**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Simulações dos efeitos da cobertura vegetal
no balanço hídrico da bacia do rio Ji-Paraná, RO**

Alailson Venceslau Santiago

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em
Agronomia. Área de concentração: Física do Ambiente
Agrícola

**Piracicaba
2005**

Alailson Venceslau Santiago
Meteorologista

**Simulações dos efeitos da cobertura vegetal
no balanço hídrico da bacia do rio Ji-Paraná, RO**

Orientador:
Prof. Dr. **ANTONIO ROBERTO PEREIRA**

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em
Agronomia. Área de concentração: Física do Ambiente
Agrícola

Piracicaba
2005

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
DIVISÃO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO - ESALQ/USP

Santiago, Alailson Venceslau

Simulação dos efeitos da cobertura vegetal no balanço hídrico da bacia do rio
Ji-Paraná, RO / Alailson Venceslau Santiago. - - Piracicaba, 2005.
69 p. : il.

Tese (Doutorado) - - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 2005.
Bibliografia.

1. Bacia hidrográfica 2. Balanço hídrico 3. Cobertura do solo 4. Desmatamento
5. Hidrologia 6. Simulação – Estatística I. Título

CDD 551.483

“Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor”

***Não basta conquistar a sabedoria,
é preciso usá-la.***

Cícero (300-400 AC)

*Aos meus pais, **Adorílio Venceslau dos Santos**
e **Edelvita Olímpio Santiago**, pela simplicidade
de ser e, acima de tudo, pelo exemplo de caráter
e amor aos filhos,*

DEDICO

AGRADECIMENTOS

À Deus, Fonte inesgotável de inspiração e sabedoria.

Ao Professor e Amigo Antonio Roberto Pereira, pela orientação, apoio incondicional e, principalmente, pelo exemplo de integridade moral e profissionalismo em tudo que faz.

Aos Professores Reinaldo Luiz Victoria, Maria Victoria Ramos Ballester e Jeffrey Eduard Richey, pela oportunidade, alegria e confiança, além de toda infra-estrutura, sem a qual não seria possível a realização deste trabalho.

Aos Mestres, em especial, Nilson Augusto Villa Nova, Paulo César Sentelhas, Luiz Roberto Angelocci, Sérgio Oliveira Moraes, Quirijn de Jong Van Lier, Paulo Leonel Libardi e Jarbas Honório de Miranda, pela amizade e ensinamentos que muito contribuíram na minha formação acadêmica, ética e profissional.

Aos Amigos de longa data, em especial, Evandro Zanini Righi, Fábio Ricardo Marin, Rafael Vasconcelos Ribeiro, Gustavo Bastos Lyra, Antônio Sampaio Baptista, Beatriz Ibet Lozada Garcia, Jesus Ocariz Ramon, Angélica Prael, Claudia Leandro Lima e Ana Claudia Pereira de Oliveira, pela motivação sempre presente nas horas que pareciam ser as mais difíceis.

Aos novos Amigos, em especial, Vania Neu, Daniel de Castro Victoria, Lais de Carvalho Hanada, Catia Andersen Casagrande, André Marcondes de Andrade Toledo, Leticia Ayres Montebelo, Alexandra Ayres Montebelo, Rafael Rosolem, José Mauro Sousa de Moura, Marcos Sarmet Moreira de Barros Salomão e Erich Collicchio, pelos momentos de alegria, descontração e incentivo em todas as fases deste trabalho.

Aos funcionários do LCE, em especial, Solange de Assis Paes Sabadin, Edivaldo Modesto de Abreu, Expedita Maria de Azevedo, Luiz Fernando Novello, Francisco Bernardo Dias e Ana Maria da Silva Maia Michelin, pelo apoio técnico institucional.

Aos demais que infelizmente não foram citados, mas que direta ou indiretamente me ajudaram na realização deste trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	7
LISTA DE TABELAS	10
RESUMO	11
ABSTRACT	12
1 INTRODUÇÃO	13
2 DESENVOLVIMENTO	16
2.1 Revisão de literatura	16
2.1.1 Uso e cobertura do solo e prováveis impactos no ciclo hidrológico	16
2.1.2 Modelagem da interação biosfera-atmosfera	17
2.1.3 O modelo VIC	19
2.2 Material e métodos	20
2.2.1 Caracterização da área experimental	20
2.2.2 Bases e fontes de dados	22
2.2.3 Descrição do modelo VIC	24
2.2.4 Calibração e validação do VIC	27
2.2.5 Testes de aderência	28
2.3 Resultados e discussão	30
2.3.1 Vazões diárias	30
2.3.2 Vazões mensais	37
2.3.3 Cenários de possível mudança na cobertura vegetal	40
2.3.3.1 Cenário atual	40
2.3.3.2 Cenários projetados	46
3 CONCLUSÕES	55
REFERÊNCIAS	56
ANEXOS	65

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da Bacia do rio Ji-Paraná (RO), dos locais dos pluviômetros e da Estação Fluviométrica de Tabajara	21
Figura 2 - Mapas temáticos da bacia do Ji-Paraná (RO): Textura do solo, obtidos do SIGTERON (a); e uso e cobertura do solo referente a 1996 (b)	23
Figura 3 - Esquema do modelo VIC-nL com mosaicos de cobertura da vegetação e três camadas de solo	25
Figura 4 - Distribuição da vazão diária simulada pelo VIC-nL e medida (a) na Estação Tabajara, os desvios (b), e a chuva média (c) na bacia do rio Ji-Paraná, RO, durante o período de calibração (1994-1996)	32
Figura 5 - Distribuição da vazão diária simulada pelo VIC-nL e medida (a) na Estação Tabajara, os desvios (b), e a chuva média (c) na bacia do rio Ji-Paraná, RO, durante o período de validação (1998-2001)	33
Figura 6 - Distribuição espacial das chuvas (a), da evapotranspiração (b), do runoff (c), e da umidade no solo nas três camadas (d a f) simulados pelo VIC-nL, para 10 de março de 1996, na bacia do rio Ji-Paraná, RO	34
Figura 7 - Relação entre vazão diária simulada (VIC-nL) e medida na Estação Tabajara, na bacia do rio Ji-Paraná, RO, para o período de calibração (1994-1996)	36
Figura 8 - Relação entre vazão diária simulada (VIC-nL) e medida na Estação Tabajara, na bacia do rio Ji-Paraná, RO, para o período de validação (1998-2001)	36
Figura 9 - Distribuição das vazões mensais simuladas pelo VIC-nL (linha cheia) e medidas na estação Tabajara (linha vazada), na bacia do rio Ji-Paraná, RO, durante os períodos de calibração (a) e validação (b)	38

Figura 10 - Relação entre vazão média mensal simulada (VIC-nL) e medida (Tabajara) na bacia do rio Ji-Paraná, RO, para os períodos de 1995-1996 (calibração) e de 1998-2001 (validação)	39
Figura 11 - Distribuição espacial da chuva acumulada na bacia do rio Ji-Paraná, RO. Total anual (a), período úmido - fevereiro (b) e período seco - agosto (c), durante 1999	41
Figura 12 - Distribuição espacial da evapotranspiração (a, d), do runoff (b, e), e do fluxo de base (c, f), simulados pelo VIC-nL, referente ao cenário controle, durante os períodos úmido e seco, na bacia do rio Ji-Paraná, RO	43
Figura 13 - Distribuição espacial da umidade do solo nas camadas superior (a, d), intermediária (b, e) e inferior (c, f), simulados pelo VIC-nL, referente ao cenário controle, durante os períodos úmido e seco, na bacia do rio Ji-Paraná, RO	45
Figura 14 - Relação entre vazões do cenário controle (C0) com aquelas dos cenários C1 - pastagem (a, b), C2 - soja (c, d), e C3 - floresta (e, f), na escala diária, para período chuvoso e seco, na bacia do rio Ji-Paraná, RO	47
Figura 15 - Distribuição espacial da evapotranspiração nos cenários C1 - pastagem (a, d), C2 - soja (b, e) e C3 - floresta (c, f), simulados pelo VIC-nL, nos períodos úmido e seco, na bacia do rio Ji-Paraná, RO	49
Figura 16 - Distribuição espacial do runoff nos cenários C1 - pastagem (a, d), C2 - soja (b, e), e C3 - floresta (c, f), simulados pelo VIC-nL, nos períodos úmido e seco, na bacia do rio Ji-Paraná, RO	50
Figura 17 - Distribuição espacial da variação de armazenamento de umidade no perfil do solo (0 a 5 m), nos cenários C1 - pastagem (a, d), C2 - soja (b, e), e C3 - floresta (c, f), simulados pelo VIC-nL, nos períodos úmido e seco, na bacia do rio Ji-Paraná, RO	51

Figura 18 - Distribuição espacial do fluxo de base nos cenários C1 - pastagem (a, d), C2 - soja (b, e), e C3 - floresta (c, f), simulados pelo VIC-nL, nos períodos úmido e seco, na bacia do rio Ji-Paraná, RO 53

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1 - Resumo estatístico das comparações ($Y = a + b X$) entre valores diários de vazão simulada (X) e medida (Y), durante o período de calibração (1994-1996) e de validação (1998-2001), na bacia do rio Ji-Paraná, RO. Estação Tabajara 35
- Tabela 2 - Resumo estatístico das comparações ($Y = a + b X$) entre valores mensais de vazão simulada (X) e medida (Y), durante o período de calibração (1994-1996) e de validação (1998-2001), na bacia do rio Ji-Paraná, RO. Estação Tabajara 40
- Tabela 3 - Resumo do balanço hídrico (valores médios da bacia) para os cenários projetados de uso e cobertura do solo na bacia do rio Ji-Paraná, RO 54

RESUMO

Simulações dos efeitos da cobertura vegetal no balanço hídrico da bacia do rio Ji-Paraná, RO

Entender como o balanço hídrico de uma bacia hidrográfica é afetado pela conversão de florestas em cultivos agrícolas e pastagens permite avaliar os possíveis impactos da mudança de uso e cobertura do solo na sustentabilidade regional. Com o modelo hidrológico de grande escala VIC (Variable Infiltration Capacity) calibrado para as condições locais simulou-se os possíveis efeitos em três cenários de substituição da cobertura vegetal na bacia do rio Ji-Paraná, Rondônia. Um cenário imagina a substituição total da floresta pela cultura da soja, e nessas condições a vazão do rio aumentou em 28% durante o período chuvoso, e em até 70% na época seca, quando comparados às vazões atuais. Quando a substituição foi por pastagens esse aumento foi um pouco menor, 11% no período chuvoso e 16% no período seco. Esses dois cenários mutuamente exclusivos foram selecionados por representar condições extremas de uso do solo. Um terceiro cenário simulou a possível condição original da bacia coberta totalmente pela floresta. Esse último cenário permite inferir sobre as possíveis conseqüências das mudanças já ocorridas visto que as medidas de vazão são recentes (menos de 30 anos). Nessa condição a vazão sofreu redução de 9% durante o período chuvoso e de 20% no período seco. O modelo indicou ainda redução de 30% na evapotranspiração dessas culturas, durante o período seco, quando comparado ao cenário de floresta.

Palavras-chave: VIC; Mudança de uso e cobertura do solo; Balanço hídrico

ABSTRACT

Simulations of the effects of vegetation cover in water balance of Ji-Paraná river basin, Rondônia, Brazil

The understanding of how the water balance of a hydrographic basin is affected by the conversion of forests into crops and pasture allow to evaluate the possible impacts of the land use and land cover changes in the regional sustainability. Using a macro-scale hydrologic VIC (Variable Infiltration Capacity) model calibrated for local conditions we simulated the possible effects on the hydrology under three scenarios of land cover substitution of the Ji-Paraná basin, state of Rondônia (western region of Brazil). One scenario simulated the total replacement of forest by soybeans crops, under this condition the outflow of the river increased in 28% during the rainy period, and up to 70% at the dry period, when comparative to the current outflows. When forest was replaced by pastures, this increase was a little lower, 11% in rainy season and 16% in the dry period. These two exclusive scenarios have been selected by representing extreme conditions of land use. One third scenario simulated the possible original condition of the basin covered by forest. This last scenario allows to infer on the possible consequences of the actual changes since recent measures of outflow (less than 30 years). In this condition the outflow suffered a reduction of 9% during the rainy period and 20% in the dry period. The model indicated a decrease of 30% in evapotranspiration for these crops in dry period compared to the forest scenario.

Keywords: VIC model, Land use/land cover changes, Water balance

1 INTRODUÇÃO

A Amazônia, em termos de extensão, corresponde a 2/5 da América do Sul, 2/3 do Brasil, abrangendo 1/5 da disponibilidade mundial de água doce, e o maior banco genético natural. Esses números mostram a dimensão e o papel fundamental da floresta amazônica nos processos que regem o equilíbrio climático da região e do planeta e, por conseguinte, a base de sustentabilidade ambiental.

Incentivos fiscais concedidos nas décadas de 1970-80 para atividades de agricultura e de pecuária deram início a extensivo e intensivo desmatamento nessa região, processo este que permanece até hoje, mesmo cessada a concessão de incentivos (MARGULIS, 2003). Exemplo disso é o que ainda ocorre em Rondônia, Pará e Mato Grosso, que contribuem com mais de 85% do chamado “arco de desmatamento” da Amazônia (MENEZES, 2001). Em Rondônia, além dos 57% das florestas localizadas em áreas não protegidas já terem sido substituídas por culturas e pastos, o desrespeito às áreas protegidas (áreas indígenas e de conservação permanente) já chegou a mais de 31% de desmatamento (INPE, 2005). São freqüentes os conflitos entre grandes produtores com populações indígenas e tradicionais pela posse das terras. A expansão da fronteira agrícola é impulsionada pelo crescimento populacional e pela melhoria na qualidade de vida em geral. A produção de grãos, em especial o cultivo de soja, e o estabelecimento de pastagens são os atuais propulsores da transformação da paisagem (cobertura e uso da terra). A qualidade do solo regional permite uma das mais altas produtividades do país sendo hoje um importante pólo de exportação agrícola.

A bacia do rio Ji-Paraná é uma das áreas mais impactadas em Rondônia, com constantes alterações nos seus padrões biofísicos e socioeconômicos, desencadeados pela ocupação de mais de 39% de suas áreas (HANADA, 2004). A ocupação agrícola, além de substituir a floresta por vegetação de menor porte, altera a dinâmica do ciclo hidrológico regional e a biogeoquímica dos rios, ambas ainda pouco estudadas (BALLESTER et al., 2003). A combinação vegetação-solo e suas interações determinam o ritmo do ciclo hidrológico e a intensidade do ciclo biogeoquímico, pois as

reações biogeoquímicas são afetadas pelo tempo de residência das águas no solo. Isso afeta a qualidade das águas dos igarapés e rios, que expressam essas interações.

Entender como as vazões respondem à conversão de florestas em cultivos e pastagens permite avaliar os impactos da mudança de uso e cobertura do solo na sustentabilidade regional. Modelos numéricos de simulação são alternativas viáveis no estudo desses processos, permitindo idealizar cenários futuros e inferir sobre seus prováveis impactos e ações mitigadoras. Há modelos tanto com forte base biofísica (SiB, SELLERS et al., 1986; SiB2, SELLERS et al., 1996) quanto hidrológica (VIC, WOOD; LETTENMAIER; ZARTARIAN, 1992; VIC-2L, LIANG et al., 1994). Essas diversas abordagens mostram a complexidade do problema e esses modelos foram elaborados para produzir simulação realista do balanço de energia, e de água em grande escala (SELLERS, 1992).

Com o crescimento dos recursos computacionais tem sido grande o avanço no acoplamento desses sub-modelos aos grandes modelos de circulação geral (MCG) atmosféricos de previsão das condições meteorológicas em escala global e regional. O sub-modelo gera, em tempo real, as condições de contorno na interface superfície-atmosfera para os MCGs, e sua operacionalidade depende de esforços de pesquisas em diversas áreas.

O objetivo do presente trabalho foi aplicar o modelo hidrológico de grande escala VIC – Variable Infiltration Capacity (LIANG et al., 1994), à bacia de meso-escala do rio Ji-Paraná, RO (Amazônia Ocidental). Houve necessidade de calibração para definir os limites dos parâmetros de solo e de vegetação local no modelo, incorporando resultados das campanhas intensivas dos projetos RBLE (Rondonia Boundary Layer Experiment), ABRACOS (Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study), CAMREX (Carbon in the Amazon River Experiment) e LBA (Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia). Inúmeras simulações de desmatamento na região amazônica indicam que, na grande escala, a substituição da floresta aumentará a temperatura (0,1 a 2,3 °C), reduzirá a evaporação (25 a 500 mm ano⁻¹) e conseqüentemente a chuva (15 a 640 mm ano⁻¹), além de prolongar as estações secas (NOBRE; SELLERS; SHUKLA, 1991; HENDERSON-SELLERS et al., 1993; LEAN et al.,

1996; MANZI; PLANTON, 1996; HAHMANN; DICKINSON, 1997; WERTH; AVISSAR, 2002). Experimentos micrometeorológicos indicam também uma redução de 11% no saldo de radiação nas áreas de pastagem em relação à floresta (CULF et al., 1996). No entanto, o impacto da substituição da floresta na meso-escala, e os seus efeitos no ciclo hidrológico, ainda é pouco estudado (GIAMBELLUCA, 2002; DIAS et al., 2002; GANDU; COHEN; SOUZA, 2004). Aplicou-se o modelo calibrado a três cenários de substituição da cobertura vegetal da bacia inferindo-se sobre seus impactos hidrológicos. Um cenário imagina a substituição total da floresta pela cultura da soja, enquanto um outro trata da substituição por pastagens. Esses dois cenários mutuamente exclusivos foram selecionados por representar condições extremas de uso do solo. É óbvio que qualquer porcentagem de mistura dessas duas condições são possíveis, mas levariam a infinitas combinações inviabilizando este estudo, e seus resultados seguramente serão intermediários aos dois cenários aqui considerados. O terceiro cenário foi incluído para se ter idéia de como era o ciclo hidrológico quando a floresta dominava totalmente a bacia do rio. Esse último cenário permite inferir sobre as possíveis consequências das mudanças já ocorridas visto que as medidas de vazão são recentes (menos de 30 anos).

2 DESENVOLVIMENTO

2.1 Revisão de Literatura

2.1.1 Uso e cobertura do solo e prováveis impactos no ciclo hidrológico

As florestas, que se expandiam desde o fim da última glaciação, têm sido eliminadas ou transformadas pela expansão econômica e demográfica nos últimos 500 anos (ALENCAR et al., 2004). Esse cenário não foi diferente no Brasil, e mais de 90% da Mata Atlântica foi destruída na primeira metade do século XX. Conseqüentemente, se permanecer as taxas de desmatamento atuais, a Amazônia terá em breve o mesmo destino, pois os processos de ocupação de ambas são bastante similares (DEAN, 1995). A questão de mudanças nos padrões de uso e cobertura do solo na região amazônica tem despertado interesse, dentro e fora do meio científico, devido ao acelerado processo de mudança das últimas décadas e aos possíveis impactos ambientais e sócio-econômicos, regional e global (AGUIAR, 2003). A substituição da cobertura florestal tem mobilizado a comunidade científica, principalmente quanto ao considerável aumento na emissão de gases de efeito estufa e conseqüente intensificação no aquecimento global, com mudanças no clima global (IPCC, 2001).

Estudo promovido pelo Banco Mundial (MARGULIS, 2003) mostra que as formas principais de desmatamento na Amazônia são: a conversão de floresta em pastagens para a criação de gado; o corte e a queima da floresta para cultivos anuais pela agricultura familiar; e a implantação de cultivos de grãos pela agroindústria. Esse processo é observado em Rondônia, na bacia do Ji-Paraná, onde a ocupação resultou em pecuária bovina extensiva como principal atividade econômica (HANADA, 2004).

O desmatamento é um fenômeno complexo que não pode ser atribuído a um único fator (ALENCAR et al., 2004). A exploração seletiva e predatória de madeiras nobres funciona como uma cabeça-de-ponte do desflorestamento. A agricultura intensiva – ligada ao agronegócio da soja – também tem ampliado a sua participação na conversão da cobertura vegetal nativa, não apenas na região de cerrado, mas também em áreas de floresta, empurrando outras frentes de expansão agrícola na região.

Portanto, o complexo padrão histórico de desenvolvimento econômico é a causa do desflorestamento nessa região (AGUIAR, 2003).

Segundo Salati (1987), a grande quantidade de vapor d'água na atmosfera amazônica, vinda em grande parte de florestas, controla não somente o balanço de energia, mas também a formação de nuvens e chuvas sobre a região. Assim, diminuição na área florestada pode diminuir o vapor d'água atmosférico e, conseqüentemente, também a chuva. A transformação de grandes áreas de floresta em pastagens poderá afetar significativamente o ciclo da água e, conseqüentemente, a precipitação da região (FEARNSIDE, 2003). Sendo a evapotranspiração proporcional à área foliar, a quantidade de água reciclada pela floresta é maior que a reciclada pela pastagem, especialmente na estação seca quando a pastagem fica seca enquanto a floresta permanece verde em função da profundidade de suas raízes.

De maneira geral, se o ritmo das chuvas não se alterar ao longo do ano, o desmatamento resultará em aumento de vazão total e a distribuição deste aumento no tempo dependerá do tipo de uso que sucederá ao desmatamento. Apesar dos inúmeros estudos e discussões, não existem registros meteorológicos (longas séries) na região e isto dificulta a detecção das alterações antrópicas no ciclo hidrológico, no ciclo biogeoquímico, e no balanço de energia (SALATI, 1987).

2.1.2 Modelagem da interação biosfera-atmosfera

A interação biosfera-atmosfera determina os fluxos energéticos e hídricos, e sua quantificação depende das características da vegetação e do solo. Essa interação representa a interface inferior nos modelos de circulação global utilizados em previsões de tempo e clima. As trocas gasosas e energéticas são descritas e modeladas em abordagens que dependem da capacidade computacional e disponibilidade de informações. O nível de detalhes depende das escalas de espaço e tempo que se pretende gerar previsões. A escala de tempo varia desde a horária, na previsão do tempo, até mensal, nas previsões climáticas e hidrológicas. A escala espacial varia

entre regional (meso-escala) e global (macro-escala). No caso de bacias hidrográficas a escala depende de sua área e extensão.

Entre os modelos disponíveis da interação biosfera-atmosfera destacam-se o BATS - Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (DICKINSON et al., 1986; HAHMANN; DICKINSON, 1997) e o SiB - Simple Biosphere model (SELLERS et al., 1986; SELLERS et al., 1996, 1997; DENNING et al., 1996; BONAN, 1998). Esses modelos são complexos com exagerado número de parâmetros para descrever a vegetação e o solo (WOOD; LETTENMAIER; ZARTARIAN, 1992). Na versão mais simples o BATS tem 24 parâmetros relacionados à hidrologia e balanço de energia (SOROOSHIAN et al., 1998), enquanto que o SiB tem 44 parâmetros (LIANG et al., 1994; ARAÚJO et al., 2001). Para hidrologia esse número de parâmetros é excessivo. Na maioria das bacias hidrográficas não há informações suficientes para se definir o valor de cada parâmetro e sua variação espacial (TUCCI, 2005). Em geral, os dados obtidos a campo são pontuais (micro-escala) enquanto que as aplicações são necessárias nas macro e meso-escalas (centenas ou milhares de km²).

Apesar dessas dificuldades o interesse por grandes bacias hidrográficas é cada vez mais imperativo de prever as conseqüências das mudanças de uso do solo e de variabilidade climática. Uma bacia hidrográfica é um sistema físico-biológico complexo, em geral anisotrópico, heterogêneo e variável no tempo. O desafio é incrementar a modelagem hidrológica acoplada a Sistemas de Informações Geográficas (SIG) construindo ferramentas de suporte a decisão (planejamento e manejo). Nesse contexto se insere o modelo hidrológico VIC – Variable Infiltration Capacity (LIANG et al., 1994; LIANG; LETTENMAIER; WOOD, 1996; NIJSEN et al., 1997; LOHMANN et al., 1998b; LIANG; XIE, 2001). A versão VIC-nL permite tratar os processos hidrometeorológicos dominantes na interface biosfera-atmosfera num mosaico que representa a variabilidade espacial do tipo de solo e de seu uso.

2.1.3 O modelo VIC

O VIC (Variable Infiltration Capacity) é um modelo hidrológico de grande escala que soluciona balanços completos de água e energia com embasamento biofísico. Foi desenvolvido como módulo (sub-modelo) de hidrologia superficial para ser acoplado a modelos de circulação geral da atmosfera para a previsão do tempo. O intuito foi aperfeiçoar a representação da fase terrestre do ciclo hidrológico que utilizava o “modelo de balde” (WOOD; LETTENMAIER; ZARTARIAN, 1992). Ele distingue-se dos demais módulos de transferência solo-planta-atmosfera (SVATS em inglês) pelo seu foco nos processos de runoff (CHERKAUER; BOWLING; LETTENMAIER, 2003).

O nome VIC originou-se do algoritmo utilizado para descrever a variabilidade da capacidade de infiltração da umidade no solo. Esse algoritmo é uma generalização do modelo de Nanjing utilizado na China desde a década de 1970, e que, posteriormente, recebeu uma rotina para cálculo da evapotranspiração sendo chamado de modelo Xinanjiang (ZHAO et al., 1980; ZHAO, 1992; WOOD; LETTENMAIER; ZARTARIAN, 1992; ZHAO; LIU, 1995). A representação do fluxo de base é semelhante a utilizada no modelo ARNO (alusivo ao rio Arno, Itália) (FRANCINI; PACCIANI, 1991; LIANG et al., 1994; TODINI, 1996; COLLISCHONN, 2001).

A versão VIC-nL permite dividir o perfil do solo em várias camadas, e definir os diversos tipos de cobertura vegetal de uma área numa mesma célula (LIANG et al., 1994; LIANG; WOOD; LETTENMAIER, 1996; CHERKAUER; LETTENMAIER, 1999; CHERKAUER; BOWLING; LETTENMAIER, 2003), com um módulo de propagação de vazões (LOHMANN; NOLTE-HOLUBE; RASCHKE, 1996; NIJSSEN et al., 1997; LOHMANN et al., 1998a). Mesmo tendo sido projetado para grande escala o VIC tem sido utilizado com sucesso em bacias de menor porte (meso-escala). Nessas aplicações a dimensão espacial das células de grade têm sido, tipicamente, de $1/8^\circ$ a 2° de latitude por longitude (CHERKAUER; BOWLING; LETTENMAIER, 2003). Tem como inconveniente a necessidade de um grande número de arquivos de entrada (um arquivo de “forçante climática” para cada ponto de grade da matriz), bem como a geração de muitos arquivos de saída (dois arquivos, um com os dados de fluxo; e outro, com os

dados de neve, para cada ponto de grade da bacia), para cada passo de tempo. Sua aplicação em bacias de grande porte utilizando uma escala mais refinada (maior resolução espacial) é inviável em computadores pessoais (desktop), devido ao considerável tempo computacional para o seu processamento.

Há relatos de aplicação do VIC nas bacias dos rios Missouri (1.370.000 km²), Delaware (33.100 km²), Red (637.000 km²), e Columbia (660.000 km²), todas nos Estados Unidos (WOOD et al., 1997, NIJSSEN et al., 1997, ABDULLA; LETTENMAIER, 1997; HAMLET; LETTENMAIER, 1999; MATHEUSSEN et al., 2000); nas bacias dos rios Amarelo (752.000 km²), Haihe (318.200 km²), Mekong (795.000 km²) e Chao Phraya (178.000 km²), na Ásia (JAYAWARDENA; MAHANAMA, 2002; YUAN; LIU; XIA, 2003; XIE; LIU; SU, 2004); nas bacias dos rios Weser (37.000 km²) e Elba (456 km²), na Alemanha (LOHMANN et al., 1998b, LOBMEYER; LOHMANN; RUHE, 1999); e na bacia do rio da Prata (3.140.000 km²), na América do Sul (MECHOSO et al., 2001).

2.2 Material e Métodos

2.2.1 Caracterização da área experimental

A bacia do rio Ji-Paraná está a leste em Rondônia (Amazônia Ocidental) cobrindo 75.400 km² entre os paralelos 8°02'32" e 12°59'50" S e 60°04'56" e 63°16'30" W (Figura 1). A descarga média anual (1978-2003) no norte da bacia (estação fluviométrica Tabajara) é em torno de 1.366 m³ s⁻¹. O relevo é formado por superfícies tabulares com áreas de agrupamentos de morros e colinas com altitude variando entre 75 m e 600 m, e declividade média de 0,62° (BALLESTER et al., 2003). Segundo Victoria (2004), predominam os latossolos (45,2%), seguido por argissolos (38,2%), e neossolos quartzarênicos (12,6%). A distribuição dos solos é heterogênea com os mais férteis localizados na parte central da bacia (HANADA, 2004). É uma bacia de transição com elevada ação antrópica em sua parte sul (mais alta) onde predomina pastagens e culturas agrícolas (28%), enquanto que ao norte ainda restam 61% de florestas

primárias (BALLESTER et al., 2003). A urbanização não corresponde ainda a 1% da bacia (HANADA, 2004).

O clima da região é do tipo Awi (tropical quente e úmido) no sistema de Köppen. A média histórica das chuvas em Porto Velho (INMET, 1991) mostra que o período de outubro a maio contribui com 2.004 mm (85%) de um total anual de 2.354 mm. O balanço hídrico climatológico normal (CAD = 100mm) indica pequena deficiência hídrica (57 mm) de junho a setembro. A temperatura média mensal varia de 23,5 °C (junho) a 25,8 °C (outubro), com média anual de 25,2 °C.

Figura 1 - Localização da Bacia do rio Ji-Paraná (RO), dos locais dos pluviômetros e da Estação Fluviométrica de Tabajara
Fonte: Victoria, 2004.

2.2.2 Bases e fontes de dados

A execução do VIC-nL necessita da configuração de um arquivo de controle ("vic_global") com todas as informações de entrada e saída, o passo de tempo, e quais módulos a serem executados. A descrição para gerar esse arquivo está disponível em <http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/VIC/VIChome.html>. A máscara computacional definindo os limites da bacia (arquivo grid.asc) foi gerada a partir de um modelo digital de elevação do terreno com o software SIG ArcGIS (ESRI, 2001). Na resolução espacial de 0,1° (10 x 10 km) gerou-se 2400 células quadradas com a extensão Hydrologic Modeling do SIG ArcGIS.

Cada célula é caracterizada pelo tipo de solo, pela cobertura vegetal e condições climáticas. O arquivo de parâmetros de solo (Anexo A) foi gerado com o método de Cosby et al. (1984), que define as propriedades físico-hídricas em função do percentual de argila e areia. Esses percentuais foram obtidos do mapa de textura do solo da bacia (Figura 2a) gerado a partir da interpolação geoestatística (VICTORIA et al., 2003) utilizando dados do Sistema de Informação Geográfica para os Terrenos e Solos do Estado de Rondônia - SIGTERON (COCHRANE; COCHRANE, 1998).

A cobertura vegetal da bacia foi obtida do mapa de uso e cobertura do solo referente a 1996 (Figura 2b) e seus parâmetros incorporados nos arquivos de vegetação (Anexo B). Esse mapa foi gerado pelo processamento digital das imagens orbitais dos satélites Landsat sensor Multispectral Scanner System (MSS), Landsat-5, sensor Thematic Mapper (TM) e Landsat-7, sensor Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+). Foram selecionadas imagens obtidas na estação menos chuvosa (julho a setembro), devido à menor cobertura de nuvens nesse período (HANADA, 2004).

Chuva, temperatura e velocidade do vento são as forçantes climáticas (arquivo "forcing_lat_lon"). Chuvas diárias de 38 estações da região (Anexo C) foram obtidas do Sistema de Informações Hidrológicas – HidroWeb (<http://hidroweb.ana.gov.br/>), da Agência Nacional de Águas (ANA). As séries mais longas e mais consistentes foram separadas em dois períodos: entre janeiro de 1994 e dezembro de 1996, para a

calibração do modelo; e entre janeiro de 1998 e dezembro de 2001, para a avaliação ou validação das vazões simuladas.

Devido ao número limitado de pontos obtidos a chuva em cada célula foi gerada pela interpolação com a função IDW (inverso do quadrado da distância) do ArcInfo (ESRI, 2001). As temperaturas diárias (máxima e mínima) e a velocidade do vento foram obtidas do National Climatic Data Center - NOAA (<http://www.ncdc.noaa.gov/>), e são disponíveis apenas para Vilhena (RO). Em função do relevo e da posição geográfica da bacia hidrográfica a disponibilidade de apenas um ponto com medida de temperatura não parece ser crítica ao desempenho das simulações. A velocidade do vento é mais variável, no entanto, também não compromete os resultados, já que o modelo é menos sensível a esse elemento quando comparado a chuva.

Figura 2 - Mapas temáticos da bacia do Ji-Paraná (RO): Textura do solo, obtidos do SIGTERON (a); e uso e cobertura do solo referente a 1996 (b)
Fonte: Hanada, 2004.

O modelo digital do terreno elaborado por Ballester et al. (2003) foi derivado dos mapas topográficos do IBGE (1:100 000). A partir do modelo digital do terreno gerou-se um mapa de direção da água escoada em cada célula ao longo da bacia, permitindo o cálculo da vazão simulada na estação fluviométrica de Tabajara. Essa estação pertence ao Sistema de Informações Hidrológicas da ANA (HidroWeb), localizada no extremo norte da bacia (Figura 1), e é o único ponto de controle disponível para aferir os valores de descarga simulados.

2.2.3 Descrição do modelo VIC

O modelo VIC-nL 4.0.4 consiste de duas componentes: uma, vertical, que calcula o balanço de energia e de água no sistema solo-planta-atmosfera; outra, horizontal, que faz roteamento do escoamento superficial e do fluxo de base contabilizando a vazão da bacia. A componente vertical considera apenas uma coluna de solo para cada célula, que foi subdividida em três camadas com profundidades de 0,3, 0,7 e 4 m, respectivamente. Cada célula foi subdividida para representar a variabilidade espacial de 4 classes de cobertura vegetal em sua área, porém sem considerar a posição de cada tipo dentro da célula. Em cada célula a capacidade de infiltração da água no solo, e conseqüentemente o escoamento superficial e a evapotranspiração, varia devido à topografia e à cobertura vegetal.

Parte da chuva que atinge a vegetação é interceptada e o restante vai diretamente para o solo. Onde pode infiltrar ou escoar superficialmente (runoff). Dependendo da intensidade da chuva e do conteúdo de água na camada superficial do solo (0,3 m), uma parte pode percolar para a camada intermediária (0,7 m), e posteriormente, para a camada mais profunda (4 m). Na camada mais profunda se dará o escoamento de base.

Em cada célula a distribuição espacial da capacidade de infiltração i é descrita por:

$$i = i_m \left[1 - (1 - A)^{1/b} \right], \quad (1)$$

sendo A a fração da célula com capacidade de infiltração menor que i ($0 \leq A \leq 1$); i_m a capacidade de infiltração máxima na célula; e b um parâmetro de forma da curva mostrada na Figura 3. A capacidade de infiltração é uma profundidade (volume por unidade de área), e assim o parâmetro b é uma função apenas do passo de tempo utilizado (WOOD; LETTENMAIER; ZARTARIAN, 1992).

Figura 3 - Esquema do modelo VIC-nL com mosaicos de cobertura da vegetação e três camadas de solo

Fonte: Adaptado de Cherkauer; Bowling e Lettenmaier, 2003.

O runoff da superfície (Q^{sup}) é calculado por:

$$Q^{\text{sup}} = P + W_1 - W_1^{\text{max}}, \quad \text{se } i + P \geq i_m \quad (2a)$$

ou

$$Q^{\text{sup}} = P + W_1 - W_1^{\text{max}} \left[1 - \left(1 - \frac{i + P}{i_m} \right)^{1+s} \right], \quad \text{se } i + P < i_m, \quad (2b)$$

sendo W_1^{max} o conteúdo máximo de água na camada superior; W_1 o conteúdo no momento da chuva. A percolação da camada superior para a inferior é em função da condutividade hidráulica (BROOKS; COREY, 1988). O fluxo de base (Q^{base}) é representado por (FRANCINI; PACCIANI, 1991; TODINI, 1996):

$$Q^{\text{base}} = d_1 W_2, \quad \text{se } W_2 \leq W_2^s W_2^{\text{max}} \quad (3a)$$

ou

$$Q^{\text{base}} = d_1 W_2 + d_2 (W_2 - W_2^s W_2^{\text{max}})^k, \quad \text{se } W_2 > W_2^s W_2^{\text{max}} \quad (3b)$$

sendo W_2 o conteúdo atual de água na camada 2; W_2^{max} o conteúdo máximo de água na camada 2; W_2^s a fração do máximo conteúdo de água no solo em que a curva do fluxo de base torna-se não linear; d_1 e d_2 são constantes; e k o fator de forma da parte não linear da curva do fluxo de base.

A evapotranspiração total é a soma da evaporação da água interceptada pelo dossel, com a evapotranspiração de cada classe de vegetação, e com a evaporação do solo nu. A evapotranspiração foi calculada iterativamente pela equação de Penman-Monteith (SHUTTLEWORTH, 1993) com seus parâmetros definidos durante a calibração.

O escoamento da água é resultante do balanço hídrico em cada célula, e sua direção é definida pelo relevo (LOHMANN; NOLTE-HOLUBE; RASCHKE, 1996; LOHMANN et al., 1998a). A velocidade de escoamento é bem maior para o runoff e

mais lenta para o fluxo de base. O roteamento reflete essas velocidades diferentes com a separação do escoamento total nas componentes rápidas e lentas calculadas por (DUBAND et al., 1993; LOBMEYR; LOHMANN; RUHE, 1999):

$$\frac{dQ(t)}{dt} = -kQ^s(t) + bQ^f(t) \quad (4)$$

em que $Q^s(t)$ é o fluxo lento; $Q^f(t)$ é o fluxo rápido; $Q(t)$ é o fluxo total; e t é o tempo de processamento.

2.2.4 Calibração e validação do VIC

Nos processos de calibração e validação do VIC a vazão medida na estação Tabajara foi a variável de referência. Se as vazões forem reproduzidas pelo modelo, assumiu-se que as outras variáveis calculadas também estão dentro de limites confiáveis. A calibração foi necessária para definir os limites dos parâmetros de solo e de vegetação em cada célula. Essa etapa teve algumas limitações devido à falta de alguns dados de campo, mesmo incorporando-se resultados das campanhas intensivas dos projetos RBLE (Rondonia Boundary Layer Experiment), ABRACOS (Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study), CAMREX (Carbon in the Amazon River Experiment) e LBA (Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia). Para contornar esse problema os parâmetros foram associados às variáveis conhecidas (classes de textura e/ou de uso e cobertura do solo).

Optou-se pelo processo iterativo em que foram modificados repetidamente os valores dos principais parâmetros e avaliados seu efeito nos resultados (vazão e evapotranspiração) até que o hidrograma simulado reproduzisse o observado com boa precisão. Avaliação visual com o auxílio de gráficos temporais permitiu verificar inicialmente a aderência entre as vazões calculadas e observadas, e se os picos de vazão eram reproduzidos, conforme sugerido por Collischon (2001). Priorizou-se os

parâmetros $b_infiltr$, Ds , Ws e Ds_max (Anexo A), que mostraram maior sensibilidade aos ajustes induzidos, como sugerido por Wood; Lettenmaier e Zartarian (1992), Liang et al. (1994) e Collischon (2001). Para cada tipo de vegetação o índice de área foliar (IAF), a resistência do dossel, o comprimento de rugosidade, e a altura de deslocamento do plano zero foram obtidos de Gash et al. (1996), e são descritos no arquivo *veglib* (Anexo B).

2.2.5 Testes de aderência

São muitos os critérios estatísticos disponíveis para avaliar a aderência dos resultados simulados e medidos, e no presente estudo foram utilizados os seguintes: coeficiente de determinação (r^2) da regressão linear simples, erro absoluto médio da estimativa (α), índice de concordância (d), coeficiente de Nash-Sutcliffe (R^2), coeficiente de Nash para os logaritmos das vazões (R_{log}), e, a relação entre os volumes medidos e simulados (ΔV) sugeridos na literatura (NASH; SUTCLIFFE, 1970; WILMOTT, 1981; COLLISCHON, 2001; COFFEY et al., 2004; CHU; SHIRMOHAMMADI, 2004).

O erro absoluto médio (α , $m^3 s^{-1}$) utiliza os desvios absolutos entre valores simulados (X_i) e observados (Y_i) e é calculado pela equação:

$$\alpha = \frac{\sum_{i=1}^n |Y_i - X_i|}{n} . \quad (5)$$

O índice de concordância (d), proposto por Willmott (1981), e o coeficiente de Nash-Sutcliffe (R^2), ou coeficiente de eficiência, indicam quanto os valores observados e simulados estão perto da linha 1:1 (valores iguais em gráfico de dispersão de pontos), sendo obtidos pelas equações:

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{\sum_{i=1}^n \left(|X_i - \bar{Y}| + |Y_i - \bar{Y}| \right)^2}, \quad (6)$$

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}, \quad (7)$$

em que $\bar{Y}$ é a média dos valores observados. Embora o símbolo seja R^2 este índice pode ter valores negativos (COFFEY et al., 2004). O valor de R^2 é mais influenciado por erros nas vazões máximas, e R^2 próximo de 1 indica bom ajuste para as cheias (COLLISCHON, 2001).

O coeficiente de Nash para os logaritmos das vazões ($R_{\log}$) é calculado pela equação:

$$R_{\log} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\ln Y_i - \ln X_i)^2}{\sum_{i=1}^n (\ln Y_i - \overline{\ln Y})^2} \quad (8)$$

em que $\overline{\ln Y}$ é a média dos logaritmos dos valores observados. Esse coeficiente tem valor máximo igual a 1, mas é mais influenciado pelas vazões mínimas do que R^2 (COLLISCHON, 2001).

O erro no volume (ΔV) expressa a diferença relativa entre a soma de todas as vazões, simuladas e observadas (COLLISCHON, 2001), sendo assim calculado:

$$\Delta V = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i) - \sum_{i=1}^n (Y_i)}{\sum_{i=1}^n (Y_i)} \quad (9)$$

2.3 Resultados e Discussão

2.3.1 Vazões diárias

Os valores diários de vazão medida e simulada, dos desvios (medida menos simulada), e da chuva média da bacia referentes aos períodos de calibração (1994 a 1996) e validação (1998 a 2001) são apresentados nas Figuras 4 e 5. Apesar da indisponibilidade de alguns parâmetros de entrada e de dados climáticos a simulação foi relativamente boa, com razoável sincronismo com os valores observados. Nota-se que o modelo mesmo calibrado necessita de um período de adaptação inicial (cerca de 60 dias) em que os valores simulados são exageradamente superiores aos medidos. Após esse período inicial a similaridade foi melhor, principalmente nas transições chuvoso-seco/seco-chuvoso (sem picos de vazão). Após o período inicial os desvios são maiores durante os períodos de chuvas intermitentes (Figuras 4b e 4c; 5b e 5c), e discrepâncias desse tipo também foram relatadas por Liang et al. (1994) e Jayawardena e Mahanama (2002).

Desvios com picos negativos (superestimativa) foram maiores no período de calibração. Isso ocorreu quando a camada intermediária de solo (0,7 m) estava com umidade próxima à capacidade de campo dificultando a infiltração proveniente da camada superior (0,3 m), fazendo com que parte de chuvas torrenciais fosse direcionada diretamente para o escoamento superficial em alguns pontos da bacia. Essa situação ficou evidente em 10 de março de 1996 (dia 800, Figura 4) quando a distribuição espacial da chuva ao longo da bacia mostrou ocorrência de 80 mm (Figura 6a) e altos valores de runoff (Figura 6c) num setor da bacia. Coincidentemente, na mesma área houve grande demanda evapotranspirativa (Figura 6b), e isto não seria possível caso a chuva fosse intermitente durante o período diurno, pois a cobertura de nuvens reduziria a entrada de radiação solar. Caso a chuva fosse intermitente o solo teria capacidade e tempo suficiente para absorver esse excedente (Figuras 6d, 6e e 6f). Essa anomalia indica a ocorrência de um evento meteorológico característico da região amazônica (chuvas de verão), pois a grande disponibilidade de energia solar nessa

época do ano faz com que sejam intensificados os processos convectivos, principalmente no final do dia (FISCH et al., 2004). Nesse dia, apesar das áreas de floresta (parte norte da bacia) não mostrarem ocorrências de chuvas, a floresta atuou como fonte de vapor d'água, induzindo a formação de nuvens que se deslocaram em direção à parte central da bacia (área de pastagem), onde os fluxos convectivos eram mais intensos. Eventos dessa natureza desencadeiam, na maioria das vezes, chuvas torrenciais.

Como o modelo foi configurado para escala diária, não distingue eventos ocorridos em intervalos menores. A velocidade definida no algoritmo do roteamento dos fluxos horizontais pode não ser adequada às características da bacia, não considerando captação em reservatórios, contabilizando instantaneamente todo o excedente no leito do rio. A estação fluviométrica, dependendo da distância do evento, só contabiliza esse escoamento no dia seguinte, com pequena defasagem entre os picos de vazão medida e estimada nesses períodos. É possível que o valor definido para W_s não seja adequado resultando em queda brusca nos picos de vazão (aumento do escoamento superficial).

O resumo estatístico da performance do modelo está na Tabela 1. O coeficiente de determinação (r^2) da regressão linear ($Y = a + b X$) entre vazão simulada (X) e medida (Y) ficou sempre acima de 0,8 para os dois períodos (calibração e validação), com exceção dos anos iniciais (1994 e 1998) das séries. No entanto, os coeficientes a e b indicam desvios significativos da linha de valores iguais (Figuras 7 e 8). O índice de concordância de Willmott (d) sempre abaixo de 0,82 também mostra os efeitos desses desvios. Quando se descartam os primeiros 60 dias dos primeiros anos das séries (1994* e 1998*), seus resultados melhoram significativamente. O erro médio absoluto da estimativa (α) variou entre $144 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1994*) e $354 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1996) na calibração; e entre $276 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1999) e $463 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1998*) na validação, e são erros significativos.

Figura 4 - Distribuição da vazão diária simulada pelo VIC-nL e medida (a) na Estação Tabajara, os desvios (b), e a chuva média (c) na bacia do rio Ji-Paraná, RO, durante o período de calibração (1994-1996)

Figura 5 - Distribuição da vazão diária simulada pelo VIC-nL e medida (a) na Estação Tabajara, os desvios (b), e a chuva média (c) na bacia do rio Ji-Paraná, RO, durante o período de validação (1998-2001)

Figura 6 - Distribuição espacial das chuvas (a), da evapotranspiração (b), do runoff (c), e da umidade no solo nas três camadas (d a f) simulados pelo VIC_nL, para 10 de março de 1996, na bacia do rio Ji-Paraná, RO

A eficiência da simulação, avaliada pelo coeficiente de Nash-Sutcliffe (R^2), foi fortemente influenciada pelos erros nas vazões máximas. No período de calibração, R^2 variou entre 0,76 (1996) e 0,95 (1994*), indicando bom ajuste. No período de validação, R^2 não mostrou o mesmo desempenho variando entre 0,45 (1998*) e 0,78 (1999). No primeiro ano do período (1998) o desempenho foi ruim (expresso por $R^2 = -2,71$), indicando um longo período de superestimativa. Apesar disso, de maneira geral, pode

ser considerado um ajuste razoável para o período. O desempenho de um modelo é considerado adequado e bom se o valor de R^2 supera 0,75, e é considerado aceitável se o valor de R^2 fica entre 0,36 e 0,75 (GOTTSCALK; MOTOVILOV, 2000). O coeficiente de Nash para os logaritmos das vazões (R_{log}) apresentou valores próximos a 0,90 durante a calibração; e entre 0,75 (1998*) e 0,91 (1999) durante a validação, indicando simulação adequada nos períodos de recessão do hidrograma (transição seco-chuvoso e chuvoso-seco) e nas estiagens.

Tabela 1 - Resumo estatístico das comparações ($Y = a + b X$) entre valores diários de vazão simulada (X) e medida (Y), durante o período de calibração (1994-1996) e de validação (1998-2001), na bacia do rio Ji-Paraná, RO. Estação Tabajara

Ano	<i>a</i>	<i>b</i>	r^2	$d^{\ddagger}$	$\alpha^{\times}$	$R^2^{\yen}$	R_{log}^{ϕ}	ΔV^{t}	$n^{\#}$
1994	471,21	0,6278	0,7789	0,6384	428	0,4845	0,7449	0,1161	365
1994*	97,09	0,9782	0,9556	0,7464	144	0,9502	0,9238	-0,0599	306
1995	127,78	1,0957	0,8364	0,7740	313	0,7762	0,9032	-0,1679	365
1996	3,69	1,2624	0,8652	0,7951	354	0,7569	0,8945	-0,2098	366
1998	436,32	0,3189	0,4574	0,4236	966	-2,7163	0,2815	0,8391	365
1998*	92,45	0,6583	0,8601	0,6273	463	0,4514	0,7457	0,3789	306
1999	-90,32	1,3372	0,8963	0,8079	276	0,7813	0,9145	-0,1980	365
2000	-69,59	1,5214	0,8416	0,8056	423	0,5873	0,7949	-0,3069	366
2001	-157,22	1,469	0,8244	0,8180	411	0,6449	0,8609	-0,2479	365

[‡] índice de concordância de Willmott; [×] erro médio absoluto ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$); [¥] coeficiente de eficiência; ^ϕ coeficiente de Nash para os logaritmos das vazões; ^t erro no volume; [#] número de pontos; * sem os dados referentes a janeiro e fevereiro.

O erro no volume anual da vazão (ΔV), simulado em relação ao observado, variou entre -0,06 (1994*) e -0,21 (1996) durante o período de calibração. No período de validação esse erro variou entre -0,30 (2000) e +0,84 (1998), reforçando as indicações dos índices anteriores.

Apesar do modelo não ter um ajuste perfeito em relação à linha de valores iguais (1:1), de modo geral, os índices avaliados têm valores bem melhores do que aqueles relatados na literatura para outras bacias hidrográficas.

Figura 7 - Relação entre vazão diária simulada (VIC_nL) e medida na Estação Tabajara, na bacia do rio Ji-Paraná, RO, para o período de calibração (1994-1996)

Figura 8 - Relação entre vazão diária simulada (VIC_nL) e medida na Estação Tabajara, na bacia do rio Ji-Paraná, RO, para o período de validação (1998-2001)

2.3.2 Vazões mensais

Valores da vazão medida e simulada referentes aos períodos de calibração (1994 a 1996) e de validação (1998 a 2001) na escala mensal são apresentados na Figura 9. O ritmo anual mais suave das vazões mensais foi melhor simulado nos dois períodos, pois nesta escala de tempo maior as chuvas e as vazões não apresentam picos repentinos característicos dos fenômenos diários na Amazônia. Novamente, os primeiros meses do primeiro ano de simulação apresentaram as maiores discrepâncias em relação às vazões medidas. As superestimativas no período inicial de simulações foram semelhantes àsquelas obtidas na escala diária. No entanto, na escala mensal as superestimativas ocorreram apenas no início das simulações e depois desse período houve apenas subestimativa.

Os valores dos índices estatísticos indicadores de performance melhoraram significativamente em função da atenuação dos picos de vazão, indicando melhor ajuste das simulações (Tabela 2). Talvez seja por isso que são poucos os relatos de simulações na escala diária. O coeficiente de determinação (r^2) da regressão linear ($Y = a + b X$) entre vazão simulada (X) e medida (Y) aumentou sensivelmente em relação à escala diária e foi sempre maior que 0,91 excetuando-se 1998 (validação). A redução drástica no número de pontos comparados, de 365 ou 306 para 12 ou 10, também é responsável por parte da melhoria em r^2 . No entanto, os coeficientes a e b mostram que as relações desviam bastante da linha de valores iguais (Figura 10). O índice de concordância de Willmott (d) variou entre 0,75 (1998) e 0,94 (2001). O erro médio absoluto da estimativa (α) variou entre $99 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1994*) e $329 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1994) no período de calibração; e entre $253 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1999) e $960 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1998) na validação, e tais erros são significativos. O coeficiente Nash-Sutcliffe (R^2) indica que a eficiência da simulação variou entre 0,73 (1994) e 0,86 (1995) no período utilizado para a calibração, e de 0,52 (1998*) a 0,82 (1999) durante o período de validação. Assim como na escala diária o, 1998 também apresentou valor negativo ($R^2 = -2,55$), fruto da excessiva superestimativa de vazão nos primeiros meses. Apesar disso a presente simulação pode ser considerada como razoável quando comparada com outros resultados

disponíveis na literatura. O coeficiente de Nash para os logaritmos das vazões (R_{log}) mostra que apenas para 1998 a simulação é inadequada. O erro no volume (ΔV) praticamente não se alterou em relação à escala diária, predominando a subestimativa.

Os resultados aqui discutidos apresentaram ajustes bem melhores que aqueles relatados por Liang et al. (1994); Jayawardena e Mahanama (2002), tanto na escala mensal como diária, e que foram obtidas em bacias hidrográficas do hemisfério norte.

Figura 9 - Distribuição das vazões mensais simuladas pelo VIC-nL (linha cheia) e medidas na estação Tabajara (linha vazada), na bacia do rio Ji-Paraná, RO, durante os períodos de calibração (a) e validação (b)

Figura 10 - Relação entre vazão média mensal simulada (VIC_nL) e medida (Tabajara) na bacia do rio Ji-Paraná, RO, para os períodos de 1995-1996 (calibração) e de 1998-2001 (validação)

Tabela 2 - Resumo estatístico das comparações ($Y = a + b X$) entre valores mensais de vazão simulada (X) e medida (Y), durante o período de calibração (1994-1996) e de validação (1998-2001), na bacia do rio Ji-Paraná, RO. Estação Tabajara

Ano	<i>a</i>	<i>b</i>	r^2	$d^{\ddagger}$	α^*	$R^2^{\pounds}$	R_{log}^{ϕ}	$\Delta V^{\S}$	$n^{\#}$
1994	334,91	0,7064	0,9102	0,8529	329	0,7311	0,9403	0,1171	12
1994*	73,15	0,9997	0,9855	0,8947	99	0,9802	0,9569	-0,0604	10
1995	-50,09	1,2405	0,9490	0,9333	247	0,8562	0,9478	-0,1662	12
1996	-144,60	1,3888	0,9804	0,9308	316	0,8269	0,9390	-0,2106	12
1998	378,00	0,3477	0,5327	0,7456	960	-2,5463	0,3893	0,8480	12
1998*	67,88	0,6757	0,9203	0,8322	456	0,5200	0,7607	0,3795	10
1999	-185,63	1,4300	0,9755	0,9345	253	0,8227	0,9504	-0,1968	12
2000	-281,27	1,7603	0,9735	0,9356	399	0,6271	0,8667	-0,3070	12
2001	-375,14	1,6609	0,9394	0,9426	383	0,6842	0,9080	-0,2479	12

[‡] índice de concordância de Willmott; ^{*} erro médio absoluto ($m^3 s^{-1}$); [¥] coeficiente de eficiência; [¢] coeficiente de Nash dos logaritmos das vazões; [§] erro no volume; [#] número de pontos; * sem os dados referentes a janeiro e fevereiro.

2.3.3 Cenários de possível mudança na cobertura vegetal

2.3.3.1 Cenário atual

As avaliações estatísticas indicam que 1999, período de validação, teve performance semelhante tanto na escala diária como na escala mensal, e este ano foi selecionado para representar a situação atual do uso e da cobertura do solo na bacia do rio Ji-Paraná, RO. Esse cenário inicial foi admitido como controle (C0) para permitir inferir sobre os efeitos da mudança do uso e cobertura do solo. Para facilitar a análise do ciclo hidrológico nessa bacia selecionou-se fevereiro como mês representativo da estação chuvosa, e agosto como característico da época seca, conforme as indicações de Zeng (1999), Alvalá et al. (2002), e Rocha et al. (2004). A Figura 11 mostra a distribuição espacial das chuvas totalizadas durante o ano, e nos meses selecionados.

O período úmido foi marcado por dias consecutivos de chuvas intermitentes e moderadas, apresentando maiores volumes próximo as áreas de transição floresta-pastagem. Eventos isolados também ocorreram nas áreas de transição floresta-

pastagem, durante o período seco, porém não chegando a 10 mm (2% do período). Isso confirma o relato de Fisch et al. (2004), em que a maior parte das chuvas nessa região, durante a estação chuvosa, é devido aos sistemas convectivos (local e de mesoescala); enquanto que durante o inverno (estação seca), somente pequenos eventos ocorrem e são associados com a penetração de massas de ar frias (friações). Esse tipo de ocorrência pode ser visto na área de transição floresta-cerrado (extremo norte da bacia) com elevado total anual de chuva (Figura 11a); no entanto, durante o período seco ali não foi registrado nenhuma chuva (Figura 11c).

Figura 11 - Distribuição espacial da chuva acumulada na bacia do rio Ji-Paraná, RO. Total anual (a), período úmido - fevereiro (b) e período seco - agosto (c), durante 1999

Distribuição espacial da evapotranspiração, do runoff, e do fluxo de base para os períodos úmido e seco são apresentados na Figura 12. Durante a estação chuvosa praticamente toda a cobertura vegetal manteve o processo evapotranspirativo a taxas potenciais em torno de 4 mm por dia. Mesma ordem também encontrada por Villa Nova; Salati e Matsui (1976), utilizando o método de Penman adaptado para as condições de florestas. As áreas de pastagem apesar de não terem sido contempladas com os maiores índices de chuva durante esse período (Figura 11b), destacam-se das demais apresentando os maiores volumes evapotranspirados. Isso pode ser justificado pelo

menor porte e densidade de folhas (em relação a floresta), onde obviamente a quantidade de radiação solar que atinge a superfície do solo é significativamente maior.

No período seco, destacam-se apenas as manchas de cerrado, seguido pelas áreas de floresta, por apresentarem um sistema radicular mais desenvolvido. Porém nas áreas de cerrado as suas taxas são mais intensificadas devido a contribuição da evaporação do solo. Esse tipo de vegetação normalmente apresenta um índice de área foliar bem menor que o bioma floresta, chegando a valores ínfimos nessa época do ano. Ao contrário das áreas de florestas onde esse índice é reduzido em média de 13% durante a estação seca (NEPSTAD et al., 1995), podendo ser considerado praticamente constante ao longo do ano (ROBERTS et al., 1996), confirmando o importante papel das florestas como grande fonte de vapor d'água durante o período seco (HODNETT et al., 1996).

Nas áreas de pastagem, o processo evapotranspirativo é limitado pela restrição estomática (JIPP et al., 1998), associada à redução da área foliar (em média de 40%) durante a estação seca (NEPSTAD et al., 1995). O volume evapotranspirado foi reduzido praticamente pela metade nas áreas central e de transição floresta-pastagem (mais ao norte), apesar de ainda haver disponibilidade de água na terceira camada de solo (Figura 13e). Fica evidenciado a importância do sistema radicular na distribuição e manutenção de umidade no perfil de solo (HODNETT et al., 1996), além de minimizar a queda de folhas (floresta) durante o período seco (JIPP et al., 1998). A textura do solo é um outro importante limitador. Destaque para as pequenas manchas de solo com textura muito argilosa, onde foram verificados os menores índices do período.

O escoamento superficial (runoff), durante o período úmido, variou entre 16 e 38% do volume precipitado. Por ter uma relação muito forte com a chuva, sua distribuição espacial foi bem similar a mesma (Figura 12), apresentando os maiores índices nas áreas de transição floresta-pastagem (média de 5 mm d⁻¹), considerados elevados para esse tipo de cobertura. Isso pode ser devido ao modelo não contemplar uma subrotina que descreva a dinâmica da cobertura morta sobre o solo (serrapilheira). Esse tipo de cobertura, muito comum nas áreas de floresta, reduz consideravelmente o escoamento superficial. Segundo Wardle (1995), a adição de coberturas orgânicas ao

solo pode aumentar consideravelmente a infiltração, reduzir a evapotranspiração e a perda de matéria orgânica do solo, além de estimular as comunidades microbianas. Esse processo foi mais evidente no período seco quando houve escoamentos em áreas isoladas da bacia. Apesar de irrisórios, são também inesperados, pelo menos para esse período, já que o total de chuva registrado foi menos de 10 mm. De qualquer forma, em áreas de floresta, esses escoamentos deveriam ser minimizados mais ainda, pois nessas áreas há também maior interceptação da chuva pela copa das árvores.

Figura 12 - Distribuição espacial da evapotranspiração (a, d), do runoff (b, e), e do fluxo de base (c, f), simulados pelo VIC_nL, referente ao cenário controle, durante os períodos úmido e seco, na bacia do rio Ji-Paraná, RO

O fluxo de base (Figura 12c) evidenciou clara relação com as classes texturais e com as classes de uso e cobertura do solo. Durante o período seco, os totais simulados apresentaram redução de 50% quando comparados ao período úmido. Em ambos os períodos, os menores índices (maior extração pela vegetação) ocorreram nas áreas de cerrado (porção sul da bacia), enquanto os máximos em pequenas áreas cobertas por florestas (porção norte). Apesar de ambas classes terem sistemas radiculares que conseguem explorar umidade a profundidades elevadas, a parcela de floresta por está localizada em uma faixa de solo de textura mais argilosa, sofreu uma maior limitação em relação ao cerrado. O que não ocorre nas outras faixas de solo coberto por essa vegetação. As áreas de pastagem (parte central), apesar de apresentar valores intermediários, contribuem mais efetivamente para o fluxo de base por ocupar a maior faixa de solos com textura média. Além de possuir sistema radicular menos desenvolvido que não consegue explorar a umidade na terceira camada (1-5 m). Isso não acontece com a pequena faixa de transição floresta-cerrado (porção centro-oeste da bacia). Nesse setor verificou-se redução média (entre os períodos) de 80% no volume destinado ao fluxo de base. Essa redução pode ter sido também agravada pelos menores índices de chuva apresentados ao longo do ano (Figura 12a). No entanto, evidencia mais uma vez o importante papel da floresta na manutenção, ciclagem e distribuição da umidade e, conseqüentemente, da energia na dinâmica da atmosfera.

Perfis de umidade do solo nas três camadas ao longo da bacia hidrográfica são apresentados na Figura 13. Verifica-se, mais uma vez, o papel da textura do solo na dinâmica da água nessa região, sendo nítida a influência das áreas cujos solos são de textura arenosa (parte sul da bacia). Nessas áreas foram registrados os maiores índices pluviométricos durante o período úmido e, no entanto, a disponibilidade de água no solo foi sempre reduzida, em todas as camadas, quando comparados aos outras áreas na bacia (Figura 13). Durante o período seco houve redução média de 60% na camada superior, e de 45% na camada intermediária do solo. A camada inferior (com 4 m de profundidade) sofreu redução de 4% no volume de água armazenado em relação ao período úmido. Nessas áreas predominam as espécies que possuem sistemas radiculares adaptados a solos profundos, como o cerrado e florestas. Foi justamente

nesse tipo de textura onde a contribuição para o fluxo de base (Figura 12c e f) foi mais expressiva.

Figura 13 - Distribuição espacial da umidade do solo nas camadas superior (a, d), intermediária (b, e) e inferior (c, f), simulados pelo VIC_nL, referente ao cenário controle, durante os períodos úmido e seco, na bacia do rio Ji-Paraná, RO

A partir da camada inferior foi possível visualizar a extração de água promovida pela pequena mancha de cerrado localizada na parte centro-oeste da bacia. Esse bioma apresentou taxas potenciais de evapotranspiração durante todo o período seco (Figura 12d). Nesse mesmo setor o fluxo de base apresentou os menores índices do

período (Figura 12f). Isso faz com que essa camada atue como fonte de umidade (recarga) das camadas superiores durante o período seco, além de evidenciar a habilidade do modelo em simular os principais processos do sistema solo-planta-atmosfera.

2.3.3.2 Cenários projetados

Os três cenários de cobertura vegetal e de uso do solo projetados, da mesma forma que o cenário atual (C0), foram executados com os mesmos dados de forçante climática (i.e., 1999) diferindo apenas quanto às classes de uso e cobertura do solo. Admitiu-se as mesmas condições de chuva e temperatura para se averiguar qual será o possível efeito da cobertura vegetal nos outros elementos do ciclo hidrológico. O primeiro cenário (C1) foi atribuído à pastagem cobrindo toda a bacia; no segundo (C2), a soja ocupa toda a área disponível, enquanto que no terceiro (C3) reverteu-se o processo atual recobrindo-se toda a bacia com floresta. Essa última condição é uma tentativa de estimar como eram as condições hidrológicas numa época em que as medidas ainda não eram executadas.

Comparando-se as vazões simuladas para os três cenários imaginados com aquelas da condição atual, admitida como referência, algumas relações podem ser inferidas. O cenário C1 (pastagem) indicou que a vazão poderá ser aumentada em 11% no período chuvoso, e em 16% no período de estiagem, enquanto que no cenário C2 (soja) esses aumentos poderão ser da ordem de 28% no período de chuvas, e de 70% na época das secas (Figura 14). O fator determinante desse aumento substancial de vazão no cenário C2 é o sistema radicular pouco profundo da cultura da soja e de seu curto período de cultivo. Isso fez com que grande parte da água contida nas camadas inferiores do solo não fosse usada, drenando para o leito do rio.

Figura 14 - Relação entre vazões do cenário controle (C0) com aquelas dos cenários C1 - pastagem (a, b), C2 - soja (c, d), e C3 - floresta (e, f), na escala diária, para período chuvoso e seco, na bacia do rio Ji-Paraná, RO

O cenário C3 (floresta) mostrou redução de 9% nas vazões na época chuvosa, e de 20% no mês seco, pois este tipo de cobertura tem habilidade para captar a água armazenada em maior profundidade (NEPSTAD et al., 1994; JIPP et al., 1998). Esses números confirmam que a substituição da floresta por culturas anuais (ou pastagem) altera significativamente o ciclo hidrológico da bacia (BRUIJNZEEL, 1996; ZENG, 1999;

WILK, 2002). Pode se inferir que o volume excedente poderia elevar gradativamente o nível do lençol freático (HODNETT et al., 1996), possivelmente elevando também o nível dos rios e, conseqüentemente, possíveis e freqüentes eventos de inundações (áreas ribeirinhas) durante a estação chuvosa (BRUIJNZEEL, 2001). Outro aspecto não contemplado pelo modelo é a compactação do solo, e diversos trabalhos relatam que nas áreas desmatadas houve redução considerável na infiltração da água no solo (BRUIJNZEEL, 1996). No caso da soja, cultura altamente tecnificada, esse processo pode ser intensificado pela mecanização (DIAS; NORTCLIFF, 1985; BRUIJNZEEL, 1996), aumentando o escoamento superficial e os processos erosivos potencializando a perda de fertilidade do solo, com remoção de pesticidas do solo, via transporte pluvial, até os cursos d'água (GOMES et al., 2002).

A distribuição espacial da evapotranspiração nos três cenários projetados é apresentada na Figura 15. Durante o período chuvoso os cenários C1 e C3 pouco diferiram entre si e também do cenário atual (C0). Grosso modo, a evapotranspiração seguiu a distribuição espacial das chuvas no período. A evapotranspiração média diária ao longo da bacia variou entre 3,7 e 4,7 mm d⁻¹, valores próximos a 3,8 mm d⁻¹ estimado por Villa Nova; Salati e Matsui (1976) para Porto Velho, RO. O cenário C2 (soja) mostrou menor variabilidade espacial com valores próximos dos outros cenários.

Durante o período seco a distribuição espacial da evapotranspiração mostrou diferenças significativas entre os três cenários. O longo período sem chuvas permitiu quantificar os efeitos da cobertura vegetal. Em função do sistema radicular mais profundo, o cenário floresta apresentou as maiores taxas de evapotranspiração variando de 1,3 mm d⁻¹ a 3,6 mm d⁻¹, com valor médio de 2,6 mm d⁻¹. O cenário soja apresentou taxas evapotranspirativas entre 0,3 mm d⁻¹ e 2,6 mm d⁻¹, com valor médio de 0,6 mm d⁻¹. No cenário pastagem o valor médio da bacia foi igual a 1,0 mm d⁻¹. Esses resultados confirmam que as florestas mantêm evapotranspiração maior que as demais coberturas vegetais sob mesmas condições de conteúdo de água no solo. A floresta atua como grande fonte de vapor d'água para a atmosfera (VILLA NOVA; SALATI; MATSUI, 1976; NOBRE; SELLERS; SHUKLA, 1991).

Figura 15 - Distribuição espacial da evapotranspiração nos cenários C1 - pastagem (a, d), C2 - soja (b, e) e C3 – floresta (c, f), simulados pelo VIC_nL, nos períodos úmido e seco, na bacia do rio Ji-Paraná, RO

A distribuição espacial do escoamento superficial (runoff) referente aos cenários pastagem (C1), soja (C2) e floresta (C3) são apresentados na Figura 16. Em todos os cenários o escoamento superficial praticamente não se alterou em relação ao cenário controle (C0), talvez em função do relevo pouco acidentado da bacia do rio Ji-Paraná.

Figura 16 - Distribuição espacial do runoff nos cenários C1 - pastagem (a, d), C2 - soja (b, e), e C3 - floresta (c, f), simulados pelo VIC_nL, nos períodos úmido e seco, na bacia do rio Ji-Paraná, RO

A distribuição espacial da variação de armazenamento de umidade (ΔARM) no perfil do solo (0 a 5 m), para os três cenários projetados, é apresentada na Figuras 17. No período chuvoso, assim como a evapotranspiração, a variação do armazenamento de umidade no solo também seguiu a distribuição das chuvas. O cenário pastagem apresentou distribuição espacial similar ao cenário soja, com extremos entre -20 e 120 mm mês^{-1} (pastagem), e de -40 a 120 mm mês^{-1} (soja). O cenário floresta, além de apresentar maior variação no volume armazenado (de 0 a 160 mm mês^{-1}), foi o único que não apresentou déficit hídrico, pela maior profundidade das raízes.

Figura 17 - Distribuição espacial da variação de armazenamento de umidade no perfil do solo (0 a 5 m), nos cenários C1 - pastagem (a, d), C2 - soja (b, e), e C3 - floresta (c, f), simulados pelo VIC_nL, nos períodos úmido e seco, na bacia do rio Ji-Paraná, RO

No período seco, a variação de armazenamento de umidade no solo foi regida pela evapotranspiração, pois a chuva acumulada (média da bacia) não passou de 1 mm. Novamente, os cenários C1 e C2 apresentaram distribuição espacial bem similares com valores extremos de -110 a -40 $\text{mm m^{-1}}$, diferente do cenário C3 com extremos de -130 a -60 $\text{mm m^{-1}}$, evidenciado o papel da floresta na manutenção e ciclagem da água na região.

A distribuição espacial do fluxo de base, um dos componentes da vazão do rio, é apresentada na Figura 18. No período das chuvas os cenários apresentaram os seguintes valores extremos: pastagem - de 30 a 100 mm mês⁻¹, predominando 50 mm mês⁻¹; soja - de 40 a 105 mm mês⁻¹, mas o valor predominante foi um pouco maior (65 mm mês⁻¹); e, floresta - de 10 a 100 mm mês⁻¹, com 30 mm mês⁻¹ representando menor vazão no rio. Durante o período seco essa amplitude foi bastante reduzida, com os seguintes valores: pastagem - de 10 a 45 mm mês⁻¹ (15 mm mês⁻¹ foi o valor mais freqüente); soja - de 15 a 45 mm mês⁻¹ (25 mm mês⁻¹); e floresta - entre 5 e 45 mm mês⁻¹ (10 mm mês⁻¹).

Essa distribuição do fluxo de base para os cenários mostra novamente que a cobertura vegetal e a textura do solo exercem grande influência na distribuição espacial da água na bacia. Apesar dos cenários apresentarem distribuição espacial bem distinta, esse efeito combinado é mais evidenciado no cenário floresta. A parte sul da bacia recebeu um grande volume de chuva e os solos são predominantes arenosos, permitindo infiltração mais rápida para as camadas inferiores e para o lençol freático. Na parte norte, onde os solos são mais argilosos (e com maior restrição à infiltração), o volume de água deveria chegar mais lentamente às camadas inferiores. Contudo, foi observado que apenas um pequeno volume ficou disponível, indicando que a floresta intercepta grande parte das chuvas, reduzindo o fluxo de base e aumentando a profundidade do lençol freático. No período seco, a floresta minimiza sua contribuição ao fluxo de base, principalmente onde o solo é de textura média.

A Tabela 3 resume o balanço hídrico (valores médios para a bacia). No período chuvoso, a evapotranspiração praticamente não diferiu entre os cenários (média de 4 mm dia⁻¹). Esse montante equivale a 40% do volume precipitado no período. Esses valores são próximos aos encontrados por Villa Nova; Salati e Matsui (1976); Shuttleworth (1988) para a Amazônia. No período seco, a evapotranspiração foi bastante distinta entre os cenários. A pastagem (C1) apresentou demanda média de 40 mm mês⁻¹, equivalente a 100% da capacidade de água disponível (CAD) para solos de textura arenosa (12,6% da bacia); a 40% para solos de textura média (45,2% da bacia); e a 29% para solos de textura argilosa (38,2% da bacia). A soja (C2) apresentou

demanda média de 25 mm mês^{-1} , equivalente a 100% da CAD para solos de textura arenosa; a 42% para solos de textura média; e a 31% para solos de textura argilosa. A floresta apresentou os maiores índices (77 mm mês^{-1}) com taxa máxima de $3,3 \text{ mm dia}^{-1}$, quase o dobro da pastagem e o triplo da soja. Porém correspondeu apenas a 43% da CAD para solos de textura arenosa; a 18% para solos de textura média; e a 13% para solos de textura argilosa.

Figura 18 - Distribuição espacial do fluxo de base nos cenários C1 - pastagem (a, d), C2 - soja (b, e), e C3 - floresta (c, f), simulados pelo VIC_nL, nos períodos úmido e seco, na bacia do rio Ji-Paraná, RO

O runoff praticamente não diferiu entre os cenários, possivelmente devido a pequena declividade no relevo da bacia. O excedente hídrico da bacia (vazão) corresponde ao somatório do fluxo de base com o escoamento superficial (runoff). O fluxo de base teve marcante contribuição nos cenários C1 (49 mm mês⁻¹) e C2 (64 mm mês⁻¹) no período chuvoso, e 17 mm mês⁻¹ (C1) e 26 mm mês⁻¹ (C2) no período seco. Comparado ao cenário atual, esses valores correspondem a um incremento de 22% (C1) e 41% (C2) no período chuvoso, e de 12% (C1) e 42% (C2) no período seco. O cenário C3 (floresta) apresentou valores médios de 30 mm mês⁻¹, no período chuvoso, e 11 mm mês⁻¹, no período seco. Esses valores ilustram bem a influência da floresta na manutenção e ciclagem da água no sistema solo-planta-atmosfera. Esse cenário mostrou a maior variação no armazenamento de umidade no solo, e no período chuvoso contribuiu com um incremento de 82 mm mês⁻¹, mesmo com a menor taxa de evapotranspiração do período (119 mm mês⁻¹). No período seco sua contribuição foi mais significativa, pois extraiu umidade da camada mais profunda do solo, mantendo o processo evapotranspirativo a taxas superiores aos demais cenários (77 mm mês⁻¹). Esse valor foi equivalente a 65% do volume evapotranspirado no período úmido.

Tabela 3 - Resumo do balanço hídrico (valores médios da bacia) para os cenários projetados de uso e cobertura do solo na bacia do rio Ji-Paraná, RO

Período	Cenário	P #	ET \$	Runoff	F. Base ‡	ΔARM &	Excedente ¥	Diferença
Chuvoso (mm mês ⁻¹)	C0	301	123 (1,8 - 6,1) *	65	38	72	103	3
	C1		131 (1,9 - 6,5)	63	49	54	112	4
	C2		126 (1,9 - 5,8)	64	64	44	128	3
	C3		119 (1,8 - 6,0)	65	30	82	95	5
Seco (mm mês ⁻¹)	C0	1	67 (1,5 - 2,9)	0	15	-79	15	-2
	C1		40 (0,6 - 2,4)	0	17	-56	17	0
	C2		25 (0,5 - 2,2)	0	26	-50	26	0
	C3		77 (1,8 - 3,3)	0	11	-86	11	-1

chuva (total acumulado); \$ evapotranspiração; * valores extremos (mm/d); ‡ fluxo de base; & variação de armazenamento de umidade no perfil do solo; ¥ somatório do fluxo de base com o runoff.

3 CONCLUSÕES

Em função dos resultados obtidos durante as simulações foi possível concluir-se que:

- ✓ O processo de calibração do modelo VIC-nL foi extremamente difícil em função da ausência de informações específicas da bacia do rio Ji-Paraná, RO, e também pela falta das informações meteorológicas exigidas durante um período maior;
- ✓ Ficou evidente que no primeiro ano de simulação sempre houve um período de adaptação dos cálculos em função das condições iniciais adotadas. A duração desse período variou com a fase de processamento adotada, sendo de 60 dias na fase de calibração, e de 8 meses na fase de validação. Esse período inicial deve ser descartado das análises dos resultados;
- ✓ Mesmo com as deficiências detectadas e de ser mais apropriado para grandes bacias hidrográficas, o VIC-nL simulou razoavelmente as vazões medidas na Estação Tabajara, após o período inicial de ajuste dos cálculos;
- ✓ Adotando-se as condições meteorológicas de apenas um ano como representativas do clima da região, ficou evidente que a substituição de florestas por culturas anuais, como soja, pode elevar a vazão do rio Ji-Paraná, RO, em até 37% durante o período chuvoso e em 90% no período seco;
- ✓ Apesar do modelo não ter diferenciado o escoamento superficial entre os distintos cenários, foi nítida a influência da floresta na captação, manutenção e ciclagem da água no sistema solo-planta-atmosfera, o que contribui significativamente para o equilíbrio no balanço hídrico da região.

REFERÊNCIAS

ABDULLA, F.A.; LETTENMAIER, D.P. Application of regional parameter estimation schemes to simulate the water balance of a large continental river. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 197, n. 1, p. 258-285, 1997.

AGUIAR, A.P.D. de. Modelagem de mudança de uso e cobertura da terra. In: CÂMARA, G.; MONTEIRO, A.M.V. (Org.). **Introdução à modelagem dinâmica espacial**. Disponível em: <<http://www.dpi.inpe.br/cursos/tutoriais/modelagem/>>. Acesso em: 25 jul. 2005.

ALENCAR, A.; NEPSTAD, D.C.; McGRATH, D.; MOUTINHO, P.; PACHECO, P.; DIAZ, M.D.C.V.; SOARES FILHO, B. **Desmatamento na Amazônia**: indo além da "emergência crônica". Belém: IPAM, 2004. 85 p.

ALVALÁ, R.C.S.; GIELOW, R.; ROCHA, H.R. da; FREITAS, H.C.; LOPES, J.M.; MANZI, A.O.; RANDOW, C. von; DIAS, M.A.F.S.; CABRAL, O.M.R.; WATERLOO, M.J. Intradiurnal and seasonal variability of soil temperature, heat flux, soil moisture content, and thermal properties under forest and pasture in Rondônia. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 107, n. D20, p. 8043, 2002.

ARAÚJO, A.A.M.; ROTUNNO FILHO, O.C.; XAVIER, L.N.R.; SANTOS, I.A.; XAVIER, A.E. Análise de sensibilidade de modelos hidrológicos na perspectiva de SVATS de modelos atmosféricos. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 14., 2001, Aracaju. **Anais ...** Aracaju: ABRH, 2001. 1 CD-ROM.

BALLESTER, M.V.R.; VICTORIA, D.C.; KRUSCHE, A.V.; COBURN, R.; VICTORIA, R.L.; RICHEY, J.E.; LOGSDON, M.; MAYORGA, E.; MATRICARDI, E. A Remote Sensing/GIS-based physical template to understand the biogeochemistry of the Ji-Paraná river basin (Western Amazônia). **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 87, n. 4, p. 429-445, 2003.

BONAN, G.B. The land surface climatology of the NCAR land surface model coupled to the NCAR community climate model. **Journal of Climate**, Boston, v. 11, p. 1307-1326, 1998.

BROOKS, R.H.; COREY, A.T. **Hydraulic properties of porous media**. Fort Collins: Colorado State University, 1988. 27 p. (Hydrology Paper, 3).

BRUIJNZELL, L.A. Predicting the hydrological impacts of land cover transformation in the humid tropics: the need for integrated research. In: GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS J.M.; VICTORIA, R.L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. chap. 2, p. 15-55.

BRUIJNZEEL, L.A., Forest hydrology. In: EVANS, J.C. (Ed.). **The forests handbook**. Oxford: Blackwell, 2001. v. 1, chap. 12, p. 337-367.

CHERKAUER, K.A.; LETTENMAIER, D.P. Hydrologic effects of frozen soils in the upper Mississippi river basin. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 104, p. 19599-19610, 1999.

CHERKAUER, K.A.; BOWLING, L.C.; LETTENMAIER, D.P. Variable infiltration capacity cold land process model updates. **Global and Planetary Change**, Amsterdam, v. 38, p. 151-159, 2003.

CHU, T.W.; SHIRMOHAMMADI, A. Evaluation of the SWAT model's hydrology component in the piedmont physiographic region of Maryland. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v. 47, n. 4, p. 1057-1073, 2004.

COCHRANE, T.T.; COCHRANE, T.A. **SIGTERON**: Sistema de Informação Geográfica para os terrenos e solos do Estado de Rondônia, Brasil. Porto Velho: Tecnosolo, DHV Consultants, 1998. 1 CD-ROM.

COFFEY, M. E.; WORKMAN, S. R.; TARABA, J. L.; FOGLE, A. W. Statistical procedures for evaluating daily and monthly hydrologic model predictions. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v. 47, n.1, p. 59-68, 2004.

COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica de grandes bacias**. 2001. 194 p. Tese (Doutorado em Engenharia) – Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

COSBY, B.J.; HORNBERGER, G.M.; CLAPP, R.B.; GINN, T.R. Statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. **Water Resources Research**, Washington, v. 20, n. 6, p. 682-690, 1984.

CULF, A.D.; ESTEVES, J.L.; MARQUES FILHO, A.O.; ROCHA, H.R. da. Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia. In: GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS J.M.; VICTORIA, R.L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. chap. 10, p. 175-191.

DEAN, W. **A ferro e fogo**: a história e a devastação da mata atlântica brasileira. São Paulo: Companhia das Letras, 1996. 484 p.

DENNING, A.S.; RANDALL, D.A.; COLLATZ G.J.; SELLERS, P.J. Simulations of terrestrial carbon metabolism and atmospheric CO₂ in a general circulation model. Part 2: Spatial and temporal variations of atmospheric CO₂. **Tellus**, Copenhagen, v. 48B, p. 543-567, 1996.

DIAS, A.; NORTCLIFF, S. Effects of tractor passes on the physical properties of an Oxisol in the Brazilian Amazon. **Tropical Agriculture**, St Augustine, v. 62, p. 207-212, 1985.

DIAS, M.A.F.S.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; DIAS, P.L.S.; NOBRE, C.; FISCH, G.; DOLMAN, A.J.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A.O.; FUENTES, J.D.; ROCHA, H.R.; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A.; SÁ, L.D.A.; ALVALÁ, R.C.S.; ANDREAE, M.O.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon region. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, Washington, v. 107, n. D20, p. 8072, 2002.

DICKINSON, R.E.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P.J.; WILSON, M.F. **Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model**. Boulder: NCAR, 1986. 69 p. (Technical Note NCAR/TN-275-STR).

DUBAND, D.; OBLED, C.; RODRIGUEZ, J.Y. Unit hydrograph revisited: an alternate iterative approach to UH and effective precipitation identification. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 150, n. 1, p. 115-149, 1993.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. **ArcGIS Desktop**, v. 8.1. Redlands. 2001. 6 CD-ROM.

FEARNSIDE, P.M. **A floresta amazônica nas mudanças globais**. Manaus: INPA, 2003. 134 p.

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L. A. T.; DIAS, M.A.F.S.; LYRA, R.F.F.; NOBRE, C. A.; DOLMAN, A.J.; GASH, J.H.C. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, Vienna, v. 78, p. 47-59, 2004.

FRANCINI, J.; PACCIANI, M. Comparative analysis of several conceptual rainfall-runoff models. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 122, p. 161-219, 1991.

GANDU, A.W.; COHEN, J.C.P.; SOUZA, J.R.S. de. Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model. **Theoretical and Applied Climatology**, Vienna, v. 78, p. 123-135, 2004.

GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS J.M.; VICTORIA, R.L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. 611 p.

GIAMBELLUCA, T.W. Hydrology of altered tropical forest. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 16, p. 1665-1669, 2002.

GOMES, M.A.F.; SPADOTTO, C.A.; PESSOA, M.C.P.Y. Avaliação da vulnerabilidade natural do solo em áreas agrícolas: subsídio à avaliação do risco de contaminação do lençol freático por agroquímicos. **Revista Ecotoxicologia e Meio Ambiente**, Curitiba, v. 12, p. 169-179, 2002.

GOTTSCHALK, L.; MOTOVILOV, Y. Macro-scale hydrological modeling: a Scandinavian experience. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON: 'CAN SCIENCE AND SOCIETY SAVE THE WATER CRISIS IN THE 21ST CENTURY – REPORTS FROM THE WORLD', 2000, Tokyo. Tokyo: Japan Society of Hydrology and Water Resources, 2000. p. 38-45.

HAHMANN, A.N.; DICKINSON, R.E. RCCM2-BATS model over tropical south america: applications to tropical deforestation. **Journal of Climate**, Boston, v. 10, n. 8, p. 1944-1964, 1997.

HAMLET, A.F.; LETTENMAIER, D.P. Effects of climate change on hydrology and water resources in the Columbia river basin. **Journal of the American Water Resources Association**, Middleburg, v. 35, n. 6, p. 1597-1623, 1999.

HANADA, L.C. **Mudanças do uso da cobertura do solo na fronteira agrícola da Amazônia ocidental, bacia do Ji-Paraná - Rondônia**. 2004. 98 p. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Agroecossistemas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2004.

HENDERSON-SELLERS, A.; DICKINSON, R.E.; DURBRIDGE, T.B.; KENNEDY, P.J.; MCGUFFIE, K.; PITMAN, A.J. Tropical deforestation: modeling local to regional scale climate change. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 98, p. 7289-7315, 1993.

HODNETT, M. G.; OYAMA, M. D.; TOMASELLA, J.; MARQUES FILHO, A. Comparisons of long-term soil water storage behaviour under pasture and forest in the three areas of Amazonia. In: GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS J.M.; VICTORIA, R.L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. chap. 3, p. 55-77.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Normais climatológicas (1961-1990)**. Brasília, 1992. 84 p.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. **Monitoramento da floresta amazônica brasileira por satélite: 1997-2004**. São José dos Campos, 2005. Disponível em: <<http://www.obt.inpe.br/prodes/>>. Acesso em: 25 jul. 2005.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Climate change 2001: the scientific basis**. Contribution of working group I to the third assessment report. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 944 p.

JAYAWARDENA, A.W.; MAHANAMA, S.P.P. Meso -scale hydrological modeling: application to Mekong and Chao Phraya basins. **Journal of Hydrologic Engineering**, Reston, v. 7, n. 1, p. 12-26, 2002.

JIPP, P.H.; NEPSTAD, D.C.; CASSEL, D.K.; CARVALHO, C.R. de. Deep soil moisture storage and transpiration in forests and pastures of seasonally-dry Amazonia. **Climatic Change**, Dordrecht, v. 39, p. 395-412, 1998.

LEAN, J.; BUNTON, C.B.; NOBRE, C.A.; ROWNTREE, P.R. The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics. In: GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS J.M.; VICTORIA, R.L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. chap. 31, p. 549-576.

LIANG, X.; XIE, Z.H. A new surface runoff parameterization with subgrid-scale soil heterogeneity for land surface models. **Advances in Water Resources**, Oxford, v. 24, p. 1173-1193, 2001.

LIANG, X.; LETTENMAIER, D.P.; WOOD, E.F. One-dimensional statistical dynamic representation of subgrid spatial variability of precipitation in the two-layer variable infiltration capacity model. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 101, n. D16, p. 21403-21422, 1996.

LIANG, X.; WOOD, E.F.; LETTENMAIER, D.P. Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: evaluation and modification. **Global and Planetary Change**, Amsterdam, v. 13, p. 195-206, 1996.

LIANG, X.; LETTENMAIER, D.P.; WOOD, E.F.; BURGESS, S.J. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 99, n. 7, p. 14415-14428, 1994.

LOBMEYER, M.; LOHMANN, D.; RUHE, C. An application of a large scale conceptual hydrological model over the Elbe region. **Hydrology and Earth System Sciences**, Katlenburg-Lindau, n. 3, p. 363-374, 1999.

LOHMANN, D.; NOLTE-HOLUBE, R.; RASCHKE, E. A large horizontal routing to be coupled to land surface parameterization schemes. **Tellus**, Copenhagen, v. 48A, p. 708-721, 1996.

LOHMANN, D.; RASCHKE, E.; NIJSSEN, B.; LETTENMAIER, D.P. Regional scale hydrology: I. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model. **Hydrological Sciences Journal**, Wallingford, v. 43, n. 1, p. 131-141, 1998a.

LOHMANN, D.; RASCHKE, E.; NIJSSEN, B.; LETTENMAIER, D.P. Regional scale hydrology: II. Application of the VIC-2L model to the Weser river, Germany. **Hydrological Sciences Journal**, Wallingford, v. 43. n. 1, p. 143-158, 1998b.

MANZI, A.O.; PLANTON, S. A simulation of Amazonian deforestation using a GCM calibrated with ABRACOS and ARME data. In: GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS J.M.; VICTORIA, R.L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. chap. 29, p. 505-529.

MARGULIS, S. **Causas do desmatamento da Amazônia brasileira**. Brasília: Banco Mundial, 2003. 80 p.

MATHEUSSEN, B.; KIRSCHBAUM, R.L.; GOODMAN, I.A.; O'DONNELL, G.M.; LETTENMAIER, D.P. Effects of land cover change on streamflow in the interior Columbia River Basin (USA and Canada). **Hydrological Processes**, Chichester, v. 14, n. 5, p. 867-885, 2000.

MECHOSO, C.R.; DIAS, P.L.S.; BAETHGEN, W.; BARROS, V.; BERBERY, E.H.; CLARKE, R.T.; CULLEN, H.; EREÑO, C.; GRASSI, B.; LETTENMAIER, D. **Climatology and hydrology of the Plata basin**: a document of VAMOS1 scientific study group on the Plata basin. 2001. 55p. Disponível em: <<http://www.atmos.ucla.edu/~mechoso/>>. Acesso em: 10 jul. 2005.

MENEZES, M.A. O controle qualificado do desmatamento e o ordenamento territorial na região amazônica. In: BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Causas e dinâmica do desmatamento na Amazônia**. Brasília: MMA, 2001. p. 103-151.

NASH, J.E.; SUTCLIFFE, J.V. River flow forecasting through conceptual models - Part I - a discussion of principles. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 10, n. 3, p. 282-290, 1970.

NEPSTAD, D.C.; JIPP, P.; MOUTINHO, P.; NEGREIROS, G.; VIEIRA, S. Forest recovery following pasture abandonment in Amazonia: canopy seasonality, fire resistance and ants. In: RAPPORT, D.J.; GAUDET, C. L.; CALOW, P. (Ed.). **Evaluating and monitoring the health of largescale ecosystems**. Berlin: Springer Verlag, 1995. p. 333-349. (NATO ASI Series, 128).

NEPSTAD, D.C.; CARVALHO, C.D. de; DAVIDSON, E.A.; JIPP, P.H.; LEFEBVRE, P.A.; NEGREIROS, G.H.; SILVA, E.D. da; STONE, T.A.; TRIMBORE, S.E.; VIEIRA, S. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of the Amazonian forest and pastures. **Nature**, London, v.372, p. 666-669, 1994.

NIJSSEN, B.; LETTENMAIER, D.P.; LIANG, X.; WETZEL, S.W.; WOOD, E.F. Streamflow simulation for continental-scale river basins. **Water Resources Research**, Washington, v. 33, p. 711-724. 1997.

NOBRE, C.A.; SELLERS, P.J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, Boston, v. 4, p. 957-988, 1991.

ROBERTS, J.M.; CABRAL, O.M.R.; COSTA, J.P. da; McWILLIAM A.L.C.; SÁ, T.D.A. An overview of the leaf area index and physiological measurements during ABRACOS. In: GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS J.M.; VICTORIA, R.L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. chap. 16, p. 287-306.

ROCHA, H.R. da; GOULDEN, M.L.; MILLER, S.D.; MENTON, M.C.; PINTO, L.D.V.O.; FREITAS, H.C. de; FIGUEIRA, A.M.E.S. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. **Ecological Applications**, Washington, v. 14, n. 4, p. 22-32, 2004.

SALATI, E. The forest and the hydrological cycle. In: DICKINSON, R.E. (Ed.). **The geophysics of Amazonia: vegetation and climate interactions**. New York: John Wiley, 1987. p. 273-296.

SELLERS, P.J. Biophysical models of land surface processes. In: TRENBERTH, K.E. (Ed.). **Climate system modeling**. New York: Cambridge University Press, 1992. chap. 14, p. 451-490.

SELLERS, P.J.; MINTZ, Y.; SUD, Y.C.; DALCHER, A. A simple biosphere model for use in general circulation models. **Journal of Atmospheric Science**, Boston, v. 43, n. 6, p. 505-531, 1986.

SELLERS, P.J.; RANDALL, G.J.; BERRY, J.A.; FIELD, C.B.; DAZLICH, D.A.; ZHANG, C.; COLLELO G.D.; BOUNOUA, L. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs: part I. model formulation. **Journal of Climate**, Boston, v. 9, p. 676-705, 1996.

SELLERS, P.J.; DICKINSON, R.E.; RANDALL, D.A.; BETTS, A.K.; HALL, F.G.; BERRY, J.A.; COLLATZ, C.J.; DENNING, A.S.; MOONEY, H.A.; NOBRE, C.A.; SATO, N.; FIELD, C. B.; HENDERSON-SELLERS, A. Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between the continents and the atmosphere. **Science**, Washington, v. 275, p. 502-509, 1997.

SHUTTLEWORTH, W.J. Evaporation from Amazonian rainforest. **Proceedings of the Royal Society of London**, London, v. 233, n. 1272, p. 321-346, 1988.

SHUTTLEWORTH, W.J. Evaporation. In: MAIDMENT, D.R. (Ed.). **Handbook of hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1993. chap. 4, p. 1-53.

SOROOSHIAN, S.; GUPTA, H.V.; BASTIDAS, L.A. **Calibration of hydrologic models using multi-objectives and visualization techniques**: final report EAR 9418147. Tucson: University of Arizona, Dep. Hydrology and Water Resources, 1998. 78 p.

TODINI, E. The ARNO rainfall–runoff model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 175, p. 339-382, 1996.

TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos**. 2.ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2005. 678 p.

VICTORIA, D.C. **Estimativa da evapotranspiração da bacia do Ji-Paraná (RO) através de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento**. 2004. 89 p. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Agroecossistemas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2004.

VICTORIA, D.C.; BALLESTER, M.V.R.; VICTORIA, R.L.; MARTINELLI, L.A. Estimativa das características do solo da bacia do Ji-Paraná (RO). In: CONGRESSO DE ECOLOGIA DO BRASIL, 6., 2003, Fortaleza. **Anais ...** Fortaleza: Editora da Universidade Federal do Ceará, 2003. p. 618-620.

VILLA NOVA, N.A.; SALATI, E.; MATSUI, E. Estimativa da evapotranspiração na Bacia Amazônica. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 6, n. 2, p. 215-228, 1976.

WARDLE, D.A. Impacts of disturbance on detritus food webs in agro-ecosystems of contrasting tillage and weed management practices. **Advances in Ecological Research**, San Diego, v. 26, p. 105-182, 1995.

WERTH, D.; AVISSAR, R. The local and global effects of Amazon deforestation. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 107, n. D20, p. 8087, 2002.

WILK, J. hydrological impacts of forest conversion to agriculture and local perceptions in Alarge river basin in northeast Thailand. In: ISCO CONFERENCE, 12., 2002, Beijing. **Proceedings ...** Beijing: Tsinghua University Press, 2002. v. 2, p. 26-31. Disponível em: <http://www.tucson.ars.ag.gov/isco/isco12/volume_2.html>. Acesso em: 12 maio 2005.

WILLMOTT, C.J. On the validation of models. **Physical Geography**, Palm Beach, v. 2, n. 2, p. 184-194, 1981.

WOOD, E.F.; LETTENMAIER, D.P.; ZADTARIAN, V.G. A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 92, n. 3, p. 2717-2728, 1992.

WOOD, E.F.; LETTENMAIER, D.; LIANG, X.; NIJSEN, B.; WETZEL, S.W. Hydrological modeling of continental-scale basins. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, Palo Alto, v.25, p. 279-300, 1997.

XIE, Z.; LIU, Q.; SU, F. **An application of the VIC-3L land surface model with the new surface runoff model in simulating streamflow for the Yellow River basin.** Disponivel em: < http://web.lasg.ac.cn/staff/xie/Papers/IAHS289_CH_21.pdf>. Acesso em: 25 maio 2005.

YUAN, F.; XIE, Z.; LIU, Q.; XIA, J. **An application of the VIC-3L model in assessing effects of climate change on water resources in the Haihe river basin.** Disponivel em: <<http://www.wrrc.dpri.kyoto-u.ac.jp/~aphw/APHW2004/proceedings/OHS/56-OHS-M148/56-OHS-M148.pdf>>. Acesso em: 16 jun. 2005.

ZENG, N. Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 104, n. D8, p. 9097-9106, 1999.

ZHAO, R.J. The Xinanjiang model applied in China. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 135, n. 1, p. 371-381, 1992.

ZHAO, R.J.; LIU, X.R. The Xianjiang model. In: SINGH V.P. (Ed.). **Computer models of watershed hydrology**, Littleton: Water Resources Publications, 1995. chap. 7, p. 257-302.

ZHAO, R.J.; ZHANG, Y.L.; FANG, L.R.; LIU, X.R.; ZHANG, Q.S. The Xinanjiang model. In: OXFORD SYMPOSIUM ON HYDROLOGY FORECASTING, 1980, Wallingford. **Proceedings ...** Wallingford: Int. Assoc. Hydrol. Sci., 1980. p. 351-56. (IAHS Publication, 129).

ANEXOS

ANEXO A

Descrição dos parâmetros requeridos pelo arquivo de solo ("soilfile") para a execução do VIC-nL.

Coluna	Variável	Descrição	Unidade
1	RUN	Executa ou não a célula	1 ou 0
2	GRID	Numero da célula	-
3	LAT	Latitude da célula	Graus
4	LNG	Longitude da célula	Graus
5	INFILT *	Parâmetro da curva de infiltração variável (b_{infil})	-
6	Ds ^{&}	Fração de Dsmax onde inicia o fluxo de base não linear	Fração
7	Ds_MAX [#]	Máxima velocidade do fluxo de base	mm/dia
8	Ws [§]	Fração de máxima umidade no solo onde ocorre o fluxo de base não linear	Fração
9	C	Expoente usado na curva de infiltração	-
10	EXPT_1	Parâmetro que descreve a variação de Ksat com a umidade do solo na camada 1	-
11	EXPT_2	Parâmetro que descreve a variação de Ksat com a umidade do solo na camada 2	-
12	EXPT_3	Parâmetro que descreve a variação de Ksat com a umidade do solo na camada 3	-
13	Ksat_1	Condutividade hidráulica saturada na camada 1	mm/dia
14	Ksat_2	Condutividade hidráulica saturada na camada 2	mm/dia
15	Ksat_3	Condutividade hidráulica saturada na camada 3	mm/dia
16	PHI_1	Parâmetro de difusão da umidade do solo na camada 1	mm/mm
17	PHI_2	Parâmetro de difusão da umidade do solo na camada 2	mm/mm
18	PHI_3	Parâmetro de difusão da umidade do solo na camada 3	mm/mm
19	MOIST_1	Umidade inicial na camada 1	mm
20	MOIST_2	Umidade inicial na camada 2	mm
21	MOIST_3	Umidade inicial na camada 3	mm
22	ELEV	Elevação media da célula	m
23	DEPTH_1	Espessura da camada 1	m
24	DEPTH_2	Espessura da camada 2	m
25	DEPTH_3	Espessura da camada 3	m
26	AVG_T	Temperatura media do solo	°C
27	DP	Profundidade em que a temperatura do solo fica constante	m
28	BUBLE1	Pressão de borbulhamento do solo na camada 1	cm
29	BUBLE2	Pressão de borbulhamento do solo na camada 2	cm
30	BUBLE3	Pressão de borbulhamento do solo na camada 3	cm
31	QUARZ1	Conteúdo de quartzo no solo da camada 1	Fração
32	QUARZ2	Conteúdo de quartzo no solo da camada 2	Fração
33	QUARZ3	Conteúdo de quartzo no solo da camada 3	Fração
34	BULKDN1	Densidade do volume de solo na camada 1	kg/m ³
35	BULKDN2	Densidade do volume de solo na camada 2	kg/m ³
36	BULKDN3	Densidade do volume de solo na camada 3	kg/m ³
37	PARTDN1	Densidade de partículas do solo na camada 1	kg/m ³
38	PARTDN2	Densidade de partículas do solo na camada 2	kg/m ³
39	PARTDN3	Densidade de partículas do solo na camada 3	kg/m ³
40	OFF_GMT	Deslocamento do fuso horário (GMT)	horas
41	WcrFT1	Fração de solo na camada 1 contendo umidade na capacidade de campo	Fração
42	WcrFT2	Fração de solo na camada 2 contendo umidade na capacidade de campo	Fração
43	WcrFT3	Fração de solo na camada 3 contendo umidade na capacidade de campo	Fração
44	WpFT1	Fração de solo na camada 1 contendo umidade no ponto de murcha permanente	Fração
45	WpFT2	Fração de solo na camada 2 contendo umidade no ponto de murcha permanente	Fração
46	WpFT3	Fração de solo na camada 3 contendo umidade no ponto de murcha permanente	Fração
47	Z0_SOIL	Rugosidade da superfície de solo descoberto	m
48	Z0_SNOW	Rugosidade da superfície coberta com neve	m
49	PRCP	Chuva media anual	mm
50	RESM1	Umidade residual na camada de solo 1	Fração
51	RESM2	Umidade residual na camada de solo 2	Fração
52	RESM3	Umidade residual na camada de solo 3	Fração
53	FS_ACTV	Ativar ou não o algoritmo para solo congelado	1 ou 0

* $b_{infil} = 0,2$; [&] $Ds = 0,015$; [#] $Ds_{max} = 8,2$; [§] $Ws = 0,76$

Obs.: Os parâmetros b_{infil} , Ds , Ds_{max} e Ws foram obtidos por processo de calibração e adotados como constantes em toda a bacia.

ANEXO B

Descrição dos parâmetros requeridos pelo arquivo de vegetação ("veglib") para a execução do VIC-nL.

Coluna	Variável	Descrição	Unidade
1	Class	Numero da classe de uso e cobertura do solo	-
2	OvrStry	Indicativo de uso	1 ou 0
3	Rarc	Resistência da arquitetura	s/m
4	Rmin	Resistência estomatal mínima	s/m
5	JAN-LAI	Índice de área foliar no mês de janeiro	-
6	FEB-LAI	Índice de área foliar no mês de fevereiro	-
7	MAR-LAI	Índice de área foliar no mês de março	-
8	APR-LAI	Índice de área foliar no mês de abril	-
9	MAY-LAI	Índice de área foliar no mês de maio	-
10	JUN-LAI	Índice de área foliar no mês de junho	-
11	JUL-LAI	Índice de área foliar no mês de julho	-
12	AUG-LAI	Índice de área foliar no mês de agosto	-
13	SEP-LAI	Índice de área foliar no mês de setembro	-
14	OCT-LAI	Índice de área foliar no mês de outubro	-
15	NOV-LAI	Índice de área foliar no mês de novembro	-
16	DEC-LAI	Índice de área foliar no mês de dezembro	-
17	JAN-ALB	Albedo no mês de janeiro	Fração
18	FEB-ALB	Albedo no mês de fevereiro	Fração
19	MAR-ALB	Albedo no mês de março	Fração
20	APR-ALB	Albedo no mês de abril	Fração
21	MAY-ALB	Albedo no mês de maio	Fração
22	JUN-ALB	Albedo no mês de junho	Fração
23	JUL-ALB	Albedo no mês de julho	Fração
24	AUG-ALB	Albedo no mês de agosto	Fração
25	SEP-ALB	Albedo no mês de setembro	Fração
26	OCT-ALB	Albedo no mês de outubro	Fração
27	NOV-ALB	Albedo no mês de novembro	Fração
28	DEC-ALB	Albedo no mês de dezembro	Fração
29	JAN-ROU	Comprimento da rugosidade no mês de janeiro	m
30	FEB-ROU	Comprimento da rugosidade no mês de fevereiro	m
31	MAR-ROU	Comprimento da rugosidade no mês de março	m
32	APR-ROU	Comprimento da rugosidade no mês de abril	m
33	MAY-ROU	Comprimento da rugosidade no mês de maio	m
34	JUN-ROU	Comprimento da rugosidade no mês de junho	m
35	JUL-ROU	Comprimento da rugosidade no mês de julho	m
36	AUG-ROU	Comprimento da rugosidade no mês de agosto	m
37	SEP-ROU	Comprimento da rugosidade no mês de setembro	m
38	OCT-ROU	Comprimento da rugosidade no mês de outubro	m
39	NOV-ROU	Comprimento da rugosidade no mês de novembro	m
40	DEC-ROU	Comprimento da rugosidade no mês de dezembro	m
41	JAN-DIS	Altura do deslocamento do plano zero no mês de janeiro	m
42	FEB-DIS	Altura do deslocamento do plano zero no mês de fevereiro	m
43	MAR-DIS	Altura do deslocamento do plano zero no mês de março	m
44	APR-DIS	Altura do deslocamento do plano zero no mês de abril	m
45	MAY-DIS	Altura do deslocamento do plano zero no mês de maio	m
46	JUN-DIS	Altura do deslocamento do plano zero no mês de junho	m
47	JUL-DIS	Altura do deslocamento do plano zero no mês de julho	m
48	AUG-DIS	Altura do deslocamento do plano zero no mês de agosto	m
49	SEP-DIS	Altura do deslocamento do plano zero no mês de setembro	m
50	OCT-DIS	Altura do deslocamento do plano zero no mês de outubro	m
51	NOV-DIS	Altura do deslocamento do plano zero no mês de novembro	m
52	DEC-DIS	Altura do deslocamento do plano zero no mês de dezembro	m
53	WIND_H	Altura que foi medida a velocidade do vento	m
54	RGL	Radiação de onda curta mínima para ocorrer transpiração	W/m ²
55	SolAtn	Fator de atenuação da radiação	Fração
56	WndAtn	Atenuação da velocidade do vento pelo ?	Fração
57	Trunk	Taxa do total da árvore que é tronco	Fração
58	COMMENT	Tipo de cobertura	-

Exemplo do arquivo “veglib” (formato ASCII) e os respectivos parâmetros adotados para os diferentes tipos de cobertura da bacia.

veglib					
	1	2	3	4	5
Class	1	2	3	4	5
OvrStry	1	0	0	1	0
Rarc	60	25	50	60	20
Rmin	250	120	130	125	100
JAN-LAI	4,2	1,42	3,3	3,44	4,2
FEB-LAI	3,7	2,66	2,85	3,04	5,7
MAR-LAI	3,5	2,66	2,6	2,16	1,5
APR-LAI	3,4	3,9	2,2	2	0,4
MAY-LAI	3,4	3,25	2	1,68	1,4
JUN-LAI	3,4	2,55	2,25	1,52	2,4
JUL-LAI	3,5	2,1	2,95	1,68	4,5
AUG-LAI	3,7	1,55	3,85	2,9	5,7
SEP-LAI	4,0	1,66	3,75	4,9	1,0
OCT-LAI	4,4	1,5	3,5	5	0,4
NOV-LAI	4,4	1,5	3,55	5	1,4
DEC-LAI	4,3	1,5	3,2	4,6	2,3
JAN-ALB	0,126	0,175	0,19	0,12	0,26
FEB-ALB	0,123	0,171	0,19	0,12	0,23
MAR-ALB	0,121	0,181	0,19	0,12	0,21
APR-ALB	0,124	0,184	0,19	0,12	0,14
MAY-ALB	0,132	0,187	0,19	0,12	0,25
JUN-ALB	0,139	0,186	0,19	0,12	0,30
JUL-ALB	0,141	0,192	0,19	0,12	0,24
AUG-ALB	0,144	0,187	0,19	0,12	0,21
SEP-ALB	0,142	0,171	0,19	0,12	0,18
OCT-ALB	0,143	0,172	0,19	0,12	0,14
NOV-ALB	0,141	0,177	0,19	0,12	0,21
DEC-ALB	0,134	0,180	0,19	0,12	0,28
JAN-ROU	3,69	0,1845	0,495	1,23	0,05
FEB-ROU	3,69	0,1845	0,495	1,23	0,07
MAR-ROU	3,69	0,1845	0,495	1,23	0,02
APR-ROU	3,69	0,1845	0,495	1,23	0,01
MAY-ROU	3,69	0,1845	0,495	1,23	0,02
JUN-ROU	3,69	0,1845	0,495	1,23	0,03
JUL-ROU	3,69	0,1845	0,495	1,23	0,04
AUG-ROU	3,69	0,1845	0,495	1,23	0,07
SEP-ROU	3,69	0,1845	0,495	1,23	0,02
OCT-ROU	3,69	0,1845	0,495	1,23	0,01
NOV-ROU	3,69	0,1845	0,495	1,23	0,02
DEC-ROU	3,69	0,1845	0,495	1,23	0,03
JAN-DIS	20,1	1,005	2,68	6,7	0,26
FEB-DIS	20,1	1,005	2,68	6,7	0,4
MAR-DIS	20,1	1,005	2,68	6,7	0,1
APR-DIS	20,1	1,005	2,68	6,7	0,1
MAY-DIS	20,1	1,005	2,68	6,7	0,1
JUN-DIS	20,1	1,005	2,68	6,7	0,16
JUL-DIS	20,1	1,005	2,68	6,7	0,3
AUG-DIS	20,1	1,005	2,68	6,7	0,4
SEP-DIS	20,1	1,005	2,68	6,7	0,1
OCT-DIS	20,1	1,005	2,68	6,7	0,1
NOV-DIS	20,1	1,005	2,68	6,7	0,2
DEC-DIS	20,1	1,005	2,68	6,7	0,3
WIND_H	30	10	10	10	10
RGL	30	100	75	30	100
SolAtn	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
WndAtn	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Trunk	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
COMMENT	Floresta	Pastagem	Cerrado	Rebrota	Soja

ANEXO C

Estações pluviiais em Rondônia utilizadas para gerar os arquivos de forçantes climáticas.

Código ANA	Nome da Estação	Latitude	Longitude
00862000	Tabajara	-8.9333	-62.0539
00863003	Cachoeira do Samuel	-8.7597	-63.4625
00961003	Fabio (Boliche)	-9.6814	-61.9789
00962000	Mineração Oriente Novo	-9.5864	-62.3939
00962001	Mineração Jacunda	-9.1792	-62.9531
00963000	Ariquemes	-9.9317	-63.0569
00963001	Santo Antonio BR-364	-9.2606	-63.16194
00963004	Fazenda Rio Branco	-9.8872	-62.9878
00963006	Setor Cachoeirinha	-9.8872	-62.9881
00963009	Ponte do Rio Preto do Crespo	-9.4667	-63.2500
00964001	Palmeiral	-9.5164	-64.8122
00965001	Abunã	-9.7031	-65.3647
00966000	Nova California	-9.7556	-66.6117
00966001	Pedreiras	-9.6903	-65.9931
01061001	Ji-Paraná	-10.8494	-61.9306
01061003	Rondonias (Barrocas)	-10.5169	-62.0014
01062001	Jaru	-10.4458	-62.4656
01062002	Seringal 70	-10.2364	-62.6272
01062003	Mirante da Serra	-11.0036	-62.6561
01062004	Theobroma	-10.2364	-62.3458
01063000	Escola Caramuru	-10.5050	-63.6461
01063001	Mineracao Ponte Massangana	-10.3500	-63.4167
01065002	Guajará-Mirim	-10.7925	-65.3478
01160000	Marco Rondon	-12.0153	-60.8550
01160002	Fazenda Flor do Campo	-11.7489	-60.8778
01161000	Vista Alegre	-11.4408	-61.4889
01161001	Pimenta Bueno	-11.6861	-61.1922
01161002	Rolim de Moura	-11.7497	-61.7764
01161003	Ministro Andreazza	-11.1969	-61.5281
01164001	Boa Vista dos Pacaas	-11.3667	-64.8864
01261000	Fazenda Expansão	-12.4878	-61.0464
01261001	Parecis	-12.2092	-61.6286
01262000	Pedras Negras	-12.8514	-62.8992
01262001	Izidolândia	-12.6014	-62.1784
01264000	Príncipe da Beira	-12.4269	-64.4225
01360000	Colorado do Oeste	-13.1142	-60.5483
01360001	Cerejeira	-13.1967	-60.8233
01360002	Pimenteiras	-13.4819	-61.0453

Fonte: Agência Nacional de Águas (ANA)