir da análise do ietograma e do hidrograma a ele associado, foi possível observar o tempo do início da precipitação, tempo do início do escoamento superficial, tempo no qual a maior parte ou toda a bacia estará contribuindo com o escoamento superficial e o tempo final da precipitação e do escoamento superficial. O tempo de retardamento é definido como o intervalo entre o tempo correspondente a intensidade máxima de precipitação e o tempo correspondente a vazão máxima de escoamento superficial. Na média, o tempo de retardo observado nos hidrogramas foi de aproximadamente 45 minutos. A Figura 33 exemplifica um das figuras analisados.

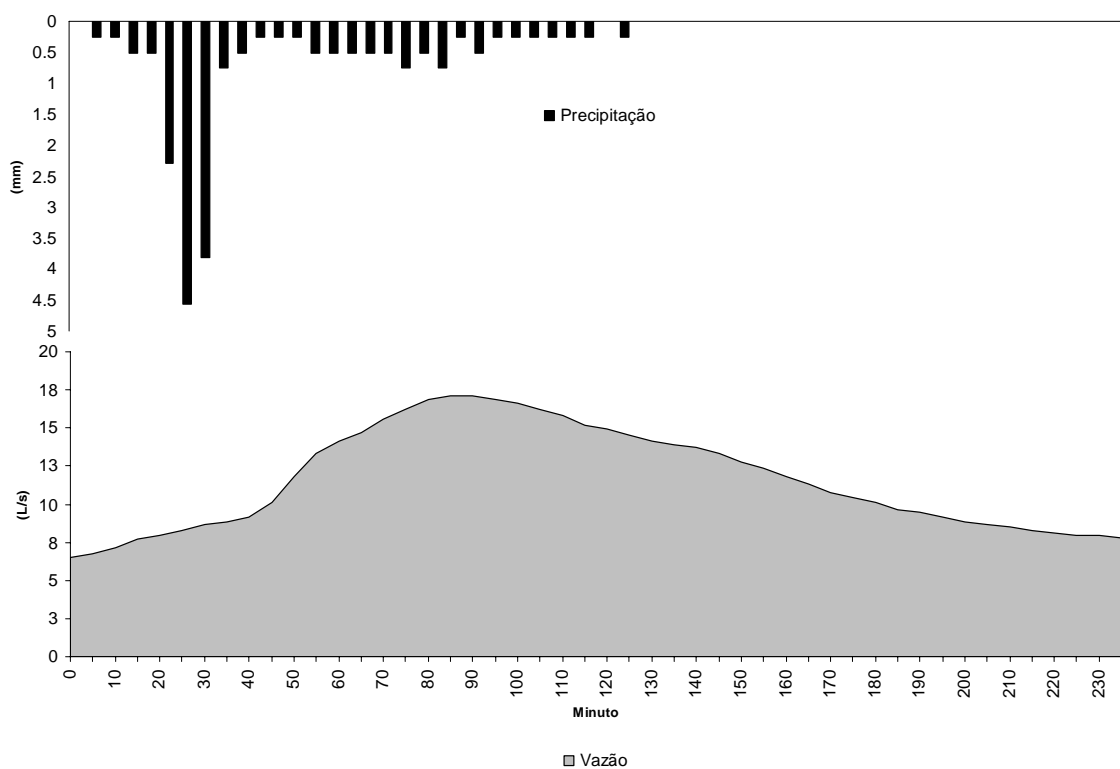


Figura 33 – Ietograma e histograma.

É possível verificar no Quadro 04 a variação da vazão nos diferentes meses e para os diferentes anos. A vazão médio mensal para os três anos, com exceção do meses de outubro e novembro de 2007, foi de aproximadamente 34 mm e um coeficiente de variação de 25% indicando uma dispersão média em relação à média das vazões. O índice de geração de escoamento, que é a relação entre a vazão com a precipitação, nos três anos, foi 32,2% (Quadro 05), ou seja, 32,2% do que precipitou foi convertido em escoamento base ou superficial. Se for considerado como perda ou saída de água no balanço hídrico somente o deflúvio e a transpiração, o IE indica que 67,8% da precipitação foi convertida em

transpiração. Mas se a for incluída a perda de água pela interceptação pela cobertura vegetal (ICV), a transpiração fica, ainda menor. Estes valores mostram que a estrutura do dossel e do sistema radicular, favorecem a infiltração da água no solo, proporcionando, maior conservação de água e solo na bacia.

Quadro 04 - Variação mensal do deflúvio, das individualizações dos escoamentos base e superficial e do índice de geração de escoamento (IE).

Ano	Mês	Deflúvio mm	Escoamento	Escoamento	Precipitação mm	Vazão L/s	Escoamento	IE %
			Base mm	Superficial mm			Base L/s	
2005	1	40,15	40,09	0,05	284	5,96	5,95	14,12
2005	2	39,06	38,71	0,35	160	6,42	6,36	24,41
2005	3	61,73	61,40	0,33	368	9,17	9,12	16,76
2005	4	50,91	50,91	0,00	51	7,81	7,81	99,23
2005	5	44,93	44,93	0,00	38	6,67	6,67	117,15
2005	6	37,19	37,19	0,00	18	5,71	5,71	206,21
2005	7	35,76	35,76	0,00	10	5,31	5,31	370,53
2005	8	37,41	37,41	0,00	4	5,55	5,55	1.052,03
2005	9	37,59	36,83	0,76	87	5,77	5,65	43,14
2005	10	47,31	47,31	0,00	31	7,02	7,02	151,42
2005	11	39,70	39,70	0,00	275	6,09	6,09	14,43
2005	12	36,04	36,03	0,01	260	5,35	5,35	13,87
2006	1	28,83	28,83	0,00	39	4,28	4,28	73,28
2006	2	28,80	28,80	0,00	71	4,73	4,73	40,51
2006	3	33,16	33,16	0,00	258	4,92	4,92	12,87
2006	4	32,34	32,29	0,05	82	4,96	4,95	39,49
2006	5	31,14	31,12	0,02	15	4,62	4,62	211,55
2006	6	29,20	29,20	0,00	21	4,48	4,48	142,44
2006	7	29,07	29,07	0,00	13	4,32	4,32	224,83
2006	8	27,50	27,50	0,00	12	4,08	4,08	226,30
2006	9	25,16	25,13	0,03	50	3,86	3,86	49,94
2006	10	27,20	26,94	0,25	126	4,04	4,00	21,57
2006	11	36,27	35,48	0,79	299	5,56	5,44	12,13
2006	12	47,31	45,36	1,95	426	7,02	6,73	11,11
2007	1	46,21	43,14	3,18	222	6,86	6,40	20,86
2007	2	36,34	35,47	0,87	128	5,97	5,83	28,36
2007	3	32,48	31,98	0,50	46	4,82	4,75	69,92
2007	4	28,84	28,68	0,15	95	4,42	4,40	30,21
2007	5	27,56	27,56	0,00	7	4,09	4,09	418,85
2007	6	25,01	25,01	0,00	10	3,84	3,84	252,92
2007	7	24,33	24,32	0,00	5	3,61	3,61	458,14
2007	8	22,47	22,47	0,00	3	3,34	3,34	739,17
2007	9	20,86	20,86	0,00	11	3,20	3,20	187,55
2007	10	22,78	22,78	0,00	31	3,38	3,38	72,91
2007	11	23,40	23,40	0,00	156	3,59	3,59	14,97
2007	12	24,97	23,71	1,26	254	3,71	3,52	9,83

Quadro 05 - Variação para os períodos chuvosos, secos e anual da vazão na bacia do Vai e Volta, e do índice de geração de escoamento (IE).

	Vazão L/s		Vazão mm		Precipitação mm		IE%		
	Chuvoso	Seco	Chuvoso	Seco	Chuvoso	Seco	Chuvoso	Seco	Anual
2005	6,67	6,14	264	244	1379	208	19,1	117,2	32,0
2006	5,09	4,39	202	174	1219	193	16,5	90,6	26,6
2007	4,72	3,75	186	149	838	131	22,2	113,4	34,6

4.1. Nível do Lençol Freático

Dos cinco poços de observação instalados na bacia para monitorar o nível do lençol freático (NLF) na microbacia, apenas em três foi encontrada água nos três anos estudados. Nos poços PC4 e PC5, foi encontrada água somente nos primeiros meses de 2005. Nos anos de 2006 e 2007 não foram realizadas leituras em alguns meses do período chuvoso.

Como já era esperado, o nível do lençol freático (NLF) seguiu um comportamento semelhante ao da precipitação. Nos períodos chuvosos, o NLF encontrou-se mais superficial do que nos períodos de estiagem. Nos três poços onde o monitoramento foi contínuo, foi verificado que os níveis ficaram mais profundos com o passar do tempo. Considerando o princípio de conservação de massa, esta variação indica que as componentes de entrada, ou seja, a que alimentará o aquífero, foi menor do que a de saída.

Verifica-se na Figura 34 que a relação entre variação mensal do nível ou profundidade do lençol nos três poços de observações instalados na microbacia e a precipitação para os três anos estudados.

No poço 01 (Figura 34a) a variação entre os níveis máximos e mínimos registrados em 2005, foi de 81 cm, já o nível médio foi de 256 cm com desvio padrão de 18 cm. Em 2006 a variação entre os níveis máximos e mínimos foi de 61 cm, e valor médio de 279 cm. E em 2007 a variação foi de 89 cm e o valor médio foi de 299 cm. A amplitude do NLF médio entre 2005 e 2007 foi de 43 cm. Observou, ainda, neste poço uma resposta imediata na dinâmica do lençol freático em relação à precipitação. Esta relação se justifica pelo fato do poço localizar-se muito próximo ao curso d'água e ser mais superficial.

A variação temporal do NLF no poço 02 (Figura 34b), foi mais acentuada do que a do poço 01 e menor do que a do poço 03. A amplitude do NLF médio entre os anos 2005 e 2007

foi de 84 cm, ou seja, o NLF em 2007 ficou 84 cm mais profundo do que em 2005. O NLF médio em 2005 foi de 15,58m e a variação entre os valores máximos e mínimos, para este ano, foi de 194 cm. Em 2006 o NLF foi de 16,29m. E em 2007 o NLF médio foi de 16,42m. Não foi verificada a mesma resposta na dinâmica do lençol freático com a precipitação como ocorreu no poço 1. De acordo com a Figura 34 b existe um retardo de aproximadamente um mês entre a variação da precipitação com a variação do NLF.

Observa-se na Figura 34c, a variação do NLF no poço 03. O amplitude do NLF entre 2005 e 2007 foi de 189 cm. Os níveis médios de 2005, 2006 e 2007 foram de 33,01, 34,23 e 34,86m respectivamente. Em 2006 a diferença entre NLF máximos e mínimos foi de 229 cm. Mais significativo do que o ocorrido no poço 02, a resposta do NLF com a chuva não foi imediata.

Estes resultados indicam que quanto mais profundo e mais afastado for o lençol, maior será a variação dos NLF entre os períodos de estiagem e de chuva e mais vagarosa será sua recarga com a precipitação pluvial.

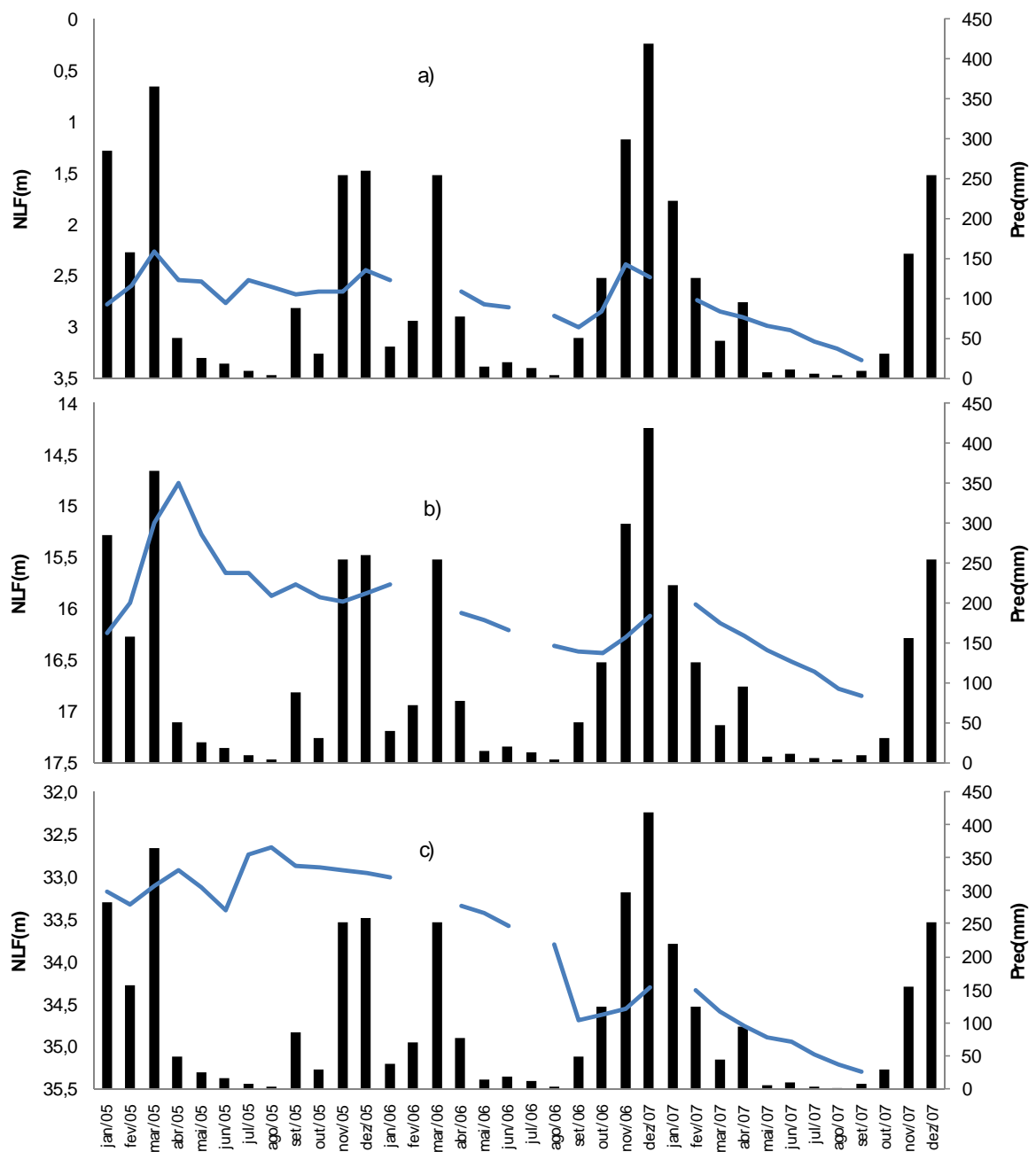


Figura 34 – Variação mensal do nível do lençol freático (NLF) e da precipitação (Prec) no poço 1 (a), no poço 2 (b) e no poço 3 (c).

4.1.1. Nível do Lençol Freático x Vazão

A Figura 35 mostra o grau de correlação da vazão em função do nível do lençol freático nos três poços que foram possíveis de serem realizadas as leituras do NLF. O NLF do poço 01 apresentou um coeficiente de correlação (r) de -0,859 e o coeficiente de determinação

(r^2) de 0,737. O coeficiente de variação expressa o grau de fidelidade com que a função exponencial ajustada descreve a relação entre a vazão e o NLF. O sinal negativo de r indica uma relação inversa entre a vazão e NLF, ou seja, quanto mais profundo estiver o lençol freático, menor será a vazão. Já o r^2 mostra que a função exponencial explica aproximadamente 74% da vazão em função do NLF e os outros 26% continuam sem explicação. A correlação entre o NLF e a vazão no poço 02 foi de 73% e o coeficiente de determinação de 53%. É possível verificar, ainda, que quanto mais afastado do curso estiver o lençol a correlação com a vazão piora, mostrando que outras variáveis, como o comportamento do escoamento vertical e horizontal da água no solo, influenciam no processo.

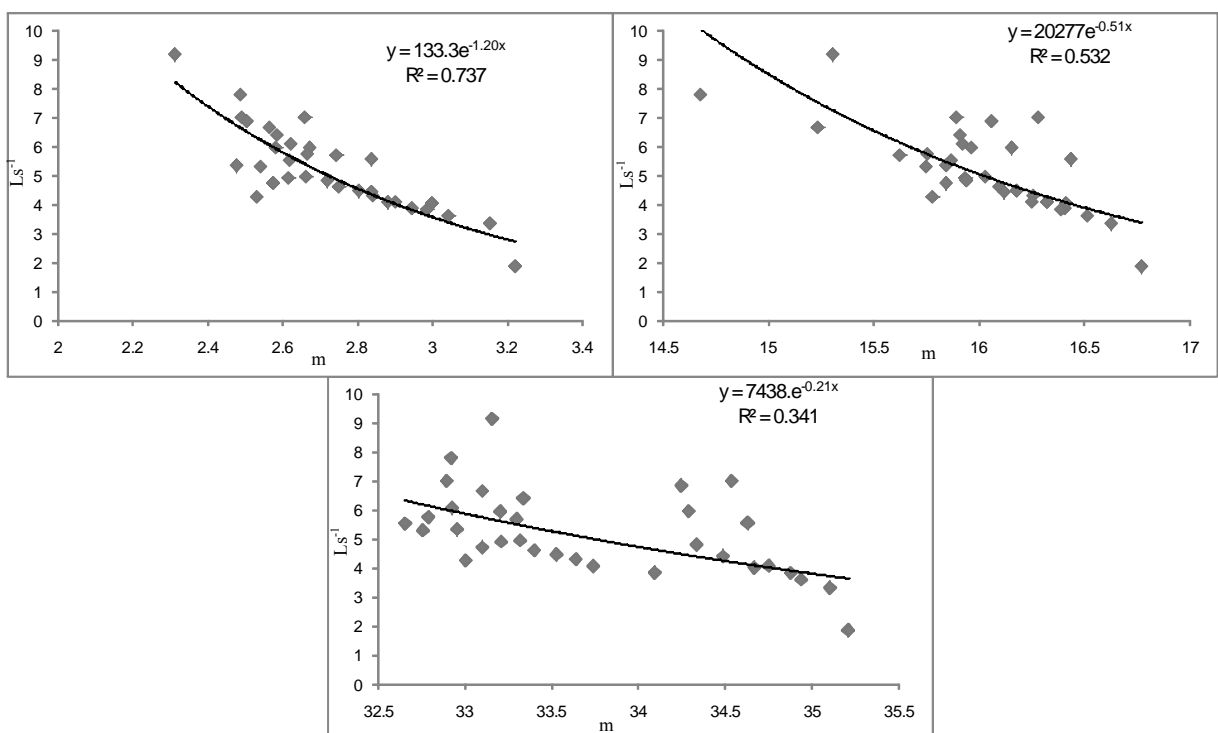


Figura 35 – Variação da vazão média mensal com nível do lençol freático na microbacia do Vai e Volta.

4.1.2. Volume de água armazenado no lençol freático

Conforme já apresentado, a determinação precisa do volume de água armazenado na camada onde está o lençol freático depende da superfície e da altura da camada. A variação do limite da camada superior foi dada pelas leituras do lençol freático nos poços de monitoramento, mas o limite inferior foi considerado 5 metros abaixo do registro mais profundo NLF e a área da superfície igual a 50% da área da microbacia. Partindo dessas

considerações verificou-se a relação entre a variação do volume de água contido no lençol freático medido utilizando os NLF e o estimado pelo balanço hídrico. A Figura 36 mostra a variação da relação entre os volumes durante as medições do NLF e a capacidade máxima do reservatório. Em 2005 o modelo apresentou-se eficiente na comparação dos valores médios anuais, diferindo em 8% do volume medido, mas para a variação mensal o modelo não foi tão eficiente, Figura 37.

Em 2006 a diferença entre os valores médios anuais foi de 25%, ou seja, o modelo superestimou o volume médio anual no reservatório, e semelhante ao ocorrido em 2005 não conseguiu explicar perfeitamente a variação mensal.

Já em 2007, ano em que a precipitação foi mal distribuída, o modelo consegue explicar a variação mensal, porém superestimou o volume em 49%. Para confirmar esta tendência, foram simulados os volumes assumindo a superfície do reservatório igual a 30, 40, 50 e 60% da área da microbacia e a tendência foi semelhante. Estes resultados mostram que o modelo do balanço hídrico proposto foi adequado para os anos com precipitação normal, e subestimou a saída de água em anos secos. A sub-estimativa do componente de saída, pode ser explicada pela desconsideração da ascensão capilar no cômputo do balanço hídrico. Ao assumir a ascensão capilar ou uma recarga das camadas mais profundas do solo para camada útil onde foram calculados os balanços, diminui-se a penalização do coeficiente de umidade do solo e conseqüentemente a perda por transpiração será maior.

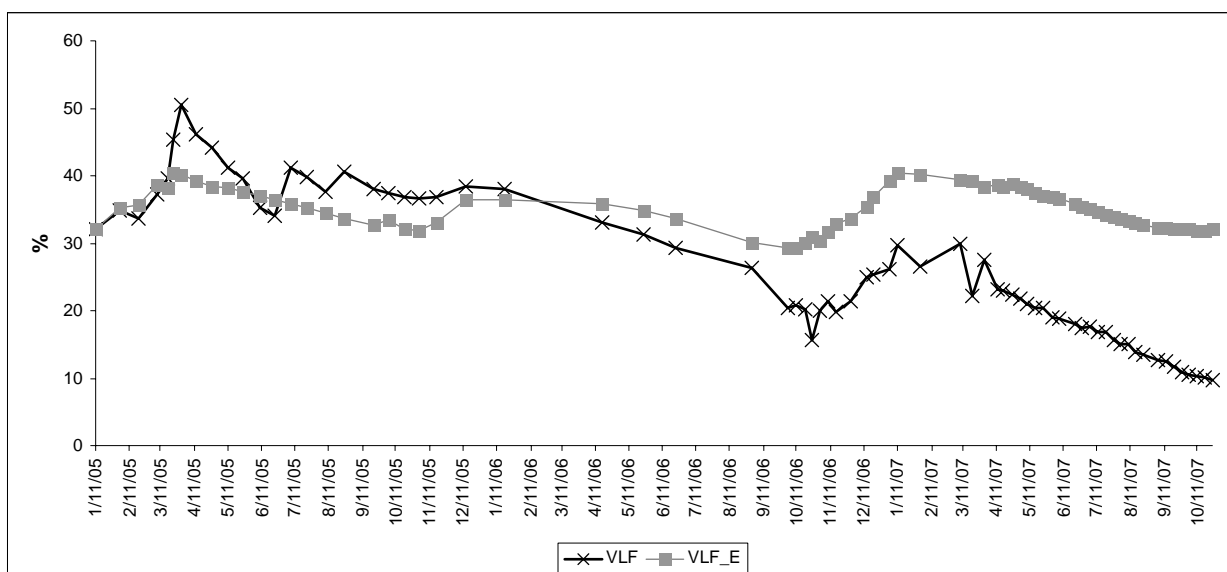


Figura 36 – Variação da vazão média mensal com nível do lençol freático na microbacia do Vai e Volta.

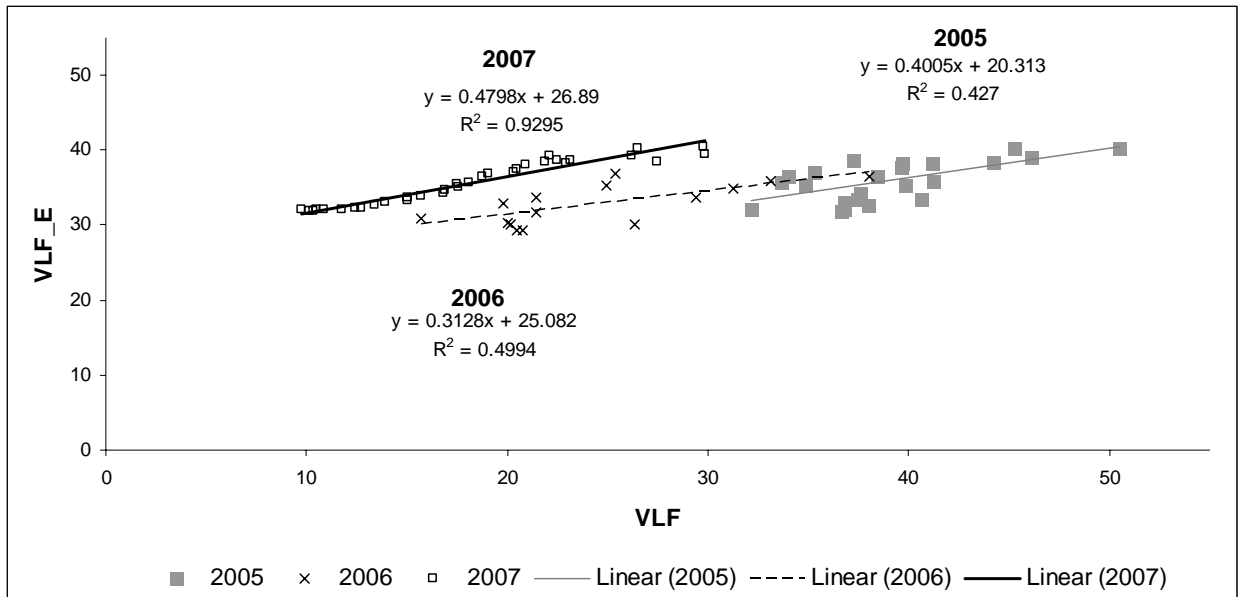


Figura 37 – Relação entre o percentual volumétrico ocupado pelo lençol freático medido (VLF) e estimado (VLF_E).

4.2. Balanço Hídrico Pontual

4.2.1. Transpiração Real

Com base nos dados meteorológicos coletado na torre, foi possível ajustar um modelo de transpiração. A figura 38 apresenta a comparação entre a transpiração estimada pelo modelo desenvolvido por Carneiro (2005), e a transpiração pela razão de Bowen. O comportamento foi bastante semelhante nos horários que não ocorria precipitação, porém quando precipitava, a diferença entre os dois modelos aumentava, mostrando que quando as folhas estão molhadas não existe ou a transpiração é muito baixa.

Para ajustar melhor o modelo de transpiração para as condições do projeto Cocais, realizou-se uma individualização da transpiração considerando cenários com e sem chuva. Figura 39. Os resultados mostram que o modelo de transpiração proposto por Carneiro (2005), superestima a transpiração em 36% quando ocorrem chuvas, e 26% quando não ocorrem chuvas. Nos dois cenários, o modelo apresentou um excelente ajuste, explicando mais de 95 % o evento.

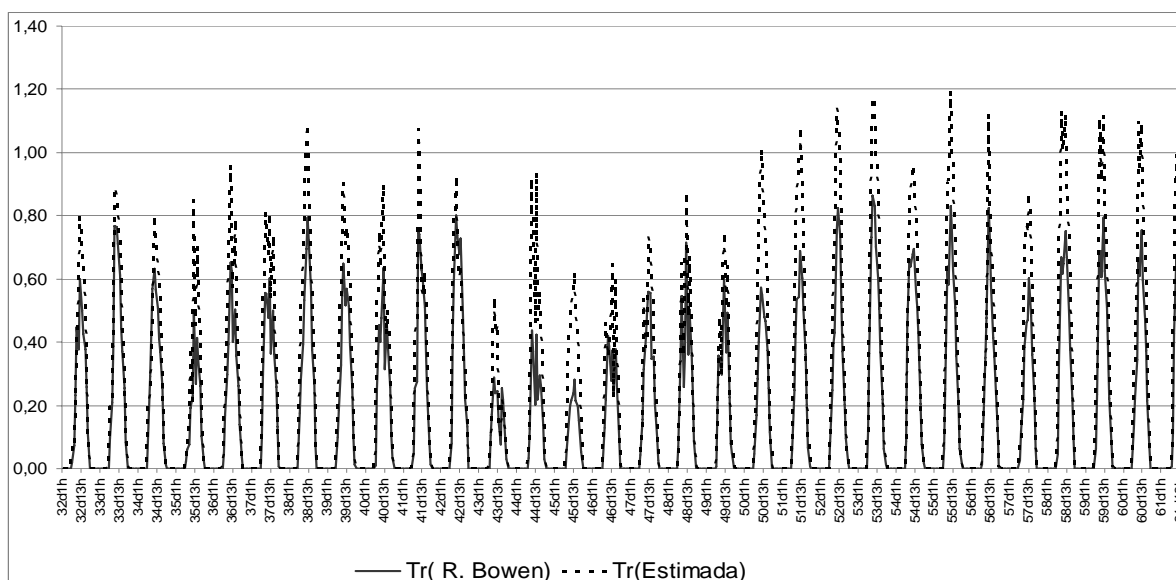


Figura 38 – Transpiração estimada pelo método de Razão de Bowen e o proposto por Carneiro (2004), dado em mmh^{-1}

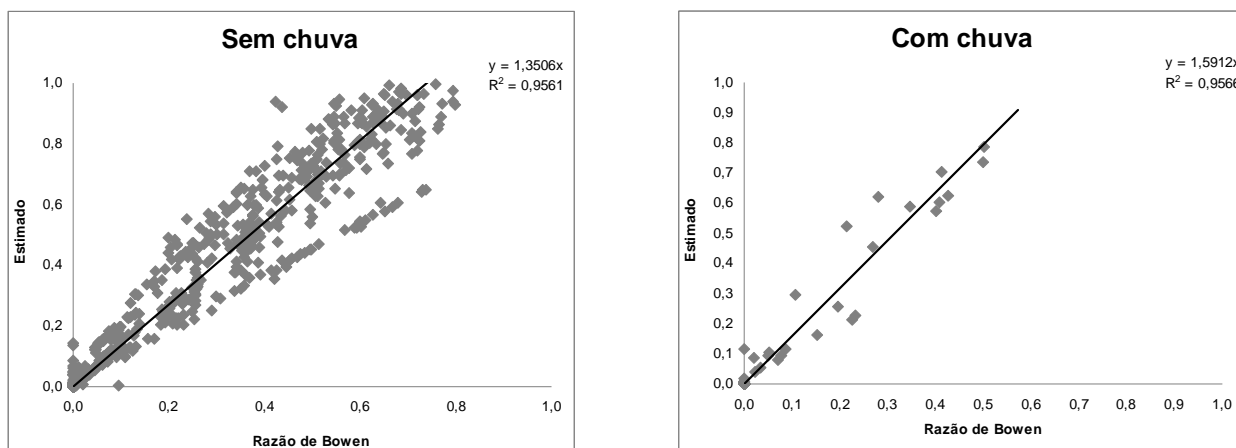


Figura 39 - Regressão do modelo de transpiração para o período com e sem chuva.

A figura 40 mostra a variação dos totais de transpiração real e o armazenamento de água no solo com a CAD para os três anos estudados. Em 2005, 2006 e 2007 a transpiração foi de 682, 831 e 709 mm, respectivamente. No período chuvoso e seco de 2005 a transpiração real foi de 418 e 264 mm respectivamente. Já em 2006 foi de 478 e 353mm; e em 2007 foi de 419 e 290 mm. A transpiração média diária dos três anos foi de 2,03 mm e nos períodos secos e chuvosos foram 2,40 e 1,66 mm dia⁻¹, respectivamente.

Em 2005 o plantio de eucalipto estava com aproximadamente dois anos de idade. Neste ano a camada útil do solo variou de janeiro a dezembro entre 81 e 117 cm, resultando numa CAD entre 140 e 203 mm. As alturas das plantas ficaram entre 11 e 16 m e o IAF entre 3,92 e 3,36%. Nos meses de janeiro e fevereiro os totais transpirados foram de 83 e 81 mm respectivamente. Mesmo com bastante umidade do solo, a transpiração em março reduziu para 59 mm devido à nebulosidade. De abril a agosto, a transpiração reduziu gradativamente, influenciada pela diminuição da radiação e da umidade do solo. No mês de agosto, especificamente, foi computada a menor transpiração. A partir de setembro, com o início das chuvas, a transpiração voltou a aumentar.

Dos três anos estudados, o maior total transpirado foi em janeiro de 2006, 118 mm. Esse valor elevado está associado à alta umidade do solo e radiação solar. Comparativamente ao mês de janeiro, em fevereiro ocorreu uma redução significativa da transpiração. Essa redução ocorreu devido à diminuição abrupta da umidade do solo pela falta de chuva. No

período seco do ano, os meses de junho e agosto foram os que totalizaram as menores transpirações.

Por ter sido um ano hidrológico atípico, a variação da TRr em 2007 foi diferente dos dois anos estudados. Nos meses de janeiro a abril, a TRr foi de aproximadamente 2,58 mm por dia. Como o início do período chuvoso foi a partir do mês de novembro, ou seja, o solo permaneceu com a umidade baixa até o mês de novembro, a transpiração de julho a novembro foi maior do que as dos outros anos. Os meses de setembro e outubro foram os mais extremos, apesar dos fatores meteorológicos terem contribuído para o aumento da transpiração, a umidade do solo ficou muito baixa, tornando-se o fator determinante para a queda na taxa de transpiração.

Sacramento Neto (2000) observou, para plantios de um e dois anos, taxas médias de transpiração real de aproximadamente 5,0 e 1,4 mm d⁻¹, nos períodos úmidos e secos do ano, respectivamente. Neves (2000) determinou para plantios adultos, com 10 anos de idade, TRr aproximadas de 5,7 e 2,3 mm d⁻¹, nos períodos úmidos e secos do ano, respectivamente. Carneiro et al (2008) apresentou, para plantios jovens, valores de 8,6 e 6,17 mm d⁻¹ para tratamentos irrigado e não irrigado, respectivamente. Dye (1987) encontrou valores variando de 2,40 a 8,6 mm d⁻¹ em árvores de *Eucalyptus grandis* com 22 m de altura. Dunin e Mackay (1982) observaram valores médios mensais variando de 0,12 a 6,80 mm d⁻¹, em *Eucalyptus maculata* com idade entre 7 e 9 anos.

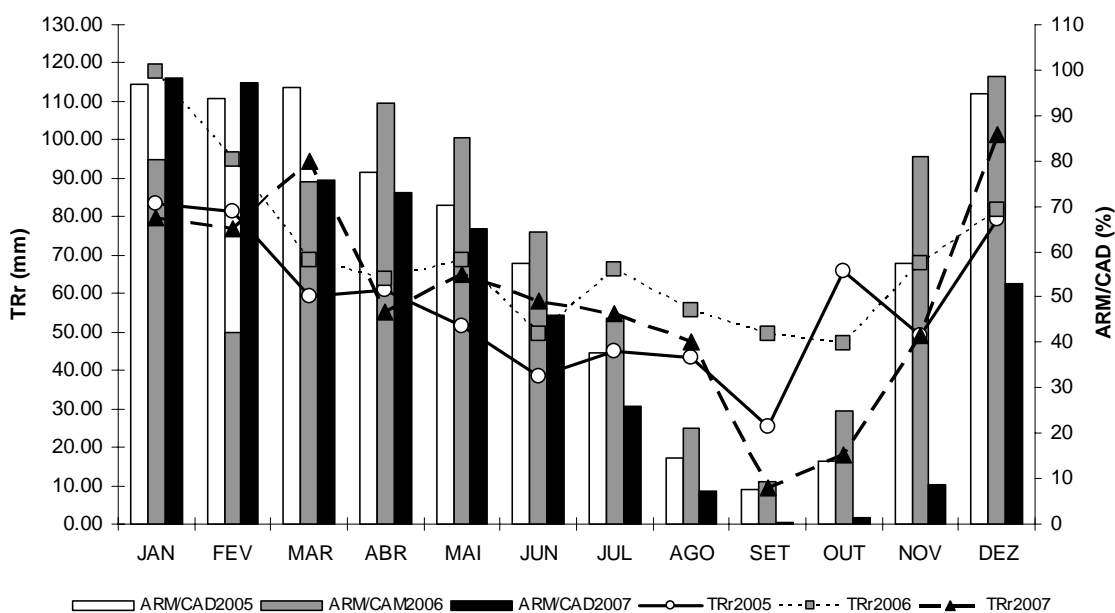


Figura 40 – Variação dos totais mensais da TRr ajustada e do Armazenamento de água no solo (ARM), dados em mm.

4.2.2. Intercepção pela Cobertura Vegetal

As lâminas totais mensais interceptadas pela cobertura vegetal (ICV), que incluem intercepções pelo dossel, tronco e manta, variaram basicamente em função da idade da planta, do total precipitado e da duração das chuvas ocorridas no mês. A intercepção média nos três anos foi de aproximadamente 7% do total precipitado. Em 2005, a ICV foi de 113 mm o que representa aproximadamente 8% do total precipitado no ano. E em 2006 a ICV foi de 113 mm representando 16% da precipitação. A intercepção média em 2007 foi de aproximadamente 8% do total precipitado. A maior ICV em 2007 é explicada pela distribuição dos eventos de precipitação e pela maior radiação solar neste ano. Em geral a precipitação, além de ter ficado abaixo da média, ocorreu com baixa intensidade, favorecendo assim a ICV. Nos meses mais chuvosos o total interceptado foi maior que nos meses de menor precipitação, porém nos meses mais secos quase toda precipitação é interceptada pela planta. Sacramento Neto (2000) e Souza et. al. (2002) encontraram intercepção da precipitação pluvial pela cobertura vegetal em plantios de 1 e 2 anos de idade de aproximadamente 13% do total precipitado. Leite (1996) verificou intercepções em plantios de três anos variando entre 17,6 e 21,0 %.

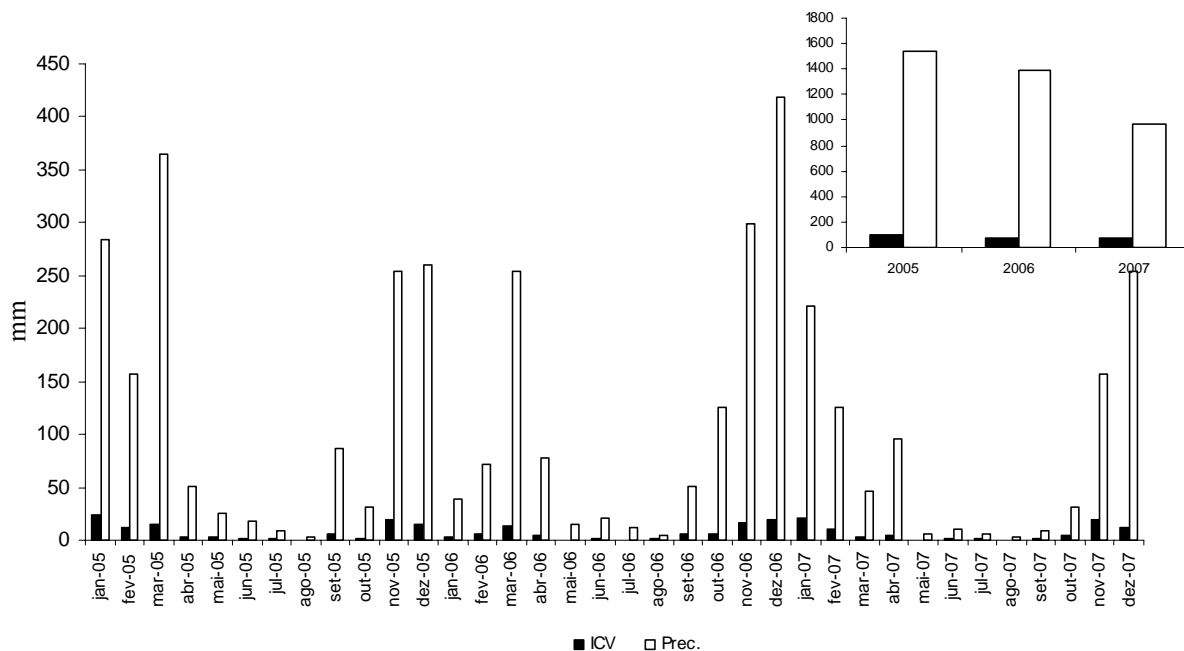


Figura 41 – Totais mensais da ICV e precipitação, dada em mm.

4.2.3. Excesso hídrico

Conforme apresentado na metodologia o Eh é a soma da perda por percolação profunda e do escoamento superficial. Já que o ES não foi expressivo, assumiu-se que Eh é igual a perda por percolação. Como era esperado, o excesso ocorreu somente em alguns meses da estação chuvosa. No ano de 2005 ocorreram excessos hídricos nos meses de janeiro, fevereiro e março, novembro e dezembro, perfazendo um total médio de 693 mm. Já no ano de 2006 ocorreram excessos em janeiro, março, abril, novembro e dezembro, 388mm. Em 2007 o Eh só correu nos meses de janeiro e fevereiro, totalizado 161 mm. Além da precipitação, esta diferença entre Eh está também relacionada com a variação da profundidade do sistema radicular. Como esta profundidade é função da idade, quanto mais velha for a planta, maior será a profundidade do sistema radicular, que conseqüentemente, influencia a capacidade máxima de água disponível no solo (CAD), Figura 42.

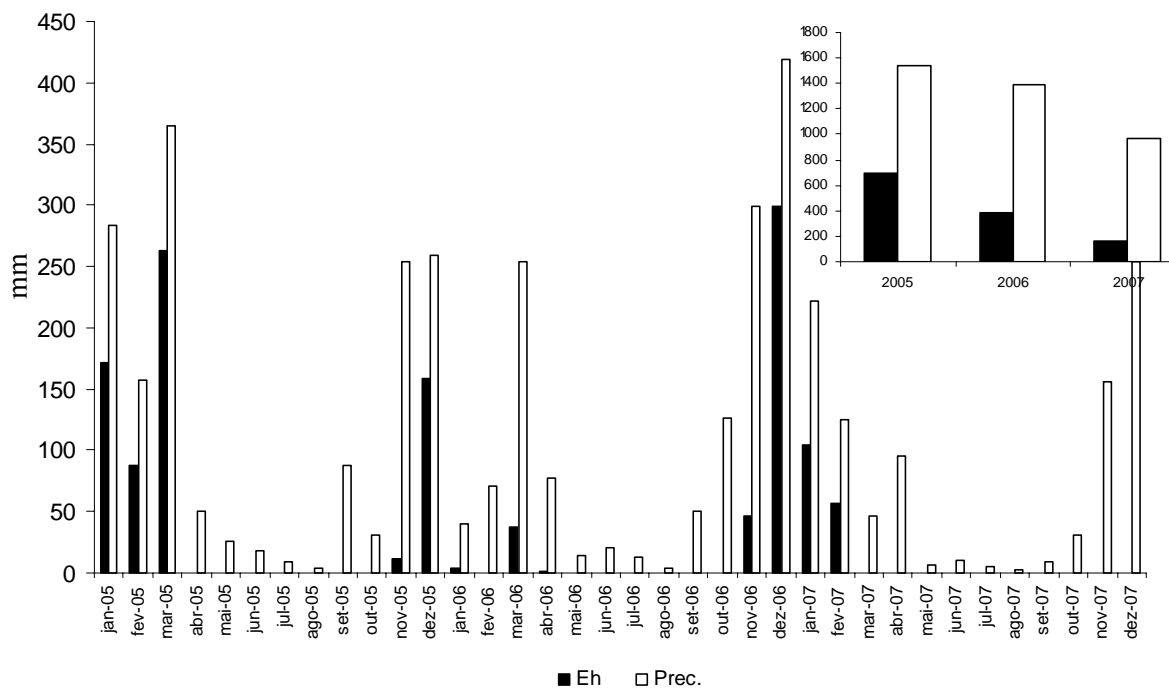


Figura 42 – Valores mensais do excesso hídrico, dada em mm.

4.2.4. Disponibilidade de Água no Solo

A Figura 43 e o Quadro 06 mostram a variação do armazenamento de água no solo e os totais de entrada e saída do balanço hídrico no diferentes meses dos anos estudados.

Iniciou-se o balanço hídrico na CAD e esta umidade permaneceu neste nível até o mês de abril de 2005. A partir de abril, com o encerramento do período chuvoso, a taxa de retirada da água pela planta foi maior que a taxa de entrada de água pela chuva, resultado na diminuição da umidade do solo. Essa redução seguiu até meados de setembro, sendo que neste mês a umidade ficou próxima ao ponto de murcha permanente. No final de setembro ocorreram chuvas mais significativas e a umidade do solo aumentou para 60 mm, porém, ainda em outubro a umidade atingiu novamente o nível próximo ao ponto de murcha permanente. A partir de novembro, com o início do período chuvoso, a umidade do solo começou a aumentar, atingindo a CAD no mês de dezembro.

Nos meses de janeiro e fevereiro de 2006 a precipitação ficou muito abaixo da média, totalizando 39 mm em Janeiro e 71 mm em fevereiro e as perdas por interceptação e transpiração foram de 124 em janeiro e 104 mm em fevereiro. Devido a este fato a umidade do solo ficou próxima a 80 mm. Em março a precipitação foi superior à média, o que resultou no aumento da umidade do solo, ficando em aproximadamente 220 mm. De agosto a outubro a umidade do solo ficou próxima ao ponto de murcha permanente. A partir de outubro, com as primeiras chuvas, a umidade do solo voltou a aumentar, e atingiu a CAD no mês de dezembro.

Como foi comentado anteriormente, o total precipitado em 2007 foi o menor da série histórica de 23 anos. Apenas nos meses de janeiro e fevereiro a precipitação ficou próxima à média, porém todos os outros meses ficaram abaixo do esperado. Sendo assim, no início do mês de junho a umidade do solo já estava no ponto de murcha e permaneceu até meados de novembro. Neste ano o armazenamento de água no solo fechou em 190 mm, enquanto a CAD era de 307 mm.

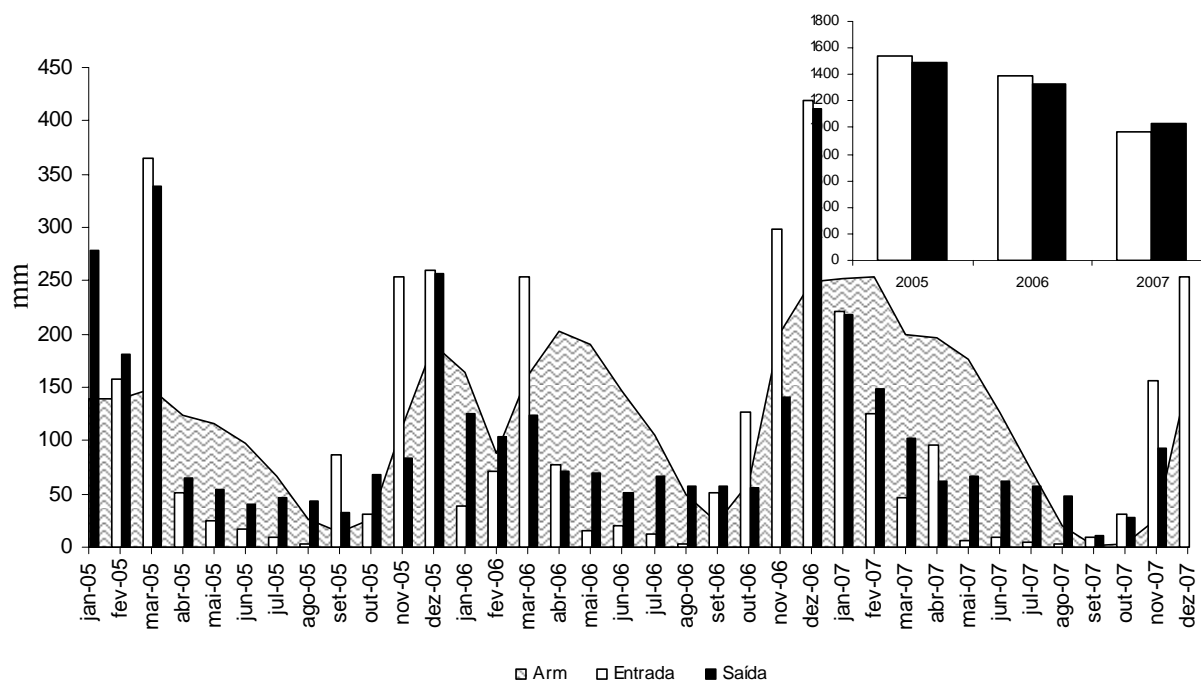


Figura 43 – Variação mensal dos componentes de entrada e saída do balanço hídrico, dada em mm.

Quadro 06 - Totais mensais dos componentes do balanço hídrico estimado, dado em mm.

	Prec.	TRr	TRp	ICV	Eh	Arm	CAD
J-05	284	83	84	24	171	145	143.1
F-05	157	81	82	12	88	124	151.2
M-05	366	59	60	16	263	150	156.8
A-05	50	61	64	3	0	133	162.2
M-05	25	51	55	3	0	107	167.6
J-05	18	39	43	2	0	85	172.8
J-05	10	45	55	2	0	48	178.1
A-05	4	43	71	1	0	8	183.3
S-05	87	25	61	7	0	63	188.2
O-05	31	66	118	3	0	12	193.2
N-05	254	49	57	23	11	196	198.0
D-05	260	79	80	18	159	197	202.9
J-06	39	118	123	4	4	113	207.7
F-06	71	95	113	8	0	79	212.0
M-06	254	69	73	18	37	207	216.6
A-06	77	64	65	5	2	217	221.0
M-06	15	69	71	0	0	163	225.5
J-06	21	49	54	2	0	131	229.8
J-06	13	66	78	1	0	76	234.2
A-06	4	56	79	1	0	25	238.5
S-06	50	50	87	7	0	18	242.6
O-06	126	47	67	9	0	89	246.7
N-06	299	68	71	26	46	244	250.7
D-06	419	82	82	30	299	253	254.7
J-07	222	80	80	34	105	256	258.7
F-07	125	77	77	15	56	235	262.2
M-07	46	94	99	8	0	179	266.1
A-07	95	55	58	7	0	212	269.7
M-07	6	65	70	1	0	151	273.4
J-07	10	58	67	3	0	100	277.0
J-07	5	55	73	3	0	48	280.6
A-07	3	47	99	0	0	2	284.1
S-07	10	10	93	2	0	0	287.5
O-07	31	18	114	9	0	5	291.0
N-07	156	49	99	44	0	68	294.2
D-07	254	101	115	32	0	195	297.6
2005	1545	682	830	113	693		
2006	1388	831	964	113	388		
2007	964	709	1045	158	161		
Total	3897	2223	2839	384	1242		

O Quadro 07 mostra a variação mensal da relação entre o armazenamento de água no solo e a CAD, o qual denominar-se-á (Kss), para diferentes classes. Em 2005 durante 94 dias o Kss variou entre 90 e 100%, ou seja, a umidade de solo ficou entre 90 e 100% da CAD, e

estes dias ocorreram nos meses de janeiro a abril e em novembro e dezembro. O Kss entre 80 e 90% foi computado por 41 dias. Já o Kss entre 0 e 10% ocorreu entre os meses de agosto e outubro totalizando 49 dias. Foram 84 dias com o Ks inferior à 25% , sendo destes, 56 consecutivos (02/08 a 26/09). Do dia 27 de setembro até o dia 07 de outubro o Kss ficou acima de 25% da CAD, mas a partir do dia 08 de outubro ao dia 4 de novembro voltou a ficar abaixo.

Em janeiro, março, abril, novembro e dezembro o Kss foi superior a 90%, totalizando 79 dias. O Kss inferior a 10%, ou seja igual ou muito próximo à capacidade de campo, foi computado em 33 dias, sendo o mês com maior frequência setembro. Ocorreram 64 dias contínuos com a umidade do solo inferior a 25% da CAD, este intervalo foi do dia 11 de agosto ao dia 13 de outubro.

Finalmente em 2007, ano mais seco dos três estudados, valores de Kss superiores a 90 só ocorreram em 54 dias, sendo estes nos meses de janeiro e fevereiro. Já o Kss menor que 10% foi computado nos meses de agosto a novembro, totalizando 104 dias consecutivos. Entre os dias 16 de julho a 03 de dezembro o Kss ficou baixo de 25%, totalizando 141 dias.

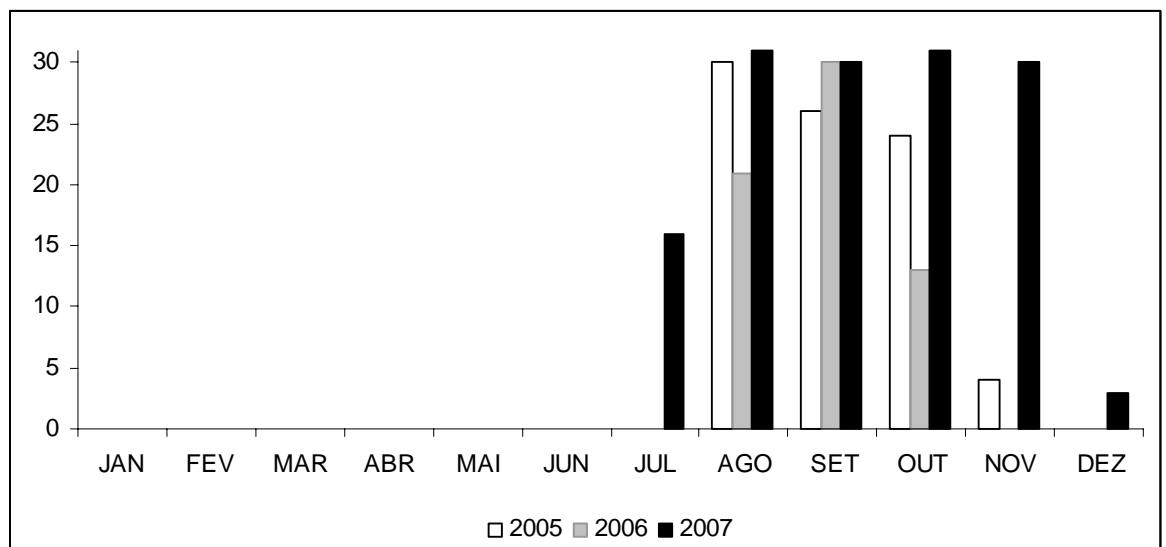


Figura 44 – Números de dias no mês em que a umidade do solo ficou abaixo de 75% da CAD.

Quadro 07 - Relação mensal percentual do armazenamento de água no solo com a capacidade de água disponível.

2005										
Mês	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
1									6	25
2								2	9	17
3									6	25
4							12	10	6	2
5							22	9		
6					5	17	8			
7			6	16	9					
8	9	16	6							
9	25	1	1	3						
10	15	6	8	2						
11		4	4	2	5	4		1	6	4
12								2	8	21
Total	49	27	25	23	19	21	42	24	41	94
2006										
Mês	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
1						6	4	5	9	7
2				15	12	1				
3				2	6	3	3	2	2	13
4									16	14
5							1	11	16	3
6						8	22			
7			1	10	11	9				
8	1	14	12	4						
9	20	10								
10	12		6	6	7					
11				2	1	2	4	2	8	11
12										31
Total	33	24	19	39	37	29	34	20	51	79
2007										
Mês	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
1									1	30
2									4	24
3							10	16	5	
4						1	14	15		
5						13	11	7		
6				8	14	8				
7		8	15	8						
8	22	9								
9	30									
10	31									
11	21	6	3							
12			7		4	9	7	3		
Total	104	23	25	16	18	31	42	41	10	54

4.2.5. Excedente de água no solo

Durante todo período de estudo houve escoamento no curso d'água, mesmo em anos atípicos como o de 2007, mostrando que além da precipitação é necessária outra fonte de entrada no balanço hídrico. Esta outra fonte pode ser oriunda de outra bacia hidrográfica, ou recarga do lençol freático.

Conforme pode ser verificado na figura 45, a microbacia hidrográfica esta localizada em uma região de relevo montanhoso e que, acordo com mapeamento geológico na escala de 1:1.000.000, realizado pelo serviço geológico do Brasil (CPRM), existe uma falha geológica a aproximadamente 30 km ao norte e oeste da microbacia. Verifica-se, ainda, que a distanciando aproximadamente 15 km, tanto a leste quanto ao sul, a altitude cai abruptamente. Indagando uma possível contribuição desta falha na alimentação do aquífero freático na microbacia estuda, foi gerados perfis nos sentidos oeste/leste e norte/sul. Estes perfis mostram que dificilmente existem contribuições desta falha.

Já na Figura 46, investigou-se a possível contribuição das microbacias circunvizinhas à microbacia estudada, criando perfis da topografia nos sentidos sul/ norte, oeste/leste, sudeste/noroeste e sudoeste/nordeste. Estes perfis mostram que existem possibilidades de contribuição entre uma microbacia e outra caso o divisor topográfico não coincidir com o geológico, mas como o relevo é muito acentuado, ainda que os divisores não se coincidam, a área de contribuição será muito pequena.

Sendo assim, ao se considerar que a recarga é procedente do ano anterior, o modelo de transpiração apresentou resultados satisfatórios. Em 2005 o total precipitado foi de 1.545 mm, as perdas por transpiração, interceptação e lamina escoada totalizaram 1.303 mm, resultando em um estoque de água na bacia de 242 mm, que foi transferido para 2006.

Computando o estoque de 2005 como uma recarga no balanço de 2006, os componentes de entrada, precipitação e recarga, totalizaram 1.630 mm; e os de saída 1.320 mm, computando, assim, um estoque de 310 mm. Transferindo este estoque para o ano de 2007, o balanço fecha em um estoque 72 mm, o que justifica o escoamento contínuo no curso d'água durante todos os anos.

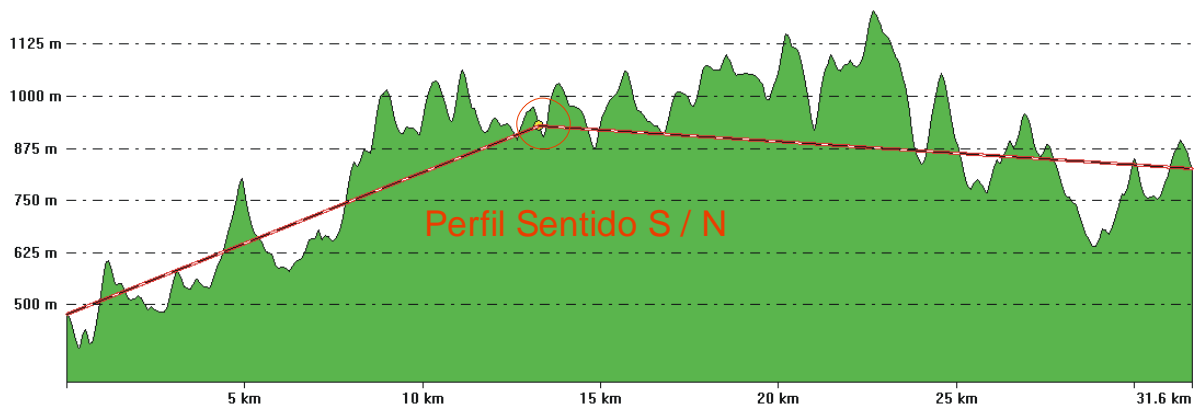
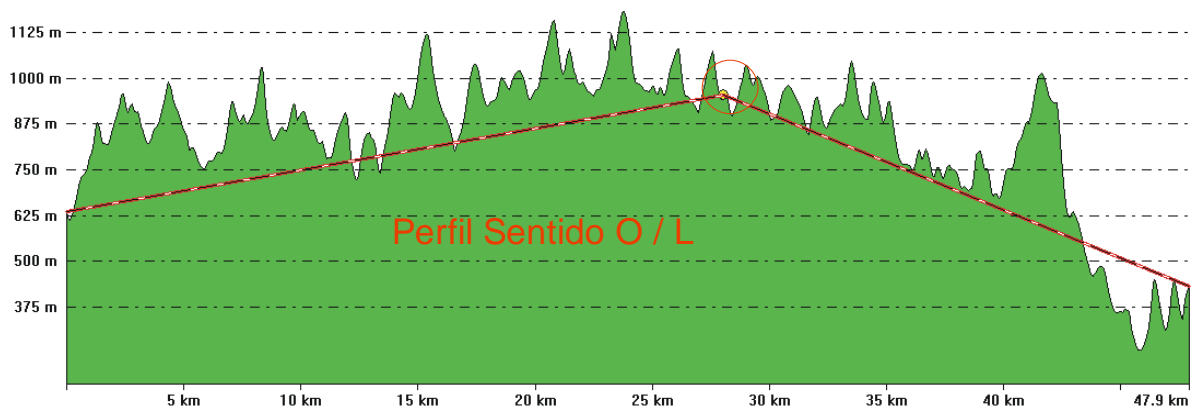
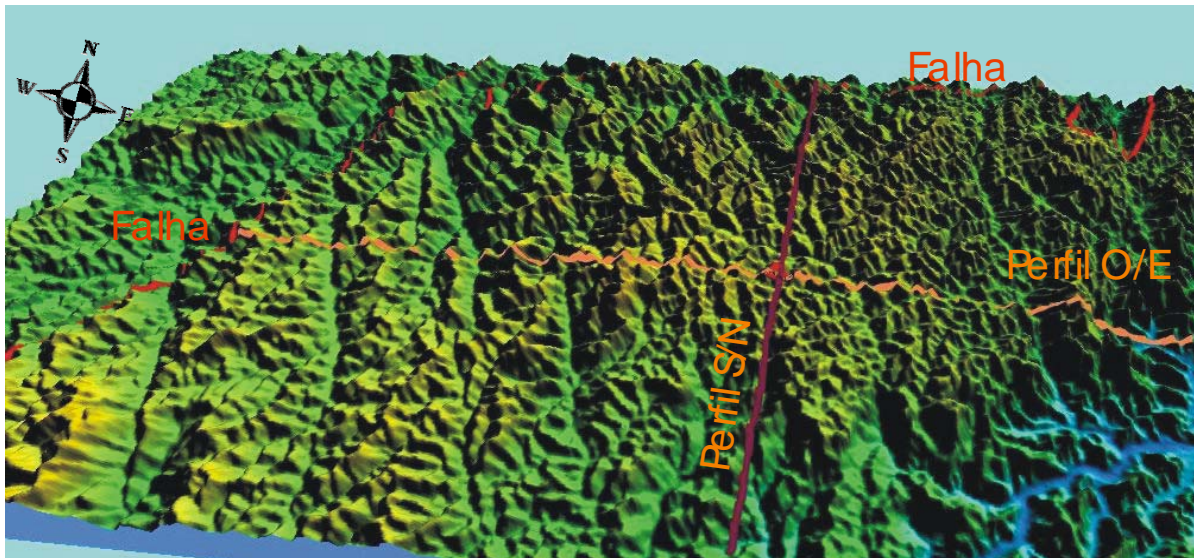


Figura 45 – a) Modelo tridimensional da topografia e de uma falha geológica próxima a microbacia; b) Perfil altimétrico no sentido Oeste/Leste passando pela microbacia; c) Perfil Altimétrico no sentido Sul/ norte passando pela microbacia.

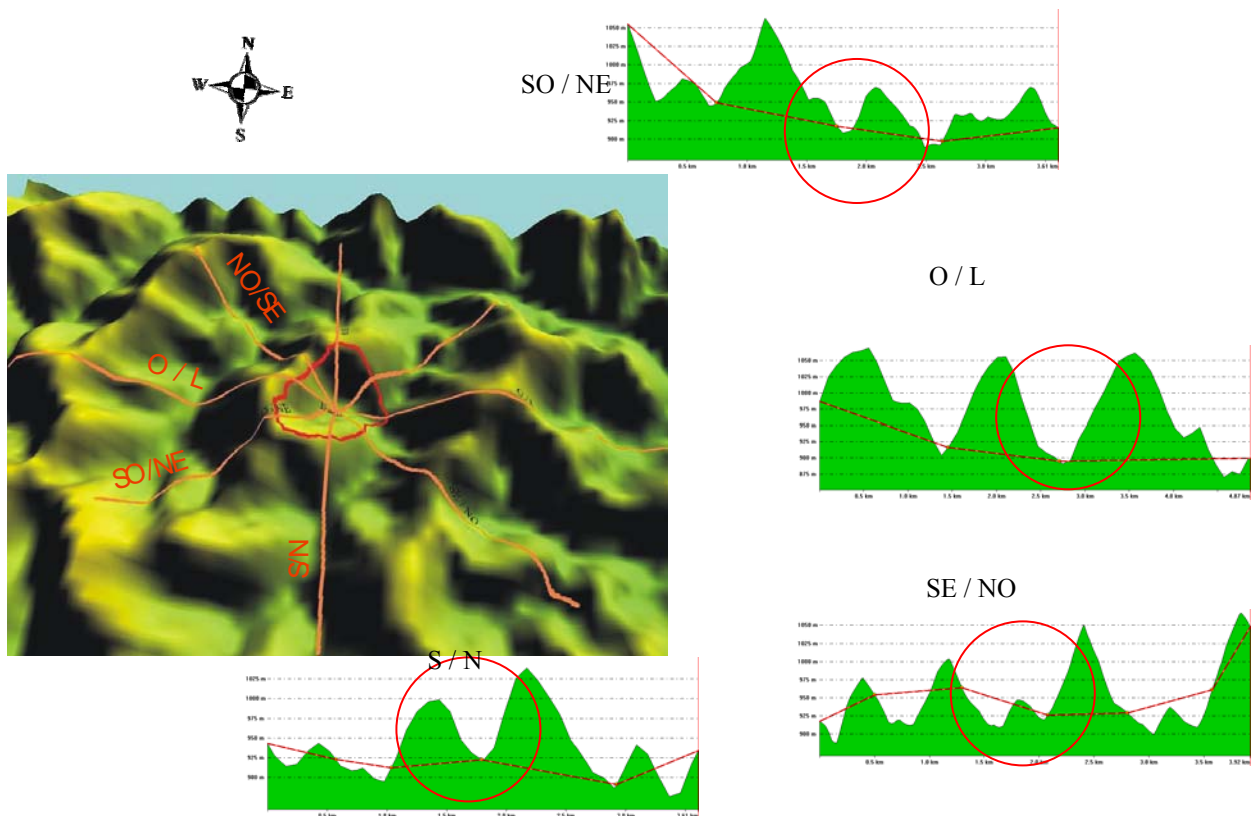


Figura 46 – a) Modelo tridimensional da topografia e de uma falha geológica próxima a microbacia; b) Perfil da altimetria no sentido Oeste/Leste passando pela microbacia; c) Perfil da altimetria no sentido Sul/ norte passando pela microbacia.

4.3. Balanço Hídrico Espacial

4.3.1. Transpiração Real

O sub-modelo de estimativa da transpiração espacial leva em consideração a face de exposição e a inclinação das rampas, juntamente com o sombreamento no cômputo do saldo de radiação. Este ajuste aumenta a precisão na estimativa do saldo de radiação e conseqüentemente, na estimativa da transpiração. Devido à localização geográfica da microbacia, o sol se posiciona ao norte a maior parte do ano, ficando ao sul apenas 70 dias do ano, entre os dias 16 de novembro a 24 de janeiro. Este fato faz com que as encostas voltadas para o norte recebam mais radiação do que as voltadas para o sul. Estes resultados seguem o mesmo comportamento dos resultados obtidos por Alves (1981) quando estimou a irradiância solar global para superfícies inclinadas no município de Viçosa MG; Kang et al. (2002) aplicado na floresta de *Jumbong*, localizada na Coréia do Sul; e por Turco e Rizzatti (2006) para uma bacia hidrográfica experimental em Jaboticabal – SP.

Além do ajuste da radiação, o sub-modelo possui uma penalização considerando a umidade do solo. Sendo assim, dos três anos analisados, o de 2006 apresentou a maior transpiração, totalizando um valor médio de 859 mm, um acréscimo, em relação ao modelo pontual de 3,4%. Já nas áreas com encostas voltadas para o sul houve redução de aproximadamente 5%. Nas áreas com encostas voltadas para o sul o total não ultrapassou 810 mm.

Em 2005 o modelo espacial apresentou aumento no total médio da transpiração, em relação ao modelo pontual, de 9%. Nas encostas voltadas para o sul, norte e oeste, os resultados foram semelhantes nos dois métodos. E em 2007 a variação dos totais médios entre os dois métodos foi de aproximadamente 7% e a relação com as encostas foi semelhante ao ocorrido em 2006. Em 2005 e 2007 os totais transpirados foram semelhantes, mas os motivos destes totais foram completamente opostos. Em 2005, o total transpirado ficou em aproximadamente 780 mm, média de 2,14 mm ao dia, devido ao grande número de chuvas, ou seja nebulosidade, e em 2007, como choveu pouco, a umidade do solo caiu muito, aumentando a penalização à umidade no sub-modelo. A influencia da topografia foi mais significativa nos anos em que o regime de precipitação foi mais regular, tanto nos totais

quanto na distribuição. E em 2007, ano em que o regime de precipitação não foi tão regular, a umidade do solo passou a ser o fator limitante na transpiração. (Figura 47)

No ano de 2005 os meses que totalizaram as maiores transpirações foram janeiro, fevereiro e dezembro, predominando a faixa de 106 a 120 mm. Nos meses de março, abril, maio, outubro e novembro os totais que predominaram foram entre 61 e 90 mm. Nos meses de junho e julho os totais foram entre 31 e 45 mm. Os meses de menor transpiração foram agosto e setembro. A baixa transpiração é explicada, principalmente, pelo fato da umidade do solo estar próxima à umidade referente ao ponto de murcha permanente. O total transpirado para estes meses ficou entre 0 e 15 mm na maior parte da microbacia, Figura 48.

A maior transpiração, em 2006, ocorreu no mês de janeiro, totalizando entre 121 e 135 mm em praticamente toda microbacia. Este valor elevado é explicado pela maior índice de radiação e pela disponibilidade de água na camada útil do solo. Nos meses de março, abril e maio a faixa predominante foi entre 76 e 101 mm. Semelhantemente ao ocorrido em 2005, em agosto totalizou-se a menor transpiração, principalmente nas áreas com encostas voltadas para o norte. A umidade do solo nestas áreas atinge o ponto de murcha antes das outras áreas devido à maior incidência de radiação solar, Figura 49.

Em 2007 os maiores totais ocorreram nos meses de março e dezembro, 121 a 135 mm, e os menores valores ocorreram nos meses de julho, agosto e setembro, o motivo para estes baixos valores, é o mesmo já supracitado para os anos anteriores, que é a baixa umidade do solo. Nos meses de janeiro, fevereiro e maio a classe que predominou na microbacia foi de 91 a 105 mm, conforme pode ser observado na figura 50.

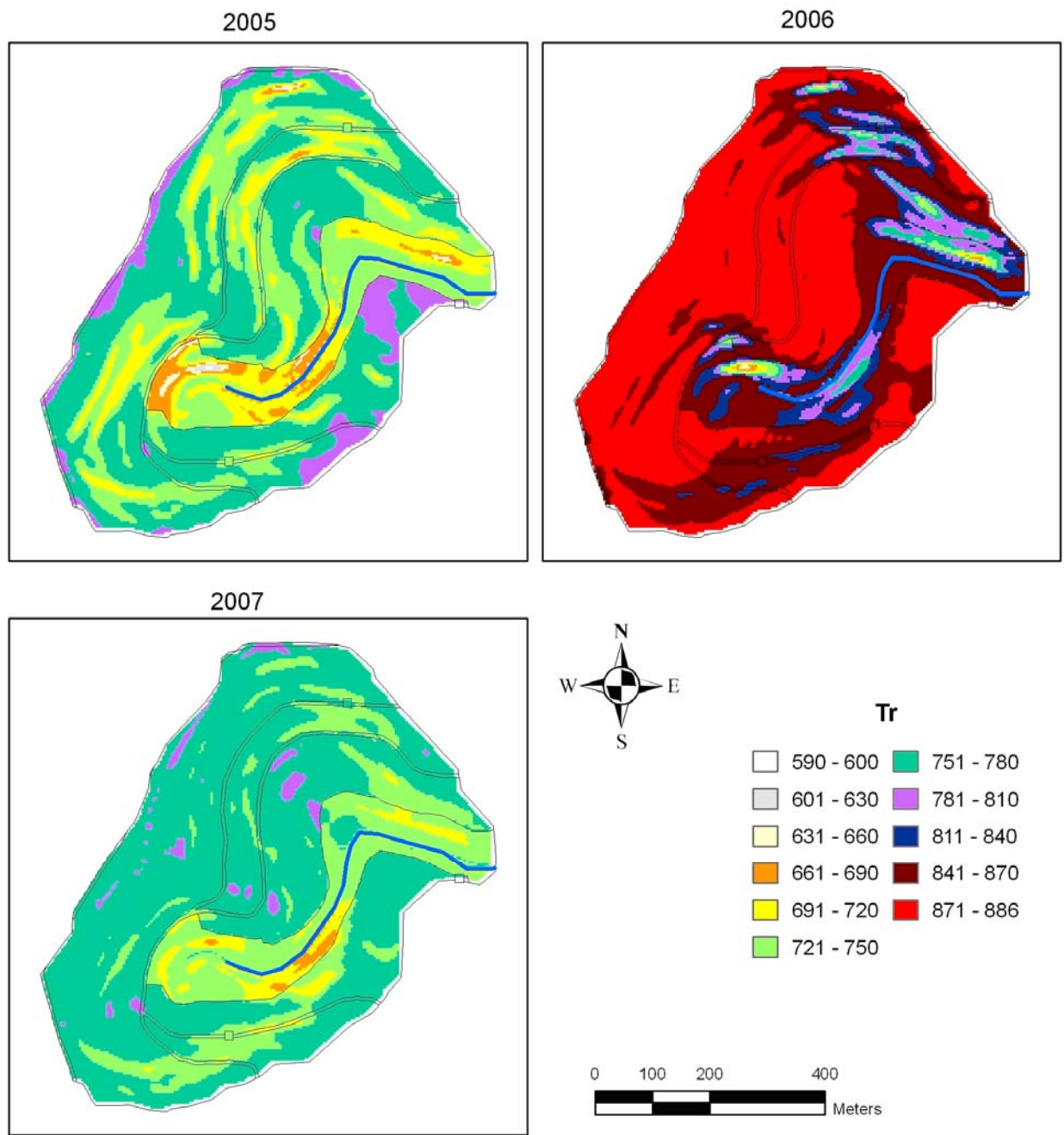


Figura 47 – Total anual de transpiração real anual.

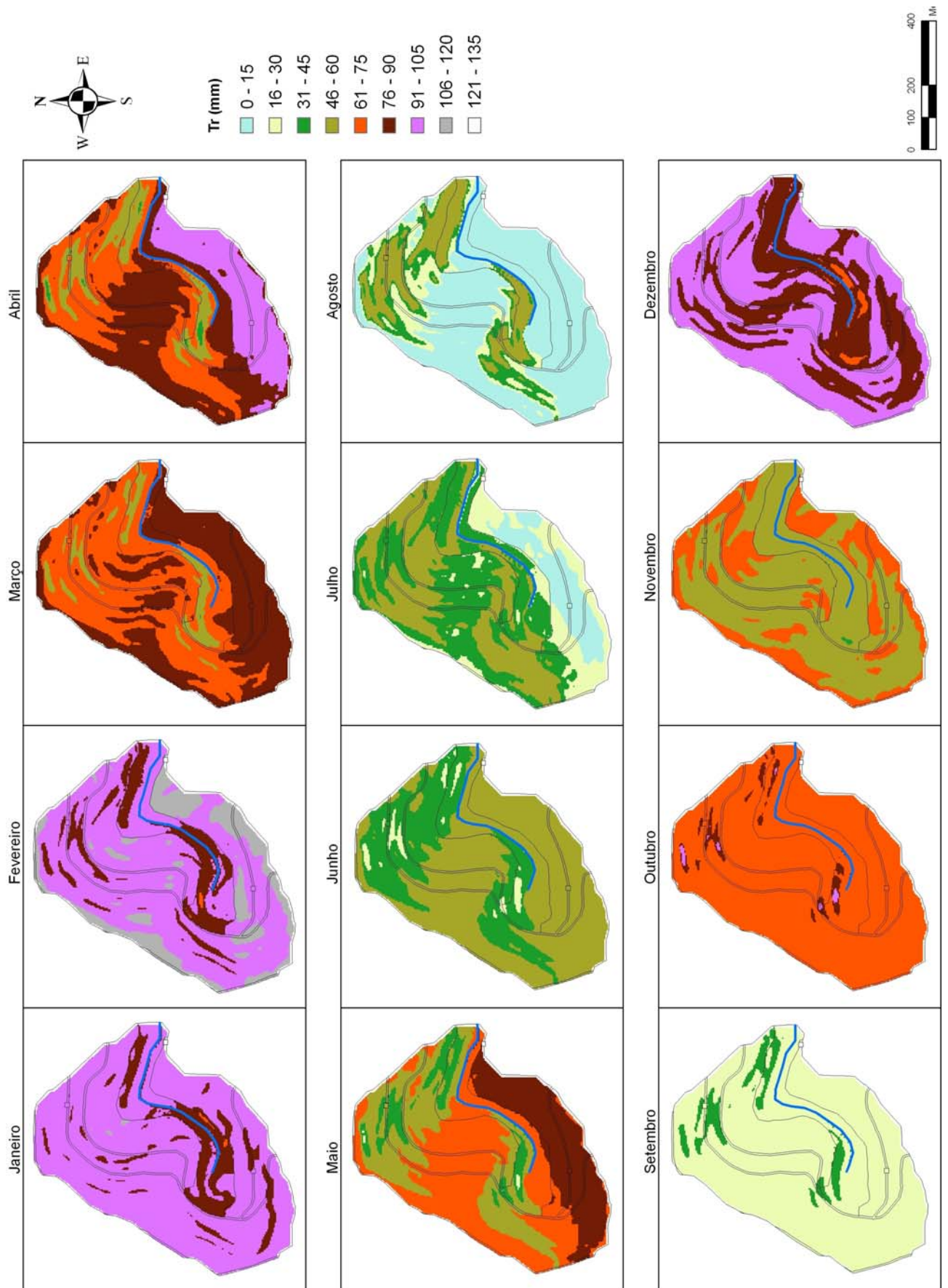


Figura 48 – Transpiração real mensal em 2005, dado em mm.

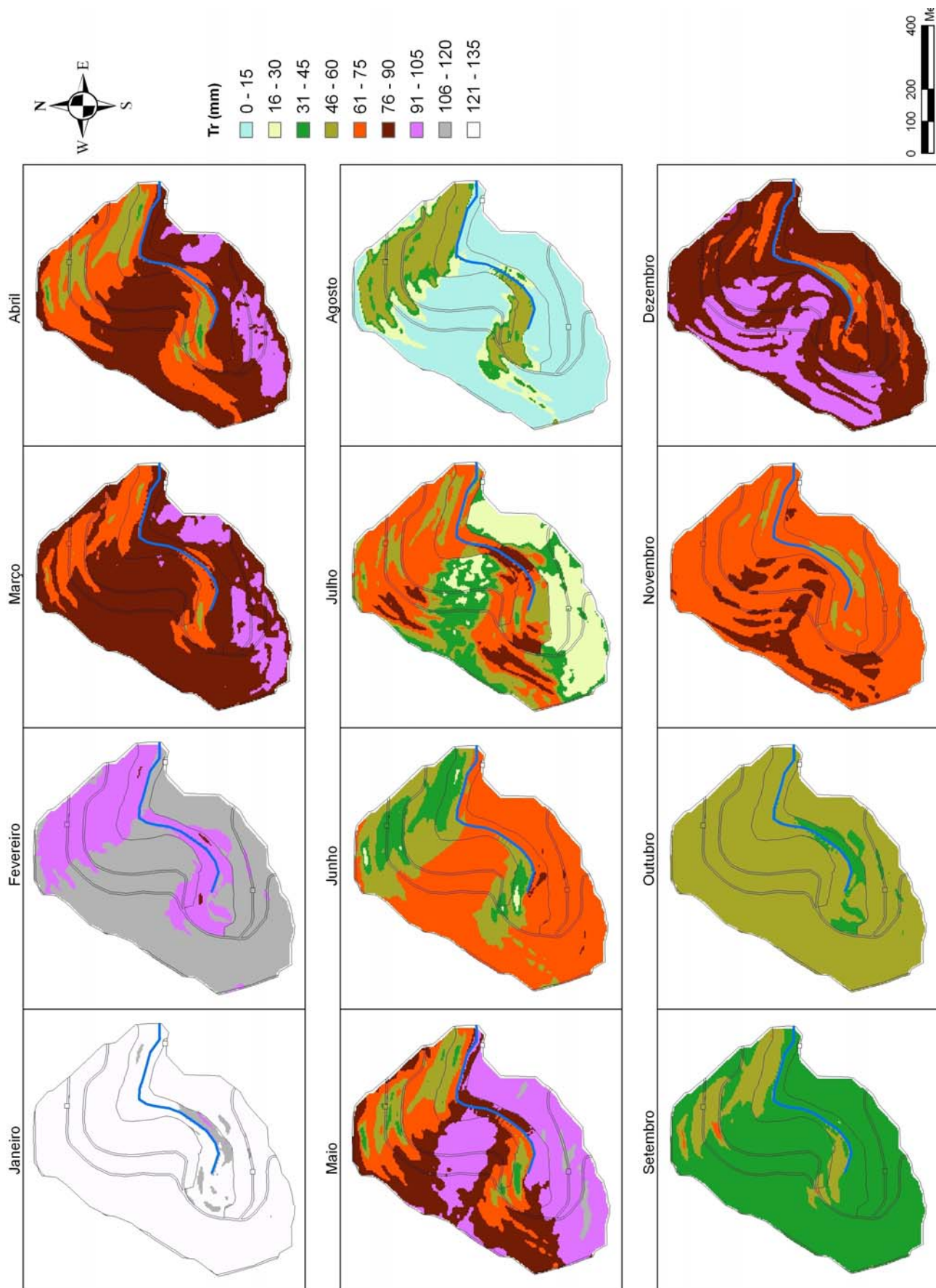


Figura 49 – Transpiração real mensal em 2006, dado em mm.

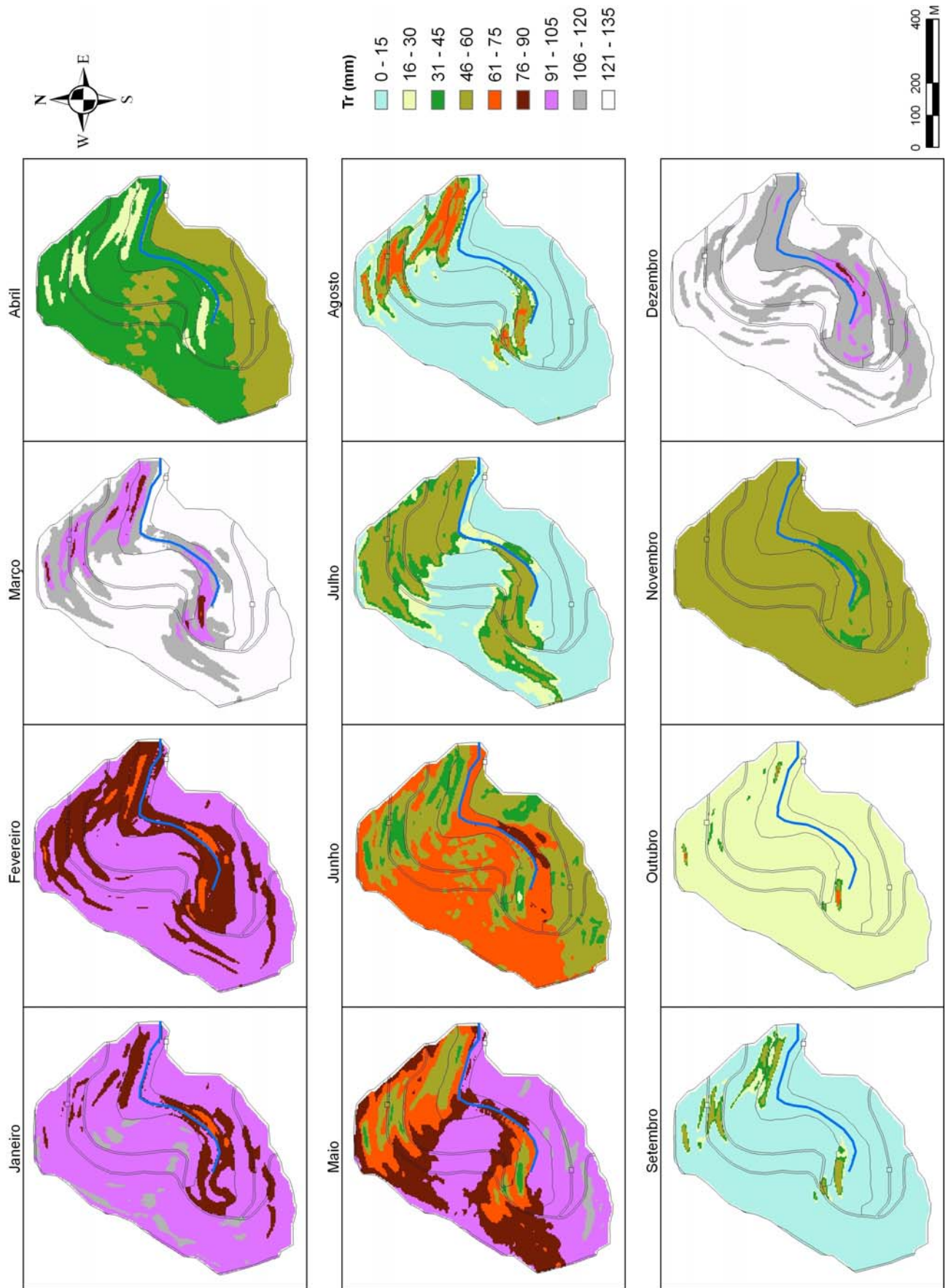


Figura 50 – Transpiração real mensal em 2007, dado em mm.

4.3.2. Excesso Hídrico

O excesso hídrico (Eh) ocorreu quando, na camada útil do solo, a umidade do solo superou a umidade referente à capacidade de campo. Como não foram estimados os aportes de água das camadas mais profundas para a camada útil do solo, o excesso é dito mínimo. Como eram esperados, os excessos ocorreram somente em alguns meses da estação chuvosa. Em 2005 os totais variaram entre 601 a 794 mm. Em média, foram perdidos por excesso 653 mm, uma diferença de aproximadamente 6% do modelo pontual. A classe predominante foi de 601 a 650 mm. As áreas com plantio de eucalipto em encostas voltadas para o sul e sudeste apresentaram os maiores totais, 651 a 794 mm. No ano de 2006 o total de excesso não ultrapassou 578 mm, e o valor médio na microbacia foi de 340 mm, ou seja, aproximadamente 12% menor do que o computado pelo modelo pontual. A diferença entre os excessos de 2006 com o de 2005 está diretamente ligada à transpiração e precipitação. Em 2005 ocorreram perdas por transpiração de 745 mm e a precipitação foi de 1.545, já em 2006 a transpiração foi de 859 mm e a precipitação 1.388 mm, ou seja, a transpiração em 2006 foi maior e a precipitação menor, o que acarretou nessa diferença de aproximadamente 48%. Neste ano, percebe-se ainda que a topografia não influenciou tão significativamente a variação espacial dos totais excedidos. De forma praticamente geral, a classe predominante de excesso foi de 301 a 350 mm. Já em 2007 o excesso não ultrapassou 180 mm, e com valor médio de 135 mm, uma diferença de 16% em relação ao resultado pontual, Figura 51.

Especificamente em 2005, figura 52, só ocorreram excessos nos meses de janeiro, fevereiro, março, novembro e dezembro. Em janeiro o valor médio foi de 175 mm, sendo encontrados valores entre 166 e 200 mm. Comparativamente com o modelo pontual, o modelo espacial diferenciou-se do pontual em aproximadamente 2%. Em fevereiro a lamina total média excedida foi de 75mm. No mês de março ocorreu o maior excesso, 246 mm, uma diferença de 6,5% para o modelo pontual. Nos meses de novembro e dezembro os excessos foram de 3 e 153 mm, respectivamente.

Os excessos totais médios nos meses de janeiro e abril de 2006 foram inferiores a 1 mm. Em março o Eh espacial foi de 5 mm, enquanto o Eh do modelo pontual foi de 37 mm, uma diferença de aproximadamente 84%. Em novembro o total médio foi de 39mm. O mês de dezembro apresentou o maior Eh, 296 mm, diferindo em aproximadamente 1% do Eh pontual (Figura 53).

Já em 2007, conforme é apresentado pela figura 54, só foram computados excessos em janeiro e em fevereiro. Em janeiro, o total médio foi de 89 mm e em fevereiro 46 mm. Apesar do total de precipitação no mês de dezembro ter sido próximo ao normal, esta precipitação foi utilizada para repor a umidade do solo, e como não atingiu a capacidade máxima de água disponível (CAD) não houve excesso neste mês.

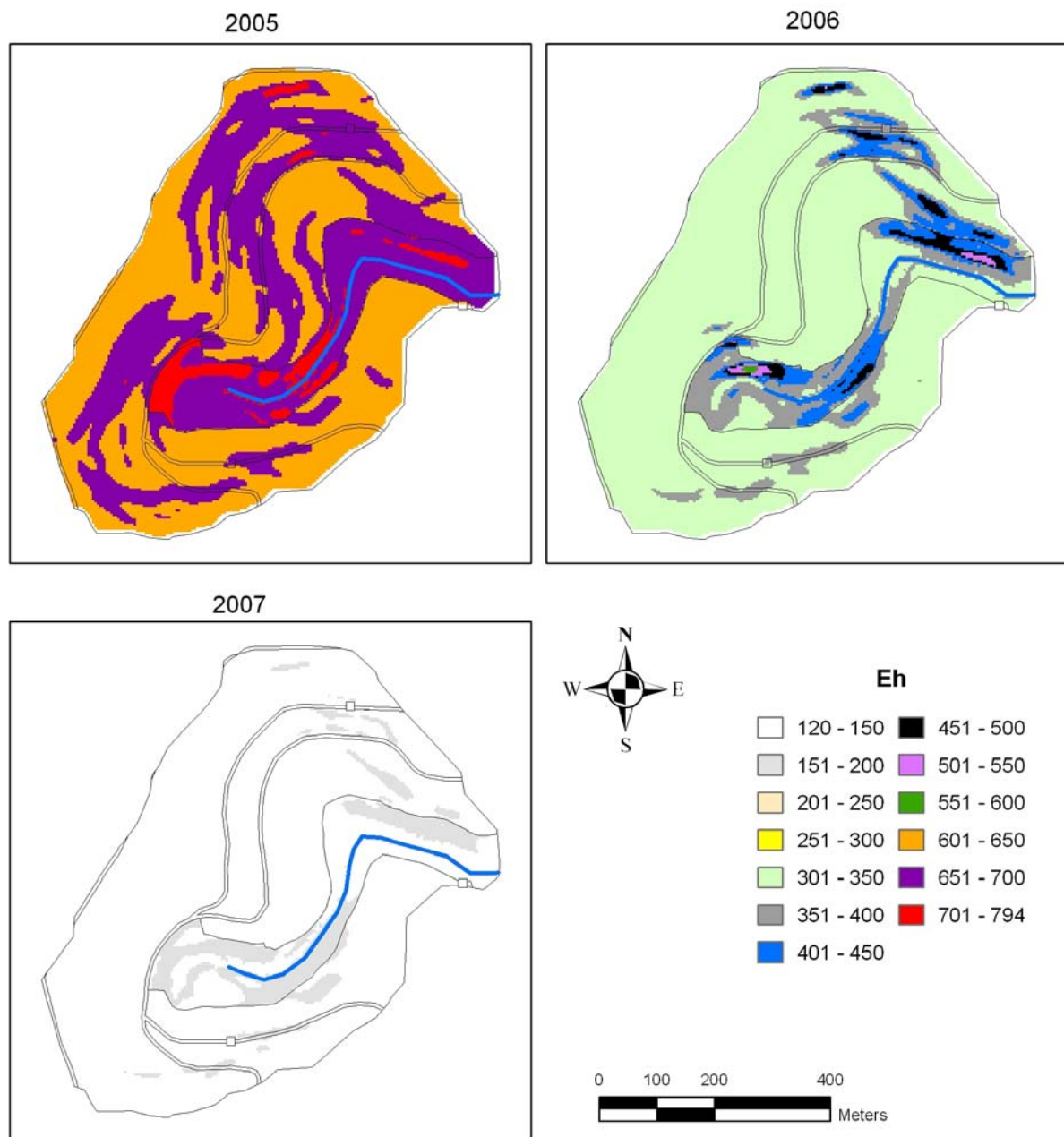


Figura 51 – Total anual de excesso hídrico, dado em mm.

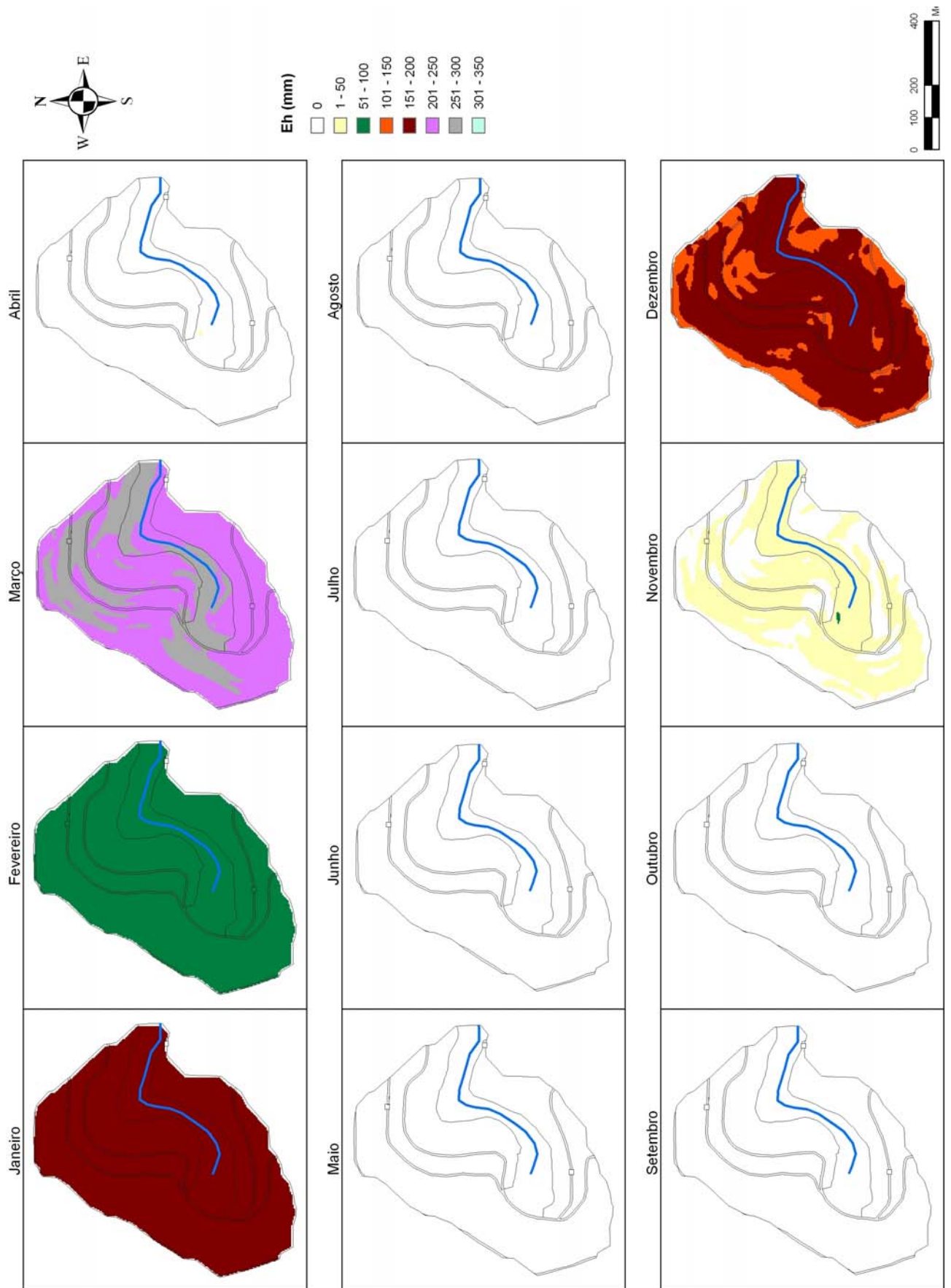


Figura 52 – Total mensal de excesso hídrico em 2005, dado em mm.

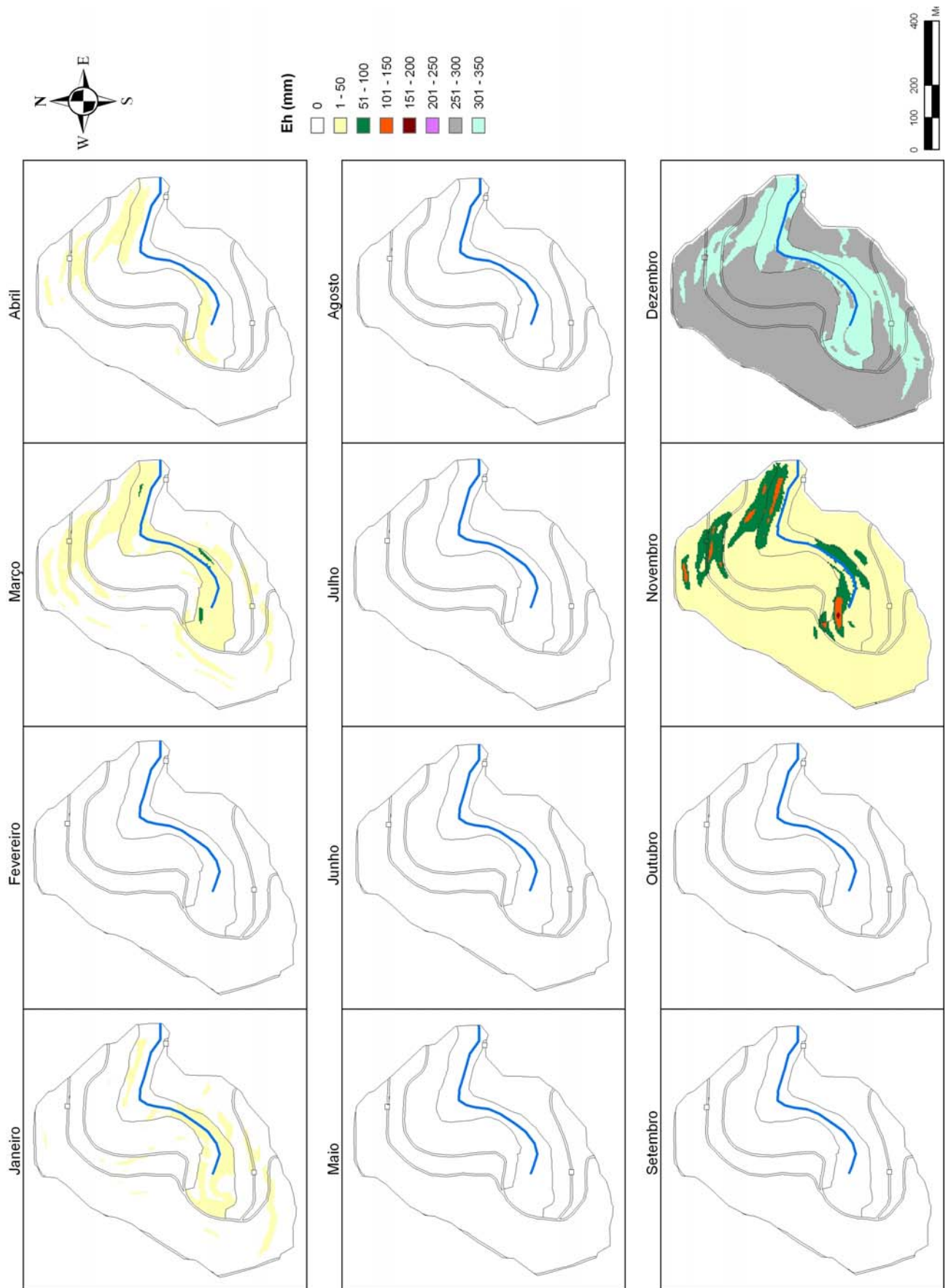


Figura 53 – Total mensal de excesso hídrico em 2006 , dado em mm.

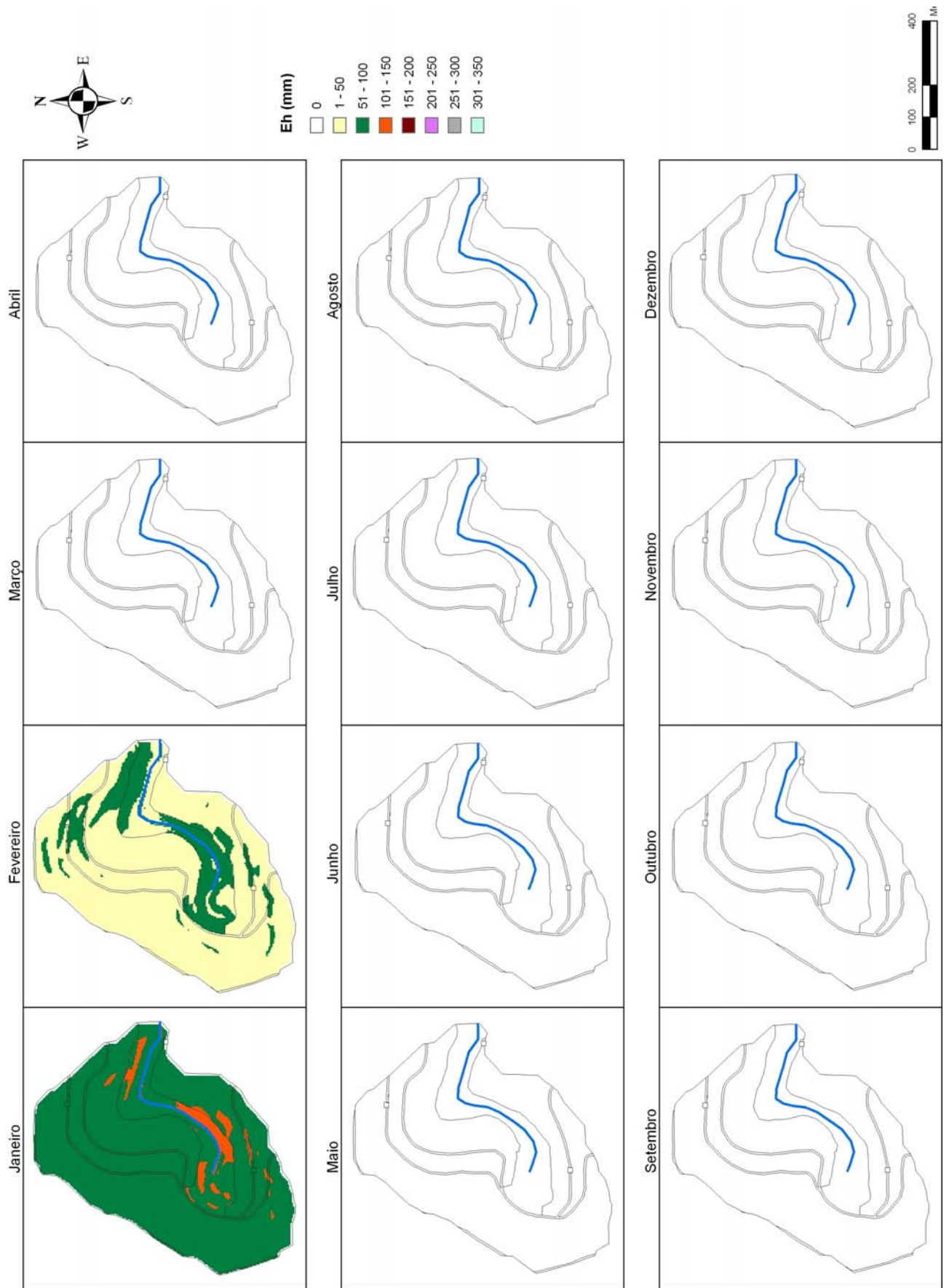


Figura 54 – Total mensal de excesso hídrico em 2007, dado em mm.

4.3.3. Disponibilidade de Água no Solo

A facilidade ou dificuldade da planta retirar água do solo depende, dentre outras variáveis, da disponibilidade de água no solo. Ou seja, quando maior a disponibilidade de água, mais facilmente será a retirada da água pela planta. Sendo assim, como foi verificado para o modelo pontual, será apresentado o número de dias em que a umidade do solo foi inferior a 25% da CAD (K_{ss25}) para o modelo espacial. No ano de 2005, em média, foram 110 dias em que o K_{ss25} foi atingido, sendo que as classes predominantes foram de 81 a 160 dias, ou seja, a maior parte da microbacia ficou de 81 a 160 dias com umidade abaixo de 25% da CAD. Nas áreas com encostas voltadas para o sul, o tempo médio foi de aproximadamente 60 dias, enquanto para as áreas com faces voltadas para o norte, verificou-se até 165 dias com umidade abaixo de 25% da CAD, ou seja metade do ano. Em 2006 os números de dias foram entre 0 e 150 dias, com valor médio de 105 dias. Semelhante a 2005, as áreas com encostas voltadas para o sul, sofreram um estresse hídrico por um período menor que as áreas com encostas voltadas para as outras direções, em média 55 dias, já as áreas com encostas para o norte, ficaram em média 150 dias com estresse hídrico. No ano de 2007 o estresse foi muito mais acentuado. As áreas com rampas voltadas para o norte ficaram até 188 dias com a umidade abaixo de 25% da CAD, ou seja, mais da metade do ano. Nas áreas com encostas voltadas para o sul o estresse hídrico durou entre 24 e 140 dias. De forma geral a média de dias em que ocorreu estresse na microbacia foi de 158 para este ano, Figura 55.

É apresentado na Figura 56 o período, em dias, nos meses de 2005 em que a umidade do solo foi igual ou inferior a 25% da CAD. Percebe-se que este índice ocorreu nos meses de junho, julho, agosto, setembro, outubro e novembro. Nas áreas com encostas voltadas para o norte este índice é primeiramente atingido devido a uma maior perda por transpiração. Especificamente no mês de junho as áreas com encostas voltadas para o norte ficaram até 26 dias em situação de estresse hídrico, enquanto que as áreas voltadas para o sul não atingiram, em nenhum dia, este índice. No mês de julho e agosto a grande maioria da bacia atingiu este índice no mês inteiro, e as áreas para o sul não registrou nenhum dia de estresse. Nos meses de setembro a novembro, toda a bacia atingiu o índice abaixo de 25% da CAD, sendo que em setembro este índice ocorreu em 27 dias, em outubro 24 dias e em novembro 3 dias.

Em 2006, Figura 57, o estresse hídrico ocorreu entre junho e outubro, e semelhante a 2005, as áreas com encostas voltadas para o norte já atingiu este índice logo no mês de junho.

No mês de julho a agosto as áreas voltadas para o sul não atingiu o índice de estresse hídrico e as outras áreas já ficaram, praticamente o mês inteiro com estresse. Em novembro praticamente toda bacia apresentou períodos de 10 a 12 dias de estresse hídrico.

Conforme é apresentado pela figura 58, em 2007 o estresse hídrico início em maio e estendeu até o final de novembro. As áreas voltadas para o norte atingiu o índice de estresse em todos os dias do mês a partir de junho, já as áreas com encostas voltadas para o sul iniciou o estresse hídrico a partir de setembro. Especificamente em setembro e outubro, toda microbacia permaneceu com sua umidade em nível de estresse em todos os dias. E em novembro o estresse foi de aproximadamente 25 a 27 dias.

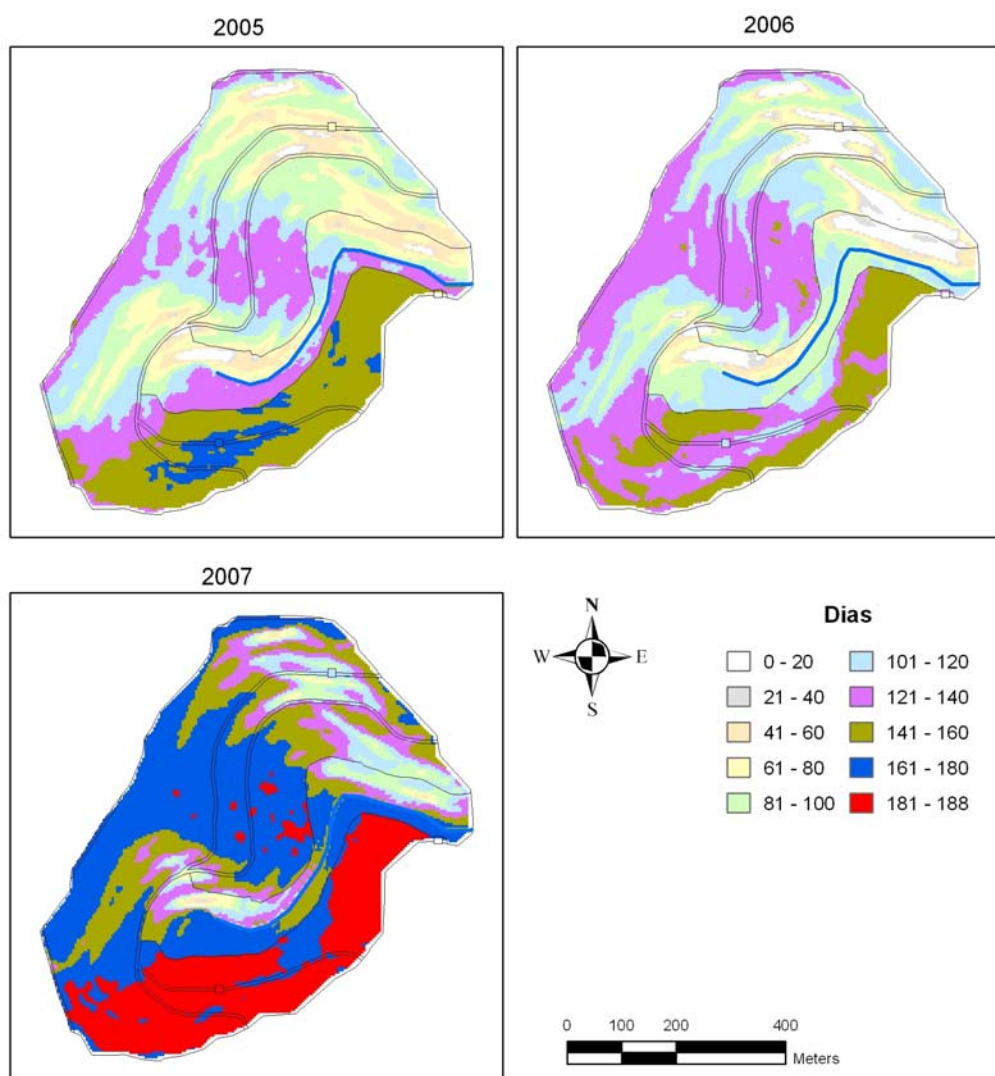


Figura 55 – Período em que a umidade do solo ficou igual ou inferior a 25% da CAD, dado em dias.

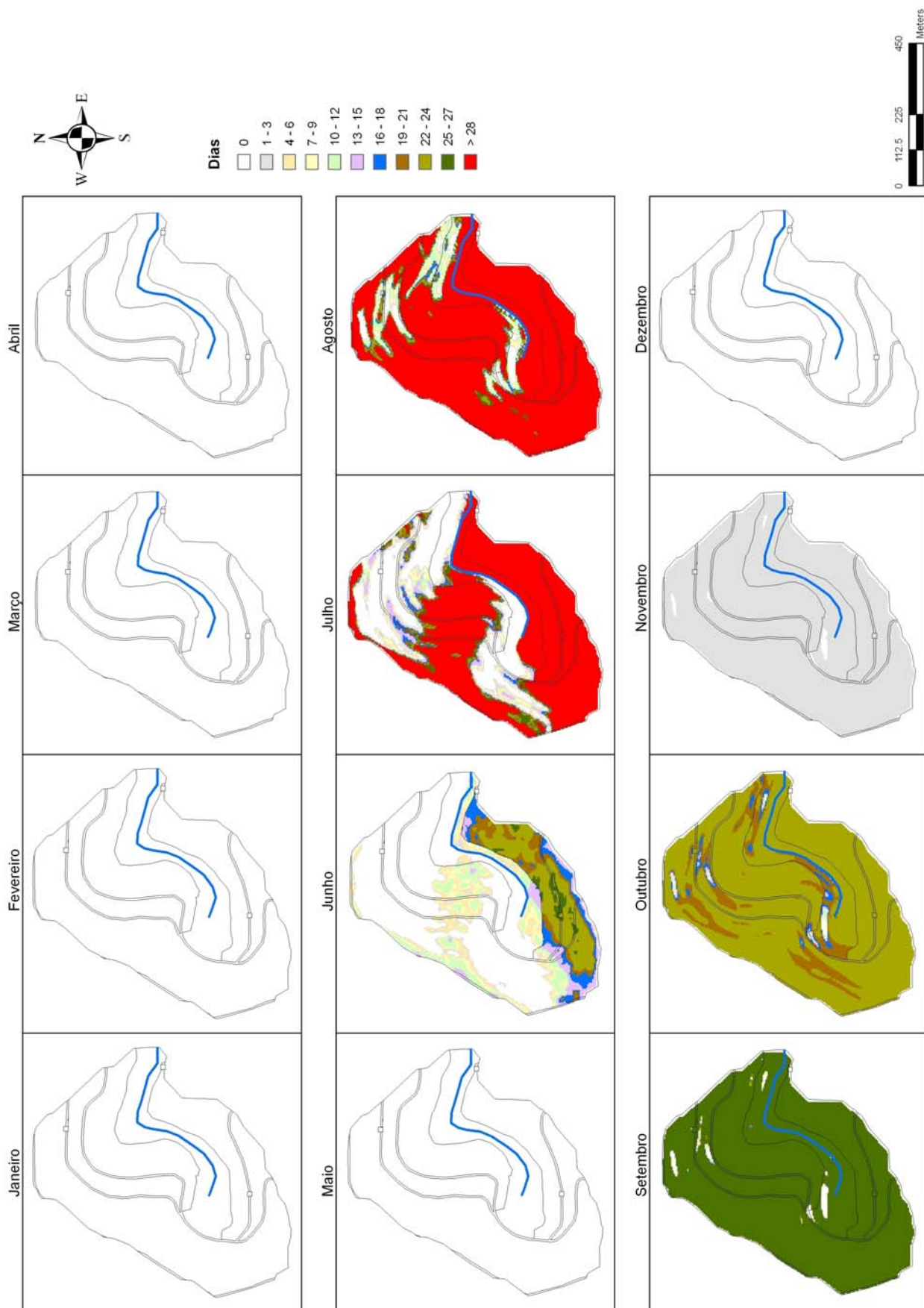


Figura 56 – Período em que a umidade do solo ficou igual ou inferior a 25% da CAD no ano de 2005, dado em dias.

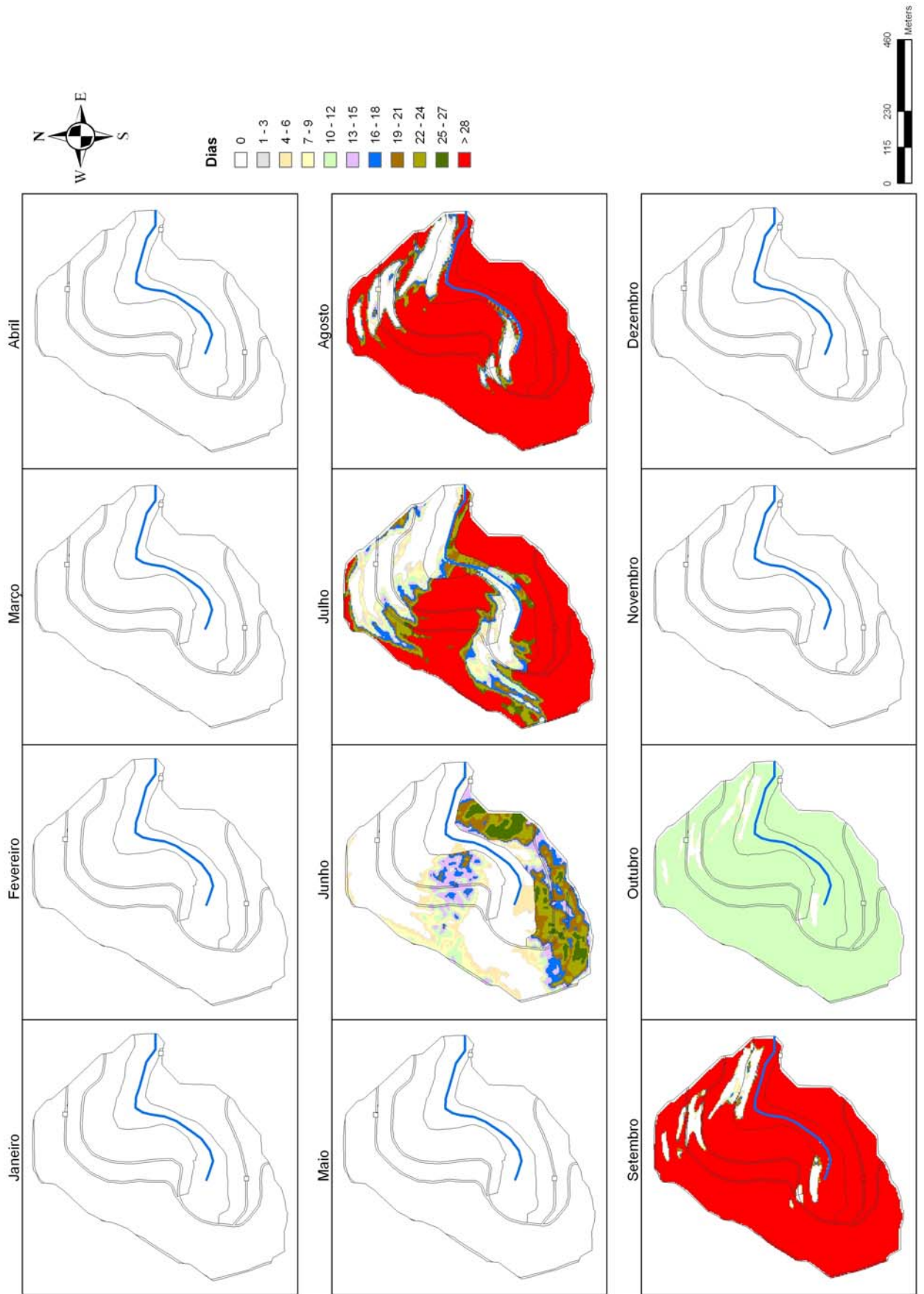


Figura 57 – Período em que a umidade do solo ficou igual ou inferior a 25% da CAD no ano de 2006, dado em dias.

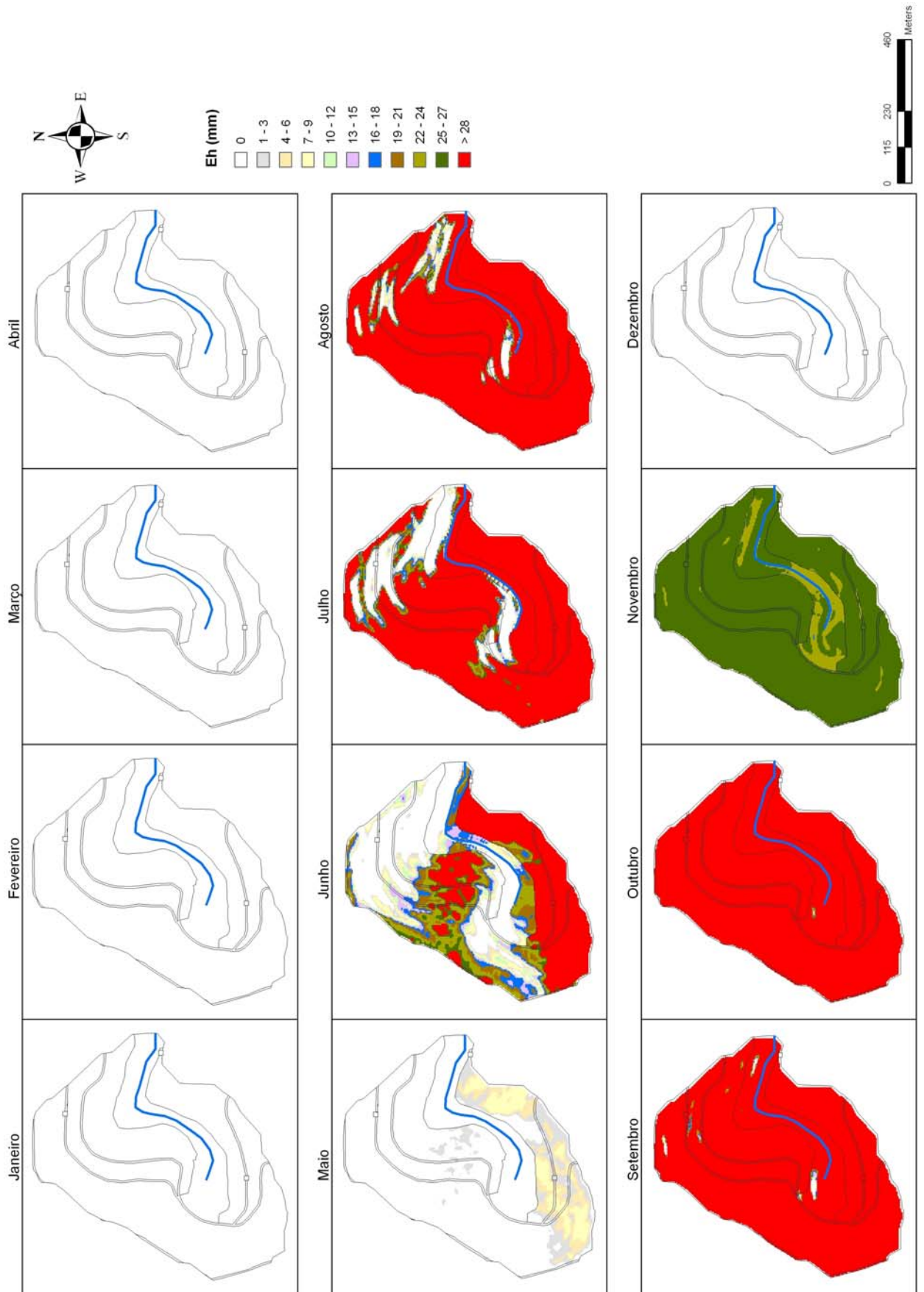


Figura 58 – Período em que a umidade do solo ficou igual ou inferior a 25% da CAD no ano de 2007, dado em dias.

5. CONCLUSÕES

Verificou-se ser importante considerar as características da topografia nos componentes do balanço hídrico em regiões de relevo ondulado. A partir da modelagem espacial pôde-se verificar importante influência das diferentes inclinações e orientações das encostas nos totais diários de transpiração. De forma geral, este fato está relacionado com a maior ou menor disponibilidade de energia para o processo de mudança de fase da água.

Devido à posição geográfica e às características da topografia da bacia, o saldo de radiação não sofreu grandes alterações no verão. Porém, no inverno, quando o sol está mais ao norte, em seu movimento aparente, na microbacia a variação foi mais significativa. Assim, conclui-se ser importante, nas regiões de relevo ondulado, fazer a correção espacial da intensidade de fluxo, a partir da irradiância solar medida no piranômetro.

A transpiração média ajustada para as condições da topografia da microbacia apresentou valores maiores do que a transpiração para condições de superfície plana. Em 2005, 2006 e 2007 as diferenças entre os modelos foram, respectivamente, de 5%, de 9% e de 7%.

O aporte de água das camadas mais profundas para a camada útil do solo é um componente do balanço hídrico que deve ser considerado para estudos de balanço hídrico em escala diária. A falta deste componente resultou em uma forte penalização no total transpirado nos meses de estiagem pelo coeficiente de umidade do solo.

Verificou-se que mesmo em condições de relevo tão acentuado, o plantio florestal, juntamente com o solo, favoreceram a infiltração da água no solo, e conseqüentemente reduzindo o escoamento superficial. Aproximadamente 0,5% da precipitação foi convertido em escoamento superficial

Subtraindo do total precipitado o total de vazão, 70% da precipitação foi perdida por evapotranspiração(ICV mais TR), resultando resulta em médias diárias de 2,5 mm, enquanto que a evapotranspiração média diária estimada foi de 2,4 mm.

Nos três anos estudados, ocorreram excessos hídricos e praticamente a totalidade desse excedente foi percolada para recarregar o aquífero subterrâneo. Em 2005, 2006 e 2007 os totais excedidos foram 693, 388 e 161mm, respectivamente.

Os plantios em áreas com encostas voltadas para o norte sofreram por mais tempo o estresse hídrico do que os plantios com áreas voltadas para o sul. Nas áreas com encostas voltadas para o sul o tempo médio variou de 55 a 140 dias, enquanto para as áreas com faces voltas para o norte, foram 150 a 188 dias.

O sistema computacional desenvolvido para realizar a estimativa do balanço hídrico apresentou-se bastante eficiente apesar do tempo de processamento ser bastante demorado. Em média para processar cada ano o tempo era de 3 dias, usando um micro-computador com 2 *gigabytes* de memória RAM e processador Pentium 1,7 GHs.

Apesar de três anos ser um intervalo relativamente curto para estudos hidrológicos, os resultados aqui proposto já mostrou grandes avanços em comparação aos iniciados por Facco (2004). A continuidade deste trabalho, certamente resultará em melhores ajustes nos componentes do balanço hídrico.

6. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- ABER, J.D.; FEDERER, C.A.. **A generalized, lumped-parameter model of photosynthesis, evapotranspiration, and net primary production in temperate and boreal forest ecosystems.** *Oecologia*. 92: 463-474. 1992
- ALMEIDA, A.C. de e SOARES, J.V. **Comparação entre uso de água em plantações de *Eucalyptus grandis* e florestas ombrófila densa (mata atlântica) na costa leste do Brasil.** Viçosa MG Revista *Árvore*, 27: n2: p. 421-427, 2003.
- ALVES, A. R. **Irradiância solar global em superfície de diferentes inclinações e azimutes, para Viçosa MG.** Viçosa-MG: UFV, 1981. 19p. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Viçosa, 1981.
- ALVES da SILVA, J. M. **Modelo Hidrológico para o cálculo do balanço hídrico e obtenção do hidrograma superficial em bacias hidrográficas: desenvolvimento e aplicação.** Viçosa-MG: UFV, 2002. p 32 - 114. Dissertação (Doutorado). Universidade Federal de Viçosa, 2002.
- AMARAKOON, D.; CHEN, A.; McLEAN, P. **Estimating daytime latent heat flux and evapotranspiration in Jamaica.** *Agricultural and Forest Meteorology*, Amsterdam, v.102, p.113-124, 2000.
- ARNOFF, S.; **Geographic Information Systems: A Management Perspective.** WDL Publications, Ottawa, Canada, 1995.
- AZEVEDO, E.C. **Vazão e características físicas e químicas do deflúvio de microbacias hidrográficas cobertas com mata nativa pastagem e *Eucalyptus grandis*.** Viçosa,. 92p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Viçosa. 1995
- BARLOW, E.W.R., **Water Relations of the mature leaf.** In: DALE, J.E.; MILTHORPE, F.L. (EDs). *The growth and functioning of leaves.* Cambridge: University Press, 1983. p.315-345.
- BALIEIRO, L.C. **Nutrientes na água de chuva e na biomassa na monocultura e consórcio de *Acacia mangium Willd.*, *Pseudosamanea guachapele Dugand* e *Eucalyptus grandis***

- W. Hill ex Maiden.** Viçosa-MG:UFV, 1999. 99p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Viçosa, 1999.
- BAUMGARTNER, M.F. & APFL, G.M. - **Remote Sensing and Geographic Information Systems.** Hydrological Sciences Journal, Vol. 41, n.º 4, pp 592-607,1996
- BOWEN, I.S. **The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface.** Physical Review, New York, v.27, p.779-787, 1926.
- BRANDÃO, V.S.; PRUSKI, F.F.; SILVA, D.D., **Infiltração da água no solo.** 2ed. Editora da Universidade Federal de Viçosa, p. 16-17, 2003.
- BRITO, L. de F. et al. **Erosão hídrica de latossolo vermelho muito argiloso ondulado em área de pós plantio de eucalipto no vale do rio Doce, região centro leste do estado de Minas Gerais.** Scientia Forestalis, n. 67. p. 27-36, abr. 2005.
- BURROUGH, P. A.; MCDONNELL, R. A.; **Principles of Geographical Information Systems.** Oxford, Clarendon Press, 2a edição, 311p, 1998.
- CALDER, I.R., HALL, R.L., ADLARD, P.G. **Growth and water use of forest plantations.** Chichester: J. Willey, 1982. 381p.
- CÂMARA, C. D.. **Efeitos do corte raso de eucalipto sobre o balanço hídrico e a ciclagem de nutrientes em uma microbacia experimental.** Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais) - Universidade de São Paulo, Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo. Orientador: Walter de Paula Lima. 1999.
- CARNEIRO, R. L. C. **Modelagem da resistência estomática e estimativa da eficiência do uso da água em plantios jovens de eucalipto irrigados e não irrigados na região da bacia do rio doce, Minas Gerais.** Dissertação de Mestrado, UFV, 89 p., 2005.
- CARNEIRO, R. L. C.; RIBEIRO, A.; HUAMAN, C. A. M; LEITE, F. P.; SEDIYAMA, G. C.; NEVES, J. C. L. **Consumo de água em plantios de eucalipto: parte 2 modelagem da resistência estomática e estimativa da transpiração em tratamentos irrigados e não-irrigados.** Viçosa MG Revista Árvore, 32: n1: p. 421-427, 2008.

- CHAUBEY, I., HANN, C.T., GRUNWALD, S. SALISURY, J.M. **Uncertainty in the model parameters due to spatial variability of rainfall.** Journal of Hydrology. V. 220, p. 48-61, 1999.
- COELHO, G.B.; **Análise e simulação do processo de transformação de chuva em vazão com suporte de sistema de informações geográficas (sig).** Recife, 2006. 93p. Dissertação de mestrado no curso de pós-graduação Ciências Ceodésicas e tecnologias da geoinformação, Universidade Federal de Pernambuco.
- COSTA, T.; LANÇA, R. **Hidrologia de Superfície.** Área Departamental de Engenharia Civil Núcleo de Hidráulica e Ambiente, Escola Superior de Tecnologia Universidade do Algarve, p. 29-39, 2001.
- CUNHA, G.R. et al. **Balanco de energia em cultura de milho. Revista Brasileira de Agrometeorologia,** Santa Maria, v. 4, n. 1, p. 1-14. 1996.
- CUNHA, G.R.; BERGAMASCHI, H. **Balanco de energia em alfafa. Revista Brasileira de Agrometeorologia,** Santa Maria, v. 2, p. 9-16, 1994.
- De BIASE, M. **A carta clinográfica: os métodos de representação e sua confecção.** Revista de Geografia, São Paulo, v. 6, p. 45-60, 1993.
- DUNIN, F. X.; MACKAY, S. M. **Evaporation by eucalypt and Coniferous forest communities.** In: National Symposiun On Forest Hydrology, 1., 1982, Melbourne. Preprints... Melbourne: The Instituton of Enginners, 1982. p.12-17. (National Conference Publication, 82/6)
- DYE, P. J. **Estimating water use by *Eucalyptus grandis* wich Penman-Monteith equation.** In: Vancouver Synposium – Forest Hidrology and Watershed Mananegent, 1987, Vancouver. Proceedings... Vancouver: International Association of Hidrological Sciences, p.329-337. 1987.
- DYE, P.J. e OLBRICH, B.W. **Estimating transpiration fron 6-year-old *Eucalyptus grandis* trees: development os a canopy conductance model and comparison with independent sap flux measurements.** Plant Cell Environmental, 16:45-53, 1993.

- FACCO, A. G. **Modelagem e simulação geoespacial da variação dos componentes do balanço hídrico para plantios de eucalipto em áreas de relevo ondulado na bacia do rio doce**, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, UFV, 89 p., 2004.
- FERRAZ, F.F.B. **Aplicação de sistema de informações geográficas em estudo de área urbana de Piracicaba sujeita à inundação**. [Tese de mestrado, CENA/USP, 1996]
- GOLDENFUM, J.A.; **Simulação hidrossedimentológica em pequenas bacias rurais**. Porto Alegre: IPH-UFRGS, 1991. 133p. Dissertação de mestrado no curso de pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento, Universidade Federal do Rio Grande do Sul
- GOODCHILD, M. F.; **The State of GIS for Environmental Problem-Solving. Capítulo 2 em Environmental Modeling with GIS**, Oxford University Press, 488p, New York, 1993.
- IQBAL, M. **Correlation of overage diffuse and beam radiation with hours of bright sunshine**. Solar Energy, Kidlington, v.23, p.169-173, 1979.
- IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. New York: Academic Press, 1983.
- JARVIS, P.G.; MCNAUGHTON, K.G.. **Stomatal control of transpiration: scaling up from leaf to region**. Advances in Ecological Research, 15: 1-49, 1986.
- JENSON, S.K. & DOMINGUE, J.O. **Extrating topographic structure from digital elevation data for Geographic Information System analysis**. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. V. 54, pp. 1.593-1.600, 1988.
- KALLARACKAL, J. and SOMEN, C.K. **An ecophysiological evaluation of the suitability of *Eucalyptus grandis* for planting in the tropics**. Forest Ecology and Management, 95:53-61, 1997.
- KANG, S; KIM, S; LEE, D. **Spatial and temporal patterns of solar radiation based on topography and air temperature**. Canadian Journal of Forest Research, Ottawa, v.32, n.3, p.487-97, 2002.
- LANG, L.; **Managing Natural Resources with GIS**. Environmental Systems Research Institute, Inc, 2000.

- LANG, A. R. G.; MCMURTRIE, R. E. **Total leaf areas of single trees of *Eucalyptus grandis* estimated from transmittances of the sun's beam.** Agricultural and Forest Meteorology, 58: 79-92, 1992.
- LEITE, F.P. **Crescimento, relações hídricas, nutricionais e lumínicas em povoamento de *Eucalyptus grandis* em diferentes densidades populacionais.** Viçosa-MG: UFV, 1996. 90p. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Viçosa, 1996.
- LEUNING, R. **Modelling stomatal behavior and photosynthesis of *Eucalyptus grandis*.** Australian journal Plant Physiology, 17:159-175, 1990.
- LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; LIRA, C. A. B. O. e SILVA I. F. **Estimativa da evapotranspiração em uma cultura de feijão caupi, nas condições do brejo paraibano.** Agropecuária Técnica • v.26, n.2, 2005 — Areia, PB, CCA/UFPB
- LIMA, W.P. **Princípios de hidrologia florestal para o manejo de bacias hidrográficas.** São Paulo: Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, 1986. 242p.
- LIMA, W.P. **Impactos ambientais do eucalipto.** São Paulo, 2ed. Editora Universidade de São Paulo, . 301p.,1996
- LIMA, W. P. ; POGGIANI, F. ; VITAL, A. R. T. **Impactos ambientais de Plantações florestais sobre regime hídrico e de nutrientes em bacias hidrográficas.** In: IN: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE CIÊNCIAS DO SOLO, 1996, Águas de Lindóia. XIII CONGRESSO LATINO AMERICANO DE CIÊNCIA DO SOLO. Águas de Lindóia : SONOPRESS CD-ROOM, 1996.
- LIMAb, F. Z. **Desenvolvimento e avaliação de modelos de Irradiância solar difusa para Viçosa - MG.** Viçosa-MG: UFV, 1996. p. 1-65. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Viçosa, 1996.
- MAIDMENT, D.R. **GIS and hydrologic modeling.** In: Goodchild, M.F.; Parks, B.O.; Steyaert, L.T.; ed. Environmental modeling with GIS. New York, Oxford University Press, 1993. Cap. 14, p. 147-167.
- MAIDMENT, D. R.; **Arc Hydro: GIS for Water Resource. Center for Research in Water Resources,** University of Texas at Austin, 2002.

- MARTINS, S. G; et al. **Perdas de solo e água por erosão hídrica em sistemas florestais na região de Aracruz (ES)**. Revista Brasileira de Ciência do Solo. v. 27, n. 3, p. 395-403, 2003.
- MELLO, J.L.P. **Análise de sensibilidade dos componentes da equação de Penman-Monteith-FAO**. Viçosa, MG: UFV, 1998. 78p. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa.
- MENDES, C. A. B.; CIRILO, J. A.; **Geoprocessamento em Recursos Hídricos: Princípios, Integração e Aplicação**. Associação Brasileira de Recursos Hídricos – ABRH. Porto Alegre, 536p. , 2001.
- MEZA, F.; VARAS, E. **Estimation of mean monthly solar global radiation as a function of temperature**. Agricultural and Forest Meteorology, Amsterdam, v. 100, p. 231-241, 2000.
- MIELKE, M.S.; OLIVA, M.A.; BARROS, N.F. de; PENCHEL, R.M. et al., **Stomata control of transpiration in the canopy a clonal *Eucalyptus grandis* plantation**. Trees, 13:152-160, 1999.
- NEVES, J.C. **Produção e participação de biomassa, aspectos nutricionais e hídricos em plantios clonais de eucalipto na região litorânea do estado do Espírito Santo**. Campos dos Goytacazes: UENF, 2000. p 9 - 191. Dissertação (Doutorado). Universidade Estadual do Norte Fluminense, 2000.
- OLIVEIRA, G. M.; LEITÃO, M. M. V. B. R. **Estimativas de evapotranspiração e as conseqüências devido aos erros na determinação de saldo de radiação e efeitos advectivos**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.4, n.3, p.343-347, 2000 Campina Grande, PB, DEAg/UFPB
- PONCE, V. M. **Engineering Hydrology: principles and practice**. Englewood cliffs, New Jersey: Prentice Hall, 1989. 640p.
- PRUSK, F.F.; SILVA, D.D.; SANTOS, W.L. et al., **Infiltração de água no solo**. Viçosa, MG: DEA, UFV, P. 25-26, 1997.

- RADERSMA, S; RIDDER, N.. **Computed evapotranspiration of annual and perennial crops at different temporal and spatial scales using published parameter values.** Agricultural Water Management, 31:17-34, 1996.
- RANA, G.; KATERJI, N.; PERNIOLA, M. **Evapotranspiration of sweet sorghum: A general model and multilocal validity in semiarid environmental conditions.** Water Resources Research, Washington, v.37, p.3237- 3246, 2001.
- RANZINI, M., LIMA, W. de P. **Comportamento hidrológico, balanço de nutrientes e perdas de solo em duas microbacias reflorestadas com *eucaliptus*, no vale do paraíba, SP.** Scientia Forestalis, n. 61, p. 144-159, jun. 2002.
- RIGHETTO, A. M.; **Hidrologia e Recursos Hídricos.** Departamento de Hidráulica e Saneamento, Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, 840 p, São Carlos, 1998
- SACRAMENTO NETO, O. B. **Balanço hídrico em plantios jovens de eucalipto na região de Belo Oriente-MG. Dissertação de Mestrado,** UFV, 82 p., 2001.
- SANSIGOLO, A. S. **Variabilidade Interanual da estação chuvosa em São Paulo. Climanálise,** v. 4, n.9, p.40-43, 1989.
- SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI, M. R. B.; BUBA, H.; KISHI, R. T.; MARONE, E.; LAUTERT, L. F.; **Hidrometria Aplicada.** Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento, 372p, Curitiba, 2001.
- SCARDUA, F. P. **Caracterização hidrológica de uma microbacia hidrográfica experimental da Estação Experimental de Ciências Florestais de Itatinga, ESALQ/USP.** Piracicaba, 1994. 93p. Dissertação (Mestrado) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz. Universidade de São Paulo.
- SEDIYAMA G. C. **Estimativa da evapotranspiração: histórico, evolução e análise crítica.** Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, v. 4, n. 1, p. i-xii, 1996
- SILVA, W. C. M.; **Modelagem dos balanços de água e energia e simulação do desenvolvimento do eucalipto na Bacia do Rio Doce-MG.** Tese de Doutorado, UFV, 122p, 2007.

- SINGH, V. P.; FIORENTINO, M.; **Geographical Information Systems in Hydrology.** Water Science and Technology Library. Louisiana State University, Baton Rouge, U.S.A., 1996.
- SOUZA, W. G.; RIBEIRO, A.; SANTANA, M.; **Modelagem e simulação da água da chuva interceptada pelo dossel vegetativo e serapilheira em plantios jovens de eucalipto em áreas de transição Cerrado - Mata Atlântica em Minas Gerais.** Simpósio Iniciação Científica – Universidade Federal de Viçosa, 2002.
- TANNER, C.B. **Energy balance approach to evapotranspiration from crops.** Soil Science of America Proceedings, Madison, v.24, n.1, p.1-9, 1960.
- TUCCI, C.E.M.; MENDIONDO, E. M.; GOLDENFUM, J. A. **Pequenas bacias Hidrográficas: conceitos básicos. Capítulo 1 em Hidrologia Aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas.** Porto Alegre, ABRH, 2001.
- TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos.** Porto Alegre, Ed. Universidade UFRGS, 1998.
- TURCO, J. E. P.; RIZZATTI, G. S. **Avaliação de modelo matemático para estimar a radiação solar incidente sobre superfícies com diferentes exposições e declividades.** Revista Engenharia Agrícola, vol.26 n^o.1 Jaboticabal Jan./Apr. 2006
- VERTESSY, R.A.; Hatton, T.J.; O'Shaughnessy, P.J.; Jayasuriya, M.D.A. **Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model.** J. Hydrology, 150:665-700, 1993.
- VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R.; **Meteorologia básica e aplicada.** Viçosa, MG: DEA, UFV, 1ed, p. 133-203, 2002.
- VILLELA, S.M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada.** Editora Magraw-hill do Brasil, 102 p., 1975
- VITAL, A.R.T. **Efeito do corte raso no balanço hídrico e na ciclagem de nutrientes em uma microbacia reflorestada com eucalipto.** Piracicaba 106p. Dissertação (Mestrado) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz. Universidade de São Paulo. , 1996.

XAVIER, A.C.; SOARES, J.V.; ALMEIDA, A.C. **Variação do índice área foliar em clones de eucalipto ao longo do seu ciclo de crescimento.** Viçosa MG Revista Árvore, 26: n. 4: p. 421-427, 2002.

WHITEAKER, T. L.; **Geographically Integrated Hydrologic Modeling Systems.** Dissertação de Mestrado. Center for Research In Water Resources, University Of Texas, Austin, 2004.