

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
CENTRO DE ENERGIA NUCLEAR NA AGRICULTURA

DANIEL DE CASTRO VICTORIA

SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA DE BACIAS AMAZÔNICAS UTILIZANDO O MODELO DE
CAPACIDADE DE INFILTRAÇÃO VARIÁVEL (VIC)

Piracicaba
2010

DANIEL DE CASTRO VICTORIA

SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA DE BACIAS AMAZÔNICAS UTILIZANDO O MODELO DE
CAPACIDADE DE INFILTRAÇÃO VARIÁVEL (VIC)

Tese apresentada ao Centro de
Energia Nuclear na Agricultura da
Universidade de São Paulo para a
obtenção do título de Doutor em
Ciências

Área de Concentração: Química na
Agricultura e no Ambiente

Orientadora: Profa. Dra. Maria
Victoria Ramos Ballester

Piracicaba

2010

AUTORIZO A REPRODUÇÃO E DIVULGAÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, DESDE QUE CITADA A FONTE.

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Seção Técnica de Biblioteca - CENA/USP

Victoria, Daniel de Castro

Simulação hidrológica de bacias amazônicas utilizando o modelo de Capacidade de Infiltração Variável (VIC) / Daniel de Castro Victoria; orientador Maria Victoria Ramos Ballester. - - Piracicaba, 2010.

85 p.: fig.

Tese (Doutorado – Programa de Pós-Graduação em Ciências. Área de Concentração: Química na Agricultura e no Ambiente) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo.

1. Bacia hidrográfica 2. Balanço hídrico 3. Evapotranspiração 4. Mudança climática I. Título

CDU 556.512

À minha esposa, meus pais, avós e irmã

Pelo constante apoio e incentivo

Nos momentos bons e ruins

dedico.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho só foi possível devido ao apoio que recebi de diversas pessoas e instituições. Em especial gostaria de agradecer:

Meus pais, Reynaldo Luiz Victoria e Beatriz de Castro Victoria, avós Diva e Décio e demais familiares.

Minha esposa Lilian Bellucci Victoria, pelo apoio incondicional.

Prof. Dra. Maria Victoria Ramos, pela amizade e orientação.

Prof. Dr. Antônio Roberto Pereira e Dr. Jeffrey E Richey pelo apoio, incentivo, idéias e amizade.

Drs. Dennis Lettenmeier e Ted Bohn pela ajuda com o modelo VIC.

Prof. Dr. Enéas Salati, pelo constante incentivo.

Os amigos do laboratório de Geoprocessamento, André Toledo, Erich “Governador” Collicchio, Rafael “Pira” Rosolem, Cátia Casagrande, Henrique “Tamaguishi”, Alailson Santiago, José Mauro, Vincent Bustillo, Yves Tardy, Nei, Rafael Tannus, Rosângela, Célia, Alex, Alexandra, dentre outros pelo apoio e amizade.

Aos novos colegas da Embrapa.

A Sra. Andreлина Laura dos Santos, da Agência Nacional de Águas, pela ajuda com os dados hidro-meteorológicos.

Ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura e ao Laboratório de Análise Ambiental e Geoprocessamento.

À Marília R. G. Henyei pelo auxílio com a formatação e referências.

Ao CNPq pela bolsa concedida.

E a todos àqueles que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho e que, devido à péssima memória do autor, deixaram de ser citados.

RESUMO

VICTORIA, D.C. **Simulação hidrológica de bacias Amazônicas utilizando o modelo de Capacidade de Infiltração Variável (VIC)**. 2010. 85 f. Tese (Doutorado) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2010.

Com 6 milhões de km², a bacia Amazônica é o maior sistema hidrográfico do mundo, com descarga estimada de 209.000 m³ s⁻¹, e a maior extensão contínua de floresta tropical. Porém, esta região é alvo de constantes ameaças, seja das pressões por desmatamento, ou por alterações climáticas. Neste contexto, compreender o funcionamento do sistema é essencial, seja para auxiliar na tomada de decisões ou estudos de cenários futuros. Este trabalho teve como objetivo avaliar e adaptar o modelo hidrológico de grandes bacias *Variable Infiltration Capacity Model* (VIC v.4.0.5), para as condições tropicais. Foram utilizados dados de descarga, precipitação, temperatura e velocidade do vento, e informações sobre tipo de solo e cobertura vegetal, para simular o ciclo hidrológico em 6 grandes bacias situadas na Amazônia: Santo Antônio do Içá, Japurá, Juruá, Negro, Madeira e Purus. O modelo foi calibrado a partir das descargas mensais, de 1980 a 1990, e seu funcionamento foi verificado para o período de 1990 a 2006. Não foi possível simular o ciclo hidrológico para as bacias com grande contribuição dos Andes, Santo A. Içá e Japurá, uma vez que a estimativa de precipitação nestas regiões é subestimada. Nas outras bacias, o modelo foi capaz de simular corretamente as vazões dos rios, apesar de apresentar problemas na estimativa da evapotranspiração (ET). Foram constatados problemas na partição da ET em seus componentes, transpiração da vegetação e evaporação da água interceptada. Uma possível correção foi avaliada, resultando em uma distribuição mais correta da ET em seus componentes porém, tal modificação resultou em redução da ET média simulada. Uma nova versão do modelo (v.4.1) acaba de ser lançada. Dentre as melhorias, destacam-se modificações na maneira como a ET é calculada, que visa corrigir os problemas aqui relatados. No entanto, tal versão ainda não foi avaliada nas condições tropicais.

Palavras-chave: Amazônia. Modelo hidrológico. Balanço hídrico. Evapotranspiração.

ABSTRACT

VICTORIA, D.C. **Hydrologic simulation of Amazon basins using the Variable Infiltration Capacity model (VIC)**. 2010. 85 f. Tese (Doutorado) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2010.

The Amazon river basin is the largest fluvial system in the world, discharging 209,000 m³ s⁻¹ to the ocean. It also sustains the largest continuous tropical forest system. However, the region is under constant pressure from deforestation and climate change. For such reasons, it's crucial to understand how the hydrological cycle functions. Such tools can be used for evaluation of future scenarios and guide decision making. The *Variable infiltration Capacity Model (VIC)* was evaluated and adapted to tropical conditions. Temperature, precipitation, wind speed, soil type and land cover maps were used to simulate the hydrological cycle in 2 sub-basins inside the Amazon: Santo Antônio do Içá, Japurá, Juruá, Negro, Madeira e Purus, covering the period from 1980 to 2006. The simulation was not possible for basins with large drainage area located in the Andes (Santo A. Içá and Japurá), due to underestimation of the precipitation. For the other basins, simulated discharge agreed with observed records, even though evapotranspiration (ET) estimates showed some problems. The ET partitioning in its components, transpiration and canopy evaporation, showed severe discrepancies. A correction was applied to the model, fixing the partitioning problem but it resulted in reduction of estimate ET. A new version of the model (v.4.1) has just been released, with changes in the way ET is estimated. However, this new version has not yet been tested in the Amazon.

Keywords: Amazon. Hydrological model. Water balance. Evapotranspiration.

SUMÁRIO

1. Introdução	9
2. Material e Métodos	15
2.1. Descrição da área de estudo	15
2.2. Descrição geral do modelo <i>Variable Infiltration Capacity</i> (VIC)	16
2.3. Parametrização do modelo VIC para a bacia Amazônica	19
2.3.1. Delimitação das bacias e rede de drenagem	19
2.3.2. Forçantes climáticas	21
2.3.3. Textura do solo	23
2.3.4. Cobertura vegetal	24
2.4. Calibração do modelo VIC para as bacias Amazônicas	26
2.5. Verificação do modelo	27
3. Resultados e discussão	31
3.1. Extensão da série histórica de descarga do CAMREX	31
3.1.1. Rio Juruá	31
3.1.2. Rio Purus	33
3.1.3. Rio Madeira	34
3.1.4. Rio Negro	36
3.2. Simulação hidrológica das bacias de drenagem	38
3.2.1. Bacia de drenagem do rio Santo Antônio do Içá	38
3.2.2. Bacia de drenagem do rio Japurá	42
3.2.3. Bacia de drenagem do rio Juruá	44
3.2.4. Bacia de drenagem do rio Purus	48
3.2.5. Bacia de drenagem do rio Negro	53
3.2.6. Bacia de drenagem do rio Madeira	57
3.3. Considerações sobre a ET: bacias de drenagem dos rios Madeira, Purus, Juruá e Negro	62
Referências	78

1. Introdução

A utilização dos bens e serviços obtidos dos ecossistemas é imprescindível para a sobrevivência de qualquer espécie na Terra, o que não poderia ser diferente para o Homem. Obtemos da natureza os recursos necessários para a nossa sobrevivência como água, energia e alimento. Porém, o uso predatório e sem planejamento destes recursos vem causando mudanças na estrutura e funcionamento dos ecossistemas que podem comprometer a disponibilidade futura dos mesmos. Dos diversos impactos causados pelo Homem no ambiente, as mudanças climáticas resultantes do aumento da concentração dos gases estufa na atmosfera vêm recebendo grande atenção do meio científico e da sociedade em geral.

O Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC – *Intergovernmental Panel of Climate Change*), em seu quarto relatório, classificou o aumento das temperaturas devido às mudanças climáticas como “inequívoco” (IPCC, 2007), baseando suas conclusões em dados observacionais. Este relatório salienta que existem evidências que sistemas naturais ao redor do globo estão sendo afetados pelo aumento das temperaturas (IPCC, 2007). Por exemplo, onze dos últimos doze anos (1995 a 2006) foram considerados os mais quentes dentre os registrados desde 1850 (IPCC, 2007). Também foram constatadas que as tendências de aumento da temperatura nos últimos 100 anos (IPCC, 2007). Outras evidências verificadas foram o aumento no nível dos oceanos e reduções das geleiras e calotas polares, todos efeitos relacionados ao aquecimento do sistema climático (IPCC, 2007). Imagens de sensores remotos orbitais mostram que desde 1978, a área de cobertura de gelo no oceano Ártico vem reduzindo 2,7% por década e que, reduções nas geleiras e cobertura de neves em montanhas são observadas por todo o globo (IPCC, 2007). Tais alterações podem trazer danos desastrosos aos ecossistemas, com a possibilidade de consequências de longo prazo ou até irreversíveis, como o aumento no nível dos oceanos e aumento das estiagens em algumas áreas do globo (SOLOMON et al., 2009). Impactos nos ciclos hidrológicos também são esperados. A análise de séries históricas de precipitação, de 1900 a 2005, indica mudanças significativas nas mesmas. Foram constatados aumento das chuvas no leste das Américas, norte da Europa e regiões norte e central da Ásia e reduções na precipitação no sul da Europa, sul da África e parte central da América do Sul (IPCC,

2007). Como conseqüências esperam-se também modificações na descarga anual dos rios localizados em latitudes mais elevadas e redução nas regiões mais secas ou próximas aos trópicos (IPCC, 2007).

A partir dos resultados das simulações efetuadas com modelos climáticos e diferentes cenários de emissão de gases de efeito estufa, foram identificados pelo IPCC alguns prováveis impactos das mudanças climáticas na América Latina, dentre elas: redução da umidade dos solos, aumentando a vulnerabilidade de alguns ecossistemas à secas, perda de biodiversidade, redução na produtividade de algumas culturas agrícolas e alteração nos padrões de precipitação e desaparecimento das geleiras andinas. Especificamente para a região Amazônica, as simulações climáticas mostram que para o cenário mais otimista, com menor emissão de gases estufa (cenário B2), ocorreria um aumento médio de 2°C na temperatura. No cenário mais pessimista, onde não existe controle das emissões de gases de efeito estufa (cenário A2), o aumento poderia chegar até 5°C na parte leste da Amazônia (MARENGO, 2007). Apesar de todos os modelos mostrarem claramente o aumento nas temperaturas, os efeitos na precipitação ainda são incertos, com alguns modelos indicando aumento enquanto outros indicam redução nas chuvas (MARENGO, 2007). No entanto, impactos no ciclo hidrológico serão inevitáveis, com alterações na evapotranspiração, aumento do período de seca e maior probabilidade de ocorrência de eventos extremos (MARENGO, 2007), aumentando o risco de queimadas e com impacto na biodiversidade (ARTAXO, 2008).

Outra atividade antrópica capaz de causar alterações no ciclo hidrológico é a mudança da cobertura vegetal e, no caso particular da Amazônia, o desmatamento da floresta tropical. Dentre os efeitos resultantes da remoção da cobertura florestal nativa destaca-se: a redução na quantidade de água interceptada pelo dossel, a diminuição da infiltração e a redução no volume de água removida pelas raízes nas camadas mais profundas do solo, resultando em menores taxas de evapotranspiração e aumento no escoamento dos rios (COLLISCHONN, 2001; BRUIJNZEEL, 1996).

Diversos trabalhos experimentais em micro-bacias demonstraram o impacto da retirada da cobertura vegetal no escoamento dos rios, aumentando o volume de água (BOSCH; HEWLETT, 1982). Estudos efetuados em regiões tropicais indicam aumento na geração de escoamento de 200 a 800 mm ano⁻¹, relacionados à

completa remoção da cobertura florestal nativa (NEILL et al., 2006). A interceptação da precipitação pela floresta tropical Amazônica pode variar consideravelmente, com valores entre 9 e 13 % da precipitação (SHUTTLEWORTH et al., 1987; UBARANA, 1996, CUARTAS et al., 2007) até perdas da ordem de 40 % nas florestas tropicais de montanha do Equador (FLEISCHBEIN et al., 2006). Neste sentido, a remoção da cobertura florestal causaria fortes impactos neste componente do ciclo hidrológico. A substituição da cobertura vegetal por pastagens também afeta as características físicas do solo, responsáveis pelo processo de geração do escoamento superficial. Em áreas de pastagem foi verificado que o escoamento superficial corresponde a 17% da precipitação enquanto na floresta tropical, menos de 3% da precipitação é convertida para escoamento superficial (CHAVES et al., 2008; BIGGS; DUNNE; MURAOKA, 2006; MORAES et al., 2006).

No entanto, alterações na descarga de grandes bacias (> 10.000 km²) em função da modificação da cobertura vegetal, raramente são observadas. Costa, Botta e Cardille (2003) observaram aumento da vazão em uma bacia de 175.000 km² no rio Tocantins, o qual foi associado à mudança da cobertura do solo. Porém, em estudo semelhante realizado na bacia de drenagem do rio Ji-Paraná (75.400 km²), tal relação não foi observada (LINHARES, 2005). Estes resultados sugerem que, no caso do rio Tocantins, as respostas observadas possam estar relacionadas a alguma dinâmica particular do cerrado ou a inconsistências nos dados analisados, uma vez que as séries históricas de precipitação foram obtidas por interpolações espaciais (LINHARES, 2005). O autor também ressalta que a dificuldade em detectar alterações nas descargas, devido à mudanças no uso e cobertura do solo, pode estar relacionada ao grande volume de água e energia que circulam nas grandes bacias, ou à mecanismos de compensação relacionados às diferentes coberturas do solo ou aos vários estágios de sucessão. Coe, Costa e Soares Filho (2009) acoplaram um modelo hidrológico à um modelo de circulação geral, mostrando que o desmatamento de grandes áreas na Amazônia pode atuar de forma a reduzir a precipitação, compensando o aumento no escoamento resultante da alteração da cobertura vegetal. Devido a este mecanismo de compensação, o efeito do desmatamento na descarga das grandes bacias seria reduzido.

Com o objetivo de compreender o funcionamento da floresta Amazônica e as consequências e efeitos das mudanças do uso da terra e do clima na floresta e no sistema climático global, foi iniciado, em 1998, o programa LBA (Programa de Larga

Escala da Biosfera e Atmosfera na Amazônia / *Large Scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazonia*). O LBA ajudou no entendimento de diversas questões sobre a floresta Amazônica, elucidando mecanismos de transporte de nutrientes pelos rios e as consequências do desmatamento nos mesmos (NEILL et al., 2001; NEILL et al., 2006, BALLESTER et al., 2003; KRUSCHE et al., 2005), descrevendo melhor os efeitos de secas prolongadas na floresta (NEPSTAD et al., 2002; NEPSTAD et al., 2007), quantificando de maneira mais precisa os estoques de carbono na biomassa (VIEIRA et al., 2004; RICE et al., 2004), compreendendo melhor o papel dos ambientes aquáticos na ciclagem de carbono (RICHEY et al., 2002), dentre outros. Uma das vertentes do programa LBA visava compreender o funcionamento do ciclo hidrológico e os efeitos das mudanças na cobertura vegetal e do clima na hidrologia da região. É neste âmbito que se insere o presente trabalho onde, a partir da simulação do ciclo hidrológico de grandes bacias Amazônicas, tinha como meta compreender melhor a hidrologia da região e obter ferramentas que pudessem auxiliar na compreensão dos efeitos das mudanças de uso e cobertura do solo ou alterações climáticas na resposta hidrológica das grandes bacias.

Diversos modelos hidrológicos foram desenvolvidos no mundo inteiro nas últimas décadas, cada um com características próprias e adequadas para diferentes aplicações. Modelos como TOPMODEL (BEVEN, 1997), SHE (ABBOTT et al., 1986), SWAT (SANTHI et al., 2006), TOPOG (DAWES; HATTON, 1993), DHSVM (WIGMOSTA et al., 2002), entre outros, representam os processos hidrológicos de maneira mais completa e detalhada, sendo comumente aplicados em pequenas bacias hidrográficas. O maior empecilho à utilização destes modelos é que necessitam de grande quantidade de dados para descrever os processos hidrológicos, os quais muitas vezes não estão disponíveis. Por este motivo, estes modelos têm sido mais empregados em pequenas bacias hidrográficas, da ordem de alguns quilômetros quadrados. O elevado nível de detalhe destas aplicações permite simular não só os processos de transferência de água, como também processos de transporte de sedimentos, pesticidas e nutrientes dissolvidos na água. No entanto, a aplicação destes modelos em grandes áreas está limitada pela deficiência de dados observacionais distribuídos espacialmente de forma adequada para descrever os processos hidrológicos na bacia.

Uma outra classe de modelos foi desenvolvida com o objetivo específico de simular o ciclo hidrológico em grandes áreas. Para tal são adotadas simplificações

ou aproximações que descrevem os processos hidrológicos. Inicialmente, estes modelos foram desenvolvidos para representar de forma mais adequada os processos de transferência vertical de energia e massa entre o solo, a vegetação e a atmosfera (*SVATS – Soil, vegetation, atmosphere transfer scheme*) nas células dos modelos de circulação geral (MCG), utilizados nas previsões de tempo e clima. Por este motivo, as resoluções espaciais tratadas nestas aplicações são da ordem de quilômetros a centenas de quilômetros. Como exemplo se destacam o BATS (*Biosphere Atmosphere Transfer Scheme*), o SiB (*Simple Biosphere Model*) e IBIS (*Integrated Biosphere Simulator*).

Ampliando esta última classe de modelos, processos de transferência horizontal de água, inexistente nos SVATS, foram inseridos nas formulações, permitindo que se simulasse o comportamento hidrológico de grandes bacias hidrográficas e não apenas os processos verticais em algumas células. Este é o caso específico do modelo VIC-nL (LIANG et al., 1994). Originalmente desenvolvidos como um SVAT, posteriormente foi ampliado para simular o funcionamento de grandes bacias hidrográficas. Nijssen et al. (2001a) utilizaram o modelo VIC para simular o ciclo hidrológico em diversas bacias do globo, incluindo a do rio Amazonas, com resolução espacial de 2 graus. O principal objetivo deste trabalho foi o desenvolvimento de um método mais prático para a calibração do modelo em escala global e na simulação do balanço hídrico dos grandes rios do mundo. Desta forma, a aplicação se limitou à comparação das descargas simuladas com as observadas. A descarga do rio Amazonas foi bem representada, simulando corretamente a variação mensal porém, subestimando a descarga total em 16%.

O modelo VIC também foi utilizado por Nijssen et al. (2001b) para avaliar os efeitos das mudanças climáticas em nove grandes bacias, incluindo a do rio Amazonas. As alterações na temperatura e precipitação, devido ao aumento da concentração dos gases de efeito estufa na atmosfera, estimadas por quatro modelos de circulação geral (MCG), foram utilizadas para prever alterações nos ciclos hidrológicos. Apesar do trabalho dar maior ênfase às bacias de latitudes elevadas, onde grande parte da precipitação ocorre sob a forma de neve, algumas conclusões foram feitas para a região Amazônica. Os resultados dos quatro MCGs utilizados mostraram aumento da temperatura de 1°C a 4°C, bem distribuídos ao longo do ano, para as décadas de 2040 a 2049. A precipitação anual apresentou maior variação entre os modelos, com alguns indicando aumento enquanto outros,

redução. Por este motivo, a descarga simulada do rio Amazonas pelo modelo VIC, utilizando os resultados de diferentes simulações do clima futuro, apresentou variação, com aumento ou diminuição em relação à descarga atual, dependendo do modelo climático utilizado. Em ambos os trabalhos, Nijssen e colaboradores analisaram apenas os resultados das descargas simuladas nas bacias hidrográficas, sem avaliar outros fatores como a sazonalidade da evapotranspiração ou diferenças entre bacias, o que mostra que o tema não foi esgotado.

Outros modelos utilizados para a simulação de grandes bacias são IBIS-THMBS (COE, 2000; KUCHARIK et al., 2000) e MGB-IPH (COLLISCHONN, 2001), este último desenvolvido no Instituto de Pesquisas Hidráulicas do Rio Grande do Sul. Todos estes modelos foram utilizados com sucesso para simular o ciclo hidrológico em diversas bacias como o Mississippi (CHERKAUER; LETTENMAIER, 1999), Arkansaaw-Red (ABDULLA et al., 1996), Tocantins-Araguaia (COE et al., 2002), dentre outras.

Neste contexto, o objetivo deste trabalho foi verificar a adequabilidade de um modelo de grandes bacias hidrográficas (VIC-nL) para a região Amazônica e simular o ciclo hidrológico de forma a avaliar a evapotranspiração e a descarga das bacias. Este trabalho também serve como subsídio para o melhor entendimento da hidrologia na região, seus efeitos sobre os ciclos biogeoquímicos e os prováveis efeitos 'que as alterações climáticas podem ocasionar no ciclo hidrológico da Amazônia.

2. Material e Métodos

2.1. Descrição da área de estudo

Localizada no norte do Brasil e drenando outros cinco países da América do Sul (Colômbia, Venezuela, Peru, Equador e Bolívia), a bacia amazônica ocupa uma área de quase 6 milhões km² (Figura 1) e abriga uma das maiores extensões de floresta tropical nativa do planeta. Considerado o maior rio do mundo quanto à extensão de sua rede hidrográfica e disponibilidade hídrica, a vazão média de longo período do Amazonas é estimada em 209.000 m³s⁻¹, representando 73% da descarga total do Brasil (ANA). A descarga média em Óbidos, um dos últimos pontos de medida de vazão no rio Amazonas, antes da confluência com o rio Xingu e Tapajós, é de 171.000 m³s⁻¹ (ANA). A precipitação média anual da bacia Amazônia varia entre 2000 e 3000 mm ano⁻¹ e as estimativas de evapotranspiração estão na faixa de 3 a 5 mm dia⁻¹ (aproximadamente 1000 a 2000 mm ano⁻¹, WERTH; AVISSAR, 2004).

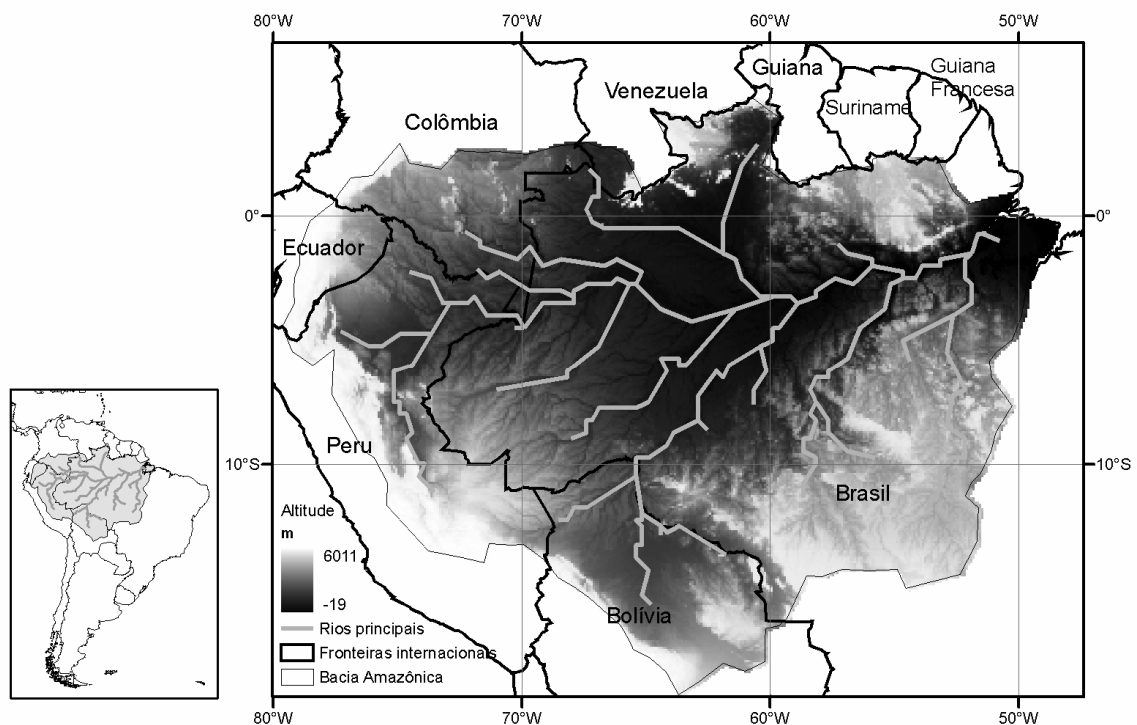


Figura 1. Localização da bacia Amazônica, países pertencentes à área de drenagem, representação dos principais canais de drenagem e altitude da bacia

2.2. Descrição geral do modelo *Variable Infiltration Capacity* (VIC)

O modelo *Variable Infiltration Capacity* (VIC) (LIANG et al., 1994) foi originalmente desenvolvido para resolver os processos de transferência vertical de água e energia entre o solo, a vegetação e a atmosfera nos modelos de circulação geral. Posteriormente, o modelo foi estendido de forma a transferir os fluxos horizontais gerados em cada célula simulada, podendo assim representar as descargas de grandes bacias hidrológicas. O modelo foi aplicado com sucesso em diversos locais do mundo como o rio Mississipi (CHERKAUER; LETTENMAIER, 1999), o rio Arkansaw-Red (ABDULLA et al., 1996) e até globalmente (NIJSSEN et al., 2001a).

Para o desenvolvimento deste estudo foi utilizada a versão 4.0.5 do modelo VIC-nL. Sua aplicação requer que a bacia simulada seja dividida em diversas células onde são calculados os fluxos verticais de água e energia, além das descargas superficial e sub-superficial, em cada passo de tempo. Na maioria das aplicações do modelo VIC, a resolução espacial das células varia de 0,1 a 2 graus, com passos de tempo variando de algumas horas até 24 horas (passo diário). As células no modelo podem apresentar mais de uma cobertura vegetal, caracterizando uma variação dentro da grade (*subgrid variation*), onde os fluxos de água e energia entre a vegetação e as camadas de solo são calculados separadamente para cada cobertura vegetal. Cada célula é representada por uma ou mais camadas de solo, sendo que o tipo de solo não varia dentro de uma célula. Originalmente o modelo era limitado em duas camadas de solo (VIC-2L), porém, esta limitação foi removida, dando origem ao modelo VIC-nL, onde comumente são utilizadas três camadas de solo.

A principal característica do modelo VIC é a curva de infiltração variável, que determina a velocidade máxima de infiltração de água e o escoamento superficial em cada uma das coberturas vegetais da célula, de acordo com a umidade do solo. Esta curva representa a distribuição estatística da capacidade máxima de armazenamento do solo em cada célula do modelo. Clarke (1994), citado por Collischonn (2001), descreve esta abordagem da seguinte forma: “*uma população de elementos de armazenamento, ou estreitos tubos verticais, de profundidade variável, fechados no fundo e abertos no topo*” (COLLISCHONN, 2001). Desta forma, a partir da umidade do solo pode-se estimar a área da célula em que o solo

se encontra saturado. A precipitação não interceptada pelo dossel, que incide sobre uma área saturada, irá gerar escoamento superficial. No restante da célula, onde o solo não está saturado, a água infiltra e poderá ir para as camadas mais profundas, ser utilizada na transpiração da vegetação (dependendo do perfil de distribuição das raízes) ou deixar o solo na forma de escoamento de base. Após todos estes cálculos, a umidade do solo daquela célula é atualizada e uma nova área saturada é calculada para o passo de tempo seguinte, a partir da curva de infiltração variável. Desta forma tem-se, para cada uma das células, a estimativa dos fluxos superficiais e de base, bem como da evaporação da água interceptada e da transpiração da vegetação e valores de umidade do solo em cada uma das camadas em todos os passos de tempo. A Figura 2 representa os fluxos de energia e umidade simulados pelo modelo VIC.

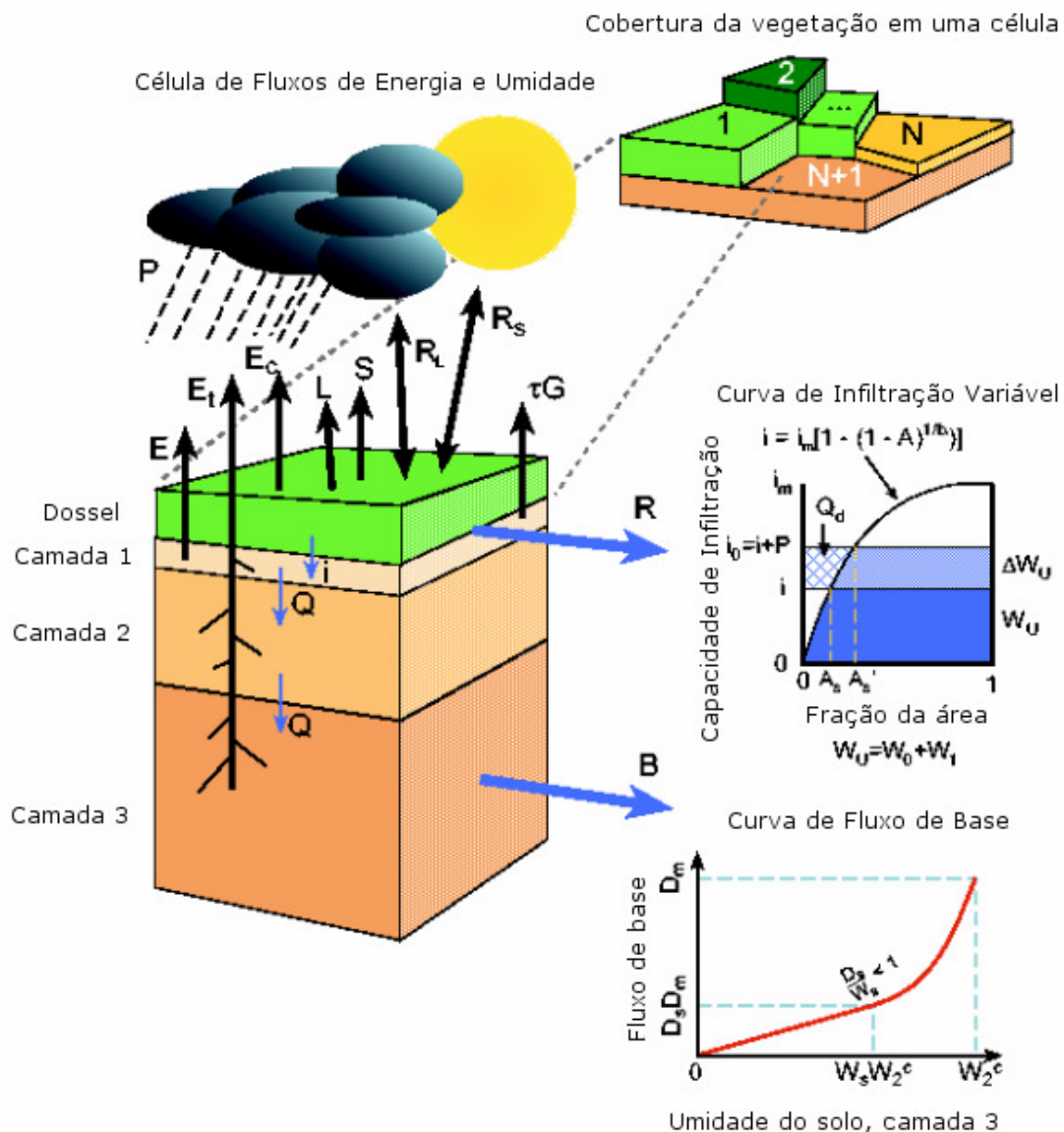


Figura 2. Representação esquemática de uma célula do modelo VIC, com os fluxos simulados e as curvas de infiltração variável e fluxo de base. P = Precipitação; E e E_c = Evaporação do solo e dossel; E_t = transpiração da vegetação; L e S = fluxos de calor latente e sensível; R_l e R_s = saldo de radiação de ondas longas e curtas; G = fluxo de calor do solo. I = infiltração; Q = fluxo de umidade entre camadas de solo; R e B = escoamento superficial e de base.

Fonte: Adaptado do website do modelo VIC (<http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/VIC/>).

Ao final do processo de simulação dos fluxos verticais, o escoamento superficial e de base, em todas as células da bacia, para todos os passos de tempo, é enviado ao modelo de transporte lateral (roteamento), que simula as descargas nas bacias de interesse. A descarga simulada é o principal parâmetro utilizado para verificar o correto funcionamento do modelo, uma vez que dados de descarga das bacias hidrográficas são relativamente simples de se obter.

Por se basear em uma curva empírica que relaciona a área superficial saturada de uma célula em função da umidade do solo, o modelo VIC e demais modelos baseados na curva de infiltração variável, como o MGB-IPH, necessitam que alguns parâmetros passem por ajustes, de forma a melhorar o desempenho da simulação. Portanto, no modelo VIC, alguns parâmetros que descrevem a curva de infiltração variável necessitam ser calibrados para cada região a ser simulada, uma vez que diferentes solos são representados por diferentes parâmetros da curva de infiltração. Este procedimento será detalhado mais adiante.

Para simular o ciclo hidrológico, o modelo VIC requer dados sobre forçantes meteorológicas, cobertura vegetal e características físicas do solo para cada uma das células que representem a bacia hidrográfica, além de informações sobre a rede de drenagem, ou seja, o sentido preferencial do escoamento da água em cada célula da bacia.

2.3. Parametrização do modelo VIC para a bacia Amazônica

Para este estudo, a simulação da bacia Amazônica utilizou resolução espacial de $0,25^\circ$ e passo de tempo diário. Foram considerados quatro tipos de uso e cobertura do solo: floresta, cerrado, pastagem e solo exposto, e três camadas de solo, que inicialmente apresentavam profundidades de 0 a 30 cm, 30 a 100 cm e 100 a 200 cm.

A simulação foi efetuada utilizando dados diários de 1979 a 2006. Os anos de 1979 a 1990 foram utilizados na calibração do modelo, quando parâmetros da curva de infiltração variável, profundidade das camadas de solo e parâmetros que controlam a descarga de água subterrânea foram ajustados. A verificação do modelo foi realizada no período posterior, de 1991 a 2006, quando nenhum dos parâmetros de calibração foi alterado. A calibração do modelo foi efetuada de forma independente nas sub-bacias pertencentes à bacia Amazônica.

2.3.1. Delimitação das bacias e rede de drenagem

A bacia Amazônica foi dividida em seis sub-bacias independentes (Figura 3), de acordo com a localização das medidas de descarga do projeto CAMREX (RICHEY et al., 1980; 1990; 2008). Estes pontos foram escolhidos, pois os dados de descarga permitem a calibração e verificação do modelo, através da comparação entre as

descargas simuladas e observadas. As bacias simuladas foram: Negro, Madeira, Purus, Japurá, Juruá e Santo Antônio do Içá.

A delimitação das bacias e a extração da rede de drenagem foram efetuadas com base no modelo digital de elevação (MDE) GTOPO30 (EROS; USGS, 2009), com resolução espacial de 30'' de arco (aproximadamente 1 km). Inicialmente foi aplicado um procedimento para preenchimento de falhas no MDE, que em seguida foi utilizado na geração do mapa de direção de fluxo. Para manter compatibilidade com a resolução espacial utilizada pelo modelo VIC, este mapa passou por um processo de redução da resolução espacial. O procedimento utilizou o algoritmo desenvolvido por Olivera et al. (2002), capaz de extrair a rede de drenagem em baixa resolução ($0,25^\circ$) a partir de mapas com resolução mais elevada (30''). Ao final do processo foram obtidos os limites das bacias a serem simuladas, bem como o mapa de direção de fluxo em escala compatível com a aplicação do modelo VIC, necessário para a simulação das vazões.

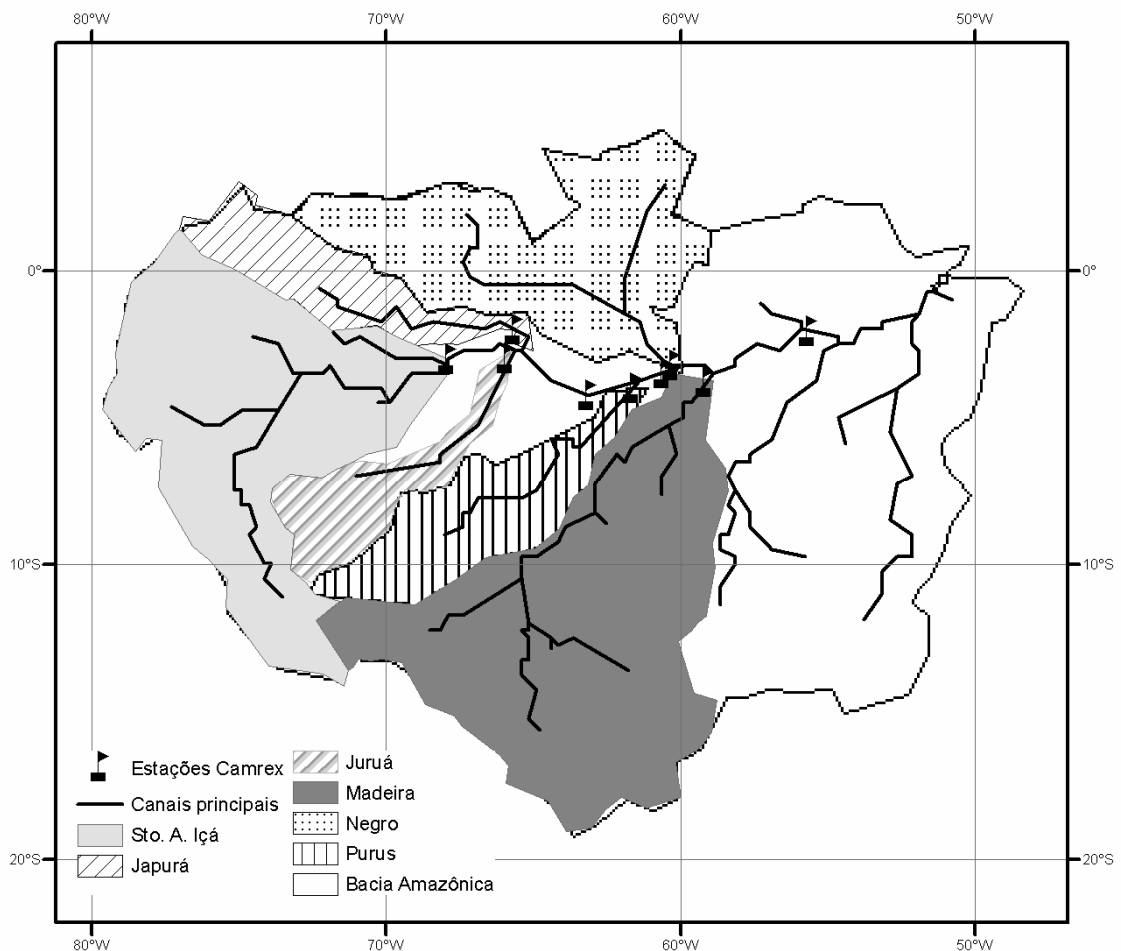


Figura 3. Bacias Amazônicas utilizadas na simulação hidrológica. Áreas delimitadas utilizando o modelo de elevação GTOPO30 e as estações fluviométricas do projeto CAMREX

2.3.2. Forçantes climáticas

As forçantes climáticas necessárias para efetuar a simulação do ciclo hidrológico no modelo VIC são: precipitação, temperatura do ar (mínima e máxima) e velocidade do vento, todas com passo de tempo diário e resolução espacial igual à utilizada no modelo. Outros dados climáticos como radiação solar e umidade relativa do ar podem ser utilizados, porém, quando não fornecidos, estes são estimados internamente pelo modelo. Neste estudo foram utilizados apenas os dados de precipitação, temperatura e vento.

A estimativa dos dados de radiação solar e umidade pelo modelo VIC é feita por um outro modelo, incorporado ao VIC, o MTCLIM versão 4.2. Este utiliza os algoritmos de Kimball, Running e Nemani (1997) e Thornton e Running (1999) a fim de estimar a radiação solar e a umidade relativa do ar a partir da amplitude térmica diária e precipitação. Estes algoritmos empíricos foram desenvolvidos utilizando dados de 40 estações meteorológicas dos Estados Unidos, sendo que somente uma se localiza em clima tropical úmido (classificação Aw, estação de Miami, Florida - EUA). Esta estação apresentou o maior erro médio absoluto e o segundo pior desvio na radiação estimada dentre as 40 estações meteorológicas estudadas. Thornton e Running (1999) indicaram a necessidade de adaptações do modelo ao clima tropical (THORNTON; RUNNING, 1999), constatação também feita por Almeida e Landsberg (2003), ao comparar os resultados do modelo MTCLIM com dados de estações meteorológicas localizadas na região costeira do Brasil. Outra constatação feita por Thornton e Running (1999) é de que o modelo não apresentou bom desempenho em locais dos Estados Unidos com elevada concentração de aerossóis, o que pode implicar em problemas para a estimativa da radiação incidente na Amazônia nas épocas de queimada. Portanto, a estimativa da radiação solar pelo modelo VIC, a partir da variação diária da temperatura, necessita ser melhor avaliada, o que não pode ser feito neste trabalho.

Os dados diários de precipitação foram obtidos no banco de dados do *Climate Prediction Center (CPC)*, *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)* (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/realtime/GIS/retro.shtml>), sendo utilizado o produto *Retrospective South American Daily Precipitation Analysis (1978-2004) (2006 version)* (SHI et al., 2000; SILVA et al., 2007). Este produto apresenta

resolução espacial de 1° , a qual foi reamostrada para $0,25^\circ$ por interpolação “*cubic splines*”.

Assim como outros bancos de dados de precipitação, os dados provenientes do CPC apresentam problemas de sub-estimativa da precipitação andina. Isto ocorre, principalmente, devido ao reduzido número de estações meteorológicas presentes na região, resultando em problemas para a modelagem hidrológica, os quais serão discutidos no item 3.2.1. Comparando a precipitação anual do banco de dados CPC com a proveniente da base CRU05 v2.1 (MITCHELL; JONES, 2005) (Figura 4), podem ser observadas diferenças com os Andes. A base CRU05 contém dados mensais de precipitação e outras variáveis climatológicas, com resolução espacial de $0,5^\circ$, obtidos através de interpolações de estações meteorológicas. O banco de dados CPC apresenta redução na precipitação anual à medida que avançamos no sentido dos Andes, enquanto no banco de dados CRU05 este efeito não é observado. A precipitação anual no Equador mostra claramente este problema. Enquanto no primeiro banco de dados a precipitação não ultrapassa de 1800 mm ano^{-1} ; no segundo mesma está próxima a 3000 mm ano^{-1} . Nota-se também a presença de uma faixa estreita com precipitação por volta de 1000 mm ano^{-1} , correspondente à porção mais elevada da cordilheira. A precipitação anual média da Amazônia equatoriana é de aproximadamente 3000 mm ano^{-1} (USACE, 1998). Apesar de representar melhor a precipitação andina, o banco de dados CRU05 tem escala temporal mensal, imprópria para a aplicação aqui apresentada. Portanto optou-se por utilizar a precipitação proveniente do banco de dados CPC.

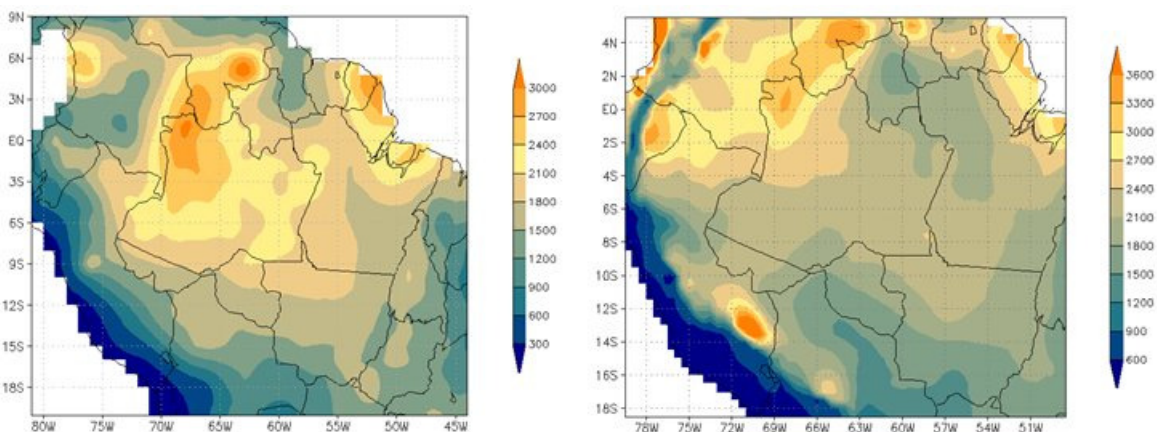


Figura 4. esquerda) Precipitação anual (mm), média 1979 a 2006, base de dados CPC. Note a redução gradual da precipitação à medida que se aproxima dos Andes, principalmente Equador e Peru e direita) Precipitação anual (mm), média 1980 a 2000, base de dados CRU05, dados mensais. Neste banco de dados não se observa a diminuição gradual da precipitação à medida que se aproxima dos Andes.

As temperaturas mínima e máxima do ar, bem como a velocidade do vento, foram obtidas da reanálise climática do NCEP/DOE Reanalysis II, arquivadas pelo *Climate Analysis Branch* da NOAA (<http://www.cdc.noaa.gov/>) com resolução espacial de 2°. Estes dados também foram reamostrados para 0,25° pelo método de “*cubic splines*”.

2.3.3. Textura do solo

O modelo VIC requer 16 parâmetros para descrever as características do solo, dentre eles a condutividade hidráulica saturada, densidade do solo, capacidade de campo e ponto de murcha permanente. No entanto, para simplificar o funcionamento do modelo, estes parâmetros são obtidos a partir de uma tabela que os relaciona com a textura do solo. Assim, apenas mapas de textura do solo, para cada uma das camadas do modelo, são necessários para a simulação.

Os mapas de solo da bacia Amazônica foram fornecidos por Emilio Mayorga¹ que utiliza duas fontes de dados distintas para derivar os mesmos. Na região Amazônica, fora do território brasileiro, o autor utilizou o mapa de solos FAO74 (UNEP-GRID, 1984) aliado ao banco de dados WISE/ISRIC (BATJES, 1997). Para cada classe de solo deste mapa foi calculada a textura média a partir da base WISE/ISRIC em duas profundidades, 0 a 30 cm e 30 a 100 cm (1ª e 2ª camadas do modelo VIC). A textura da 3ª camada foi considerada igual a 2ª camada. Na região Amazônica dentro do território brasileiro, foi aplicado o mesmo processo, porém empregou-se o mapa de solos da EMBRAPA (EMBRAPA, 1981) juntamente com os perfis do projeto RADAMBRASIL (MORAES et al., 1995; MORAES, 1991; BRASIL, 1973-1984). Por utilizar duas bases de dados diferentes para o mesmo mapa de solos, alguns problemas são visíveis na fronteira entre o Brasil e os outros países da América Latina (Figura 5). No entanto, estes problemas não afetaram de forma significativa os resultados do modelo pois os parâmetros de solo são calculados a partir de classes de textura.

¹ Comunicação pessoal. Dados não publicados

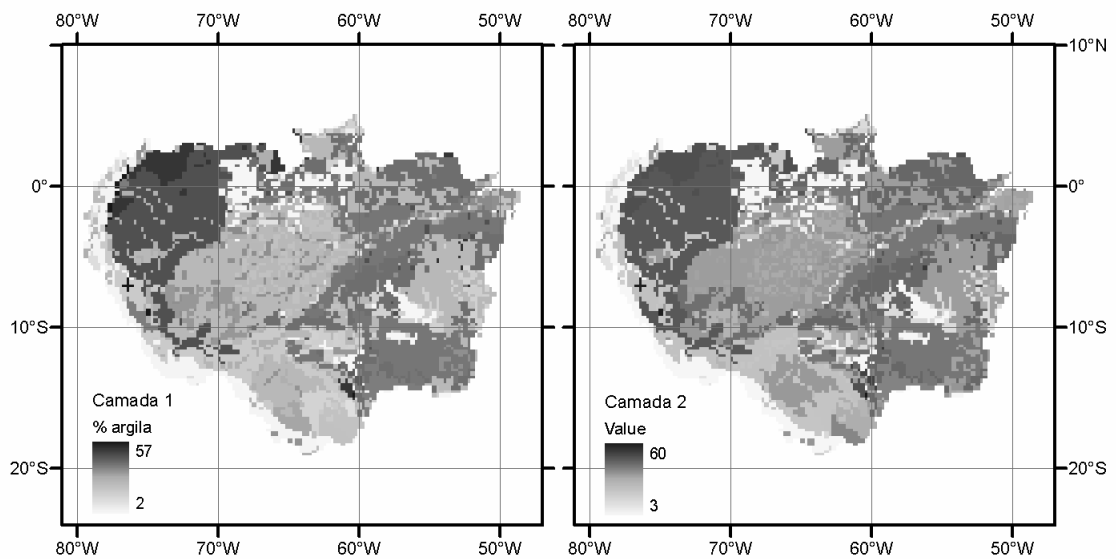


Figura 5. Teor de argila na primeira e segunda camada de solos da bacia Amazônica utilizada na modelagem hidrológica. Devido as diferentes fontes de dados, o teor de argila na divisa entre Brasil e demais países da América Latina apresenta variação abrupta

2.3.4. Cobertura vegetal

O mapa de uso e cobertura do solo da América Latina de Eva et al. (2004) (Figura 6), com resolução espacial de 1 km, foi reamostrado para 0,25° (aproximadamente 25 km), calculando-se a porcentagem de cada cobertura do solo dentro de cada célula do modelo VIC, representando assim uma variação *sub-pixel*. As 11 classes presentes no mapa original foram agrupadas em quatro classes: Floresta, Cerrado, Pastagem e solo exposto.

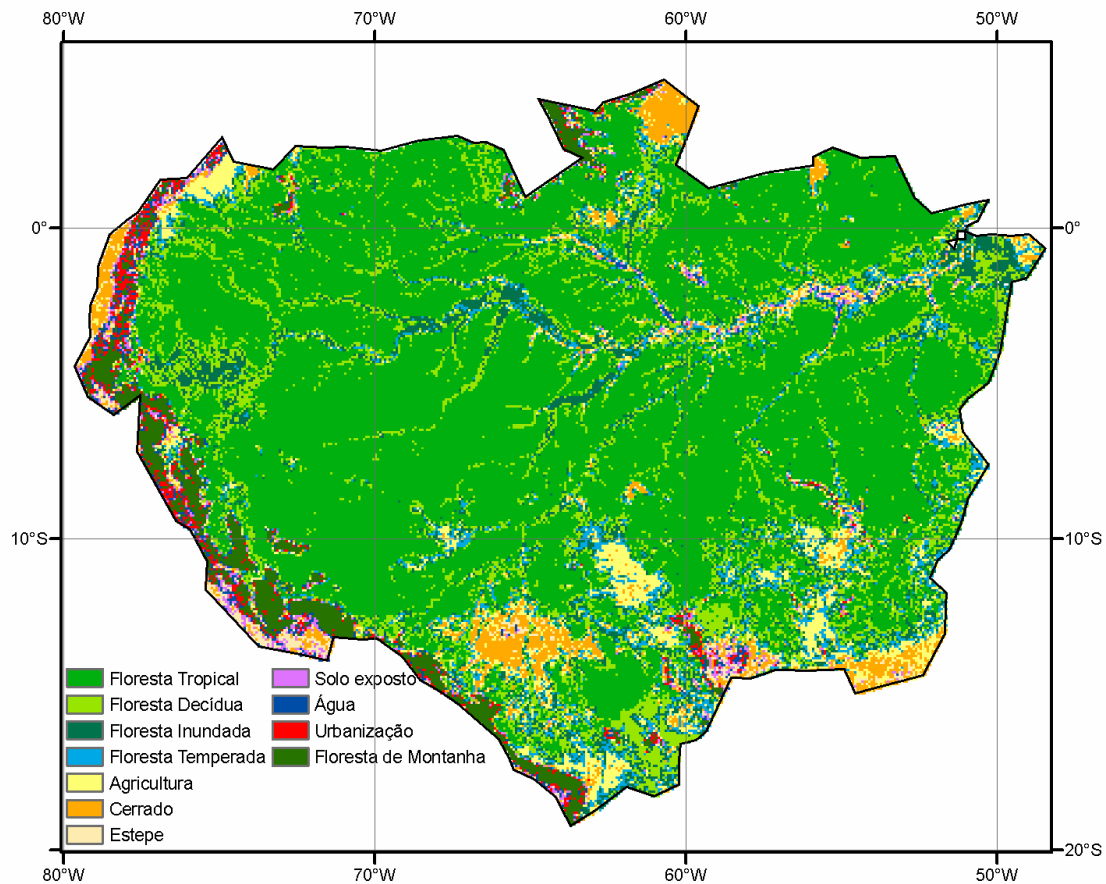


Figura 6. Mapa de cobertura vegetal na bacia Amazônica, resolução espacial de 1 km. As 11 classes de cobertura presentes no mapa original foram reagrupadas em três classes. A resolução espacial foi reduzida para 0,25°, calculando-se a porcentagem de cada cobertura em cada uma das células reamostradas. FONTE: Eva et al. (2004)

O modelo necessita que cada classe de vegetação seja descrita com informações mensais de albedo e índice de área foliar (IAF), bem como valores de resistência estomática mínima, resistência da arquitetura, radiação mínima necessária para ocorrer transpiração, rugosidade e deslocamento do plano zero. Estes dados são organizados em uma biblioteca (Tabela 1), a qual foi elaborada a partir de parâmetros obtidos na literatura (SANTIAGO, 2005; GASH et al., 1996) e no banco de dados online GLDAS (*Global Land Data Assimilation System*, <http://ldas.gsfc.nasa.gov/>).

Tabela 1. Parâmetros de vegetação utilizados no modelo VIC

Cobertura	Resistência da arquitetura (s m ⁻¹)	Resist. Estomática Mínima (s m ⁻¹)	Radiação mínima para transpiração (W m ⁻²)	Rugosidade (m)	Deslocamento do plano zero (m)
Floresta	25	170	30	2,3	22
Cerrado	3	150	100	0,7	4,02
Pastagem	2	150	75	0,04	0,33

Tabela 1. continuação

Cobertura	IAF											
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Floresta	5,4	5,4	5,7	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4
Cerrado	3,75	3,5	3,55	3,2	3,3	2,85	2,6	2,2	2,0	2,25	2,95	3,85
Pastagem	2,8	2,5	2,2	1,9	1,5	1,2	1,5	1,8	2,0	2,3	2,6	2,8

Tabela 1. continuação

Cobertura	Albedo											
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Floresta	0,128	0,122	0,121	0,121	0,125	0,13	0,131	0,133	0,134	0,135	0,135	0,134
Cerrado	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Pastagem	0,175	0,171	0,181	0,184	0,187	0,186	0,192	0,187	0,171	0,172	0,177	0,18

FONTE: Santiago, 2005, Gash et al., 1996, GLDAS

2.4. Calibração do modelo VIC para as bacias Amazônicas

A calibração do modelo VIC é feita através do ajuste manual de alguns parâmetros, dentre eles a profundidade da 2ª e 3ª camada de solo, bem como o coeficiente que determina o formato da curva de infiltração variável (b_{inf}) e os parâmetros que regulam a drenagem do solo (Ds , Ds_{max} , e Ws). Tais parâmetros são alterados com o intuito de aproximar ao máximo os dados simulados aos observados.

O parâmetro que altera a curva de infiltração variável (b_{inf}) controla a distribuição estatística da capacidade de armazenamento de uma célula do modelo, regulando o percentual da área saturada da mesma em função da umidade do solo. O aumento do valor deste parâmetro faz com que uma maior área da célula sature com menor quantidade de água, aumentando o escoamento superficial e reduzindo a infiltração. A profundidade da 2ª e 3ª camadas de solo influenciam na quantidade de água disponível para a transpiração, bem como para o escoamento de base. Os parâmetros que regulam a drenagem do solo controlam a geração do escoamento de base, estabelecendo a umidade mínima necessária para iniciar o escoamento de base e a taxa com que a água deixa a coluna de solo.

A calibração do modelo para a área de estudo foi efetuada comparando a descarga mensal simulada com a observada entre 1980 a 1990 (CAMREX). Os parâmetros de calibração foram alterados, independentemente para cada uma das

bacias, de forma a maximizar a correspondência entre a descarga simulada e a observada. Além da comparação visual entre as descargas, três índices de ajuste foram utilizados para avaliar a simulação: Coeficiente de Nash (R_{Nash}), Coeficiente de Nash para o logaritmo das vazões (R_{log}) e relação entre o volume medido e calculado (ΔV) (Equações 1 a 3).

$$RNash = 1 - \frac{\sum(Q_{obs}(t) - Q_{cal}(t))^2}{\sum(Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (1)$$

$$R_{log} = 1 - \frac{\sum(\ln(Q_{obs}(t)) - \ln(Q_{cal}(t)))^2}{\sum(\ln(Q_{obs}(t)) - \overline{\ln(Q_{obs})})^2} \quad (2)$$

$$\Delta V = \frac{\sum(Q_{cal}(t)) - \sum(Q_{obs}(t))}{\sum(Q_{obs}(t))} \quad (3)$$

Onde:

$Q_{obs}(t)$ e $Q_{calc}(t)$ são as vazões observadas e calculadas no tempo t , respectivamente.

O coeficiente R_{Nash} apresenta valor máximo igual a 1, sendo mais influenciado pelas vazões máximas. O ajuste é considerado adequado quando seu valor é superior a 0,75 e aceitável quando o valor está entre 0,36 e 0,75 (Tabela 2). O coeficiente R_{log} é mais influenciado pelas vazões mínimas e também possui valor máximo igual a 1. O coeficiente ΔV não possui valores máximos ou mínimos, sendo útil para observar se o volume da descarga simulada é similar ao observado (COLLISCHONN, 2001).

Tabela 2. Valores de referência para os coeficientes R_{Nash} e R_{log}

	Valor do coeficiente (R_{Nash} ou R_{log})
Adequado	> 0,75
Aceitável	0,36 a 0,75
Não aceitável	< 0,36

Fonte: COLLISCHONN, 2001

2.5. Verificação do modelo

Após a calibração, os parâmetros alterados foram fixados e as descargas simuladas em cada bacia, para o período de 1991 a 2006, foram comparadas com dados observacionais. Entretanto, os dados de descarga do projeto CAMREX se estendem até meados de 1990 e, dados de descarga mais atuais, disponíveis para as estações fluviométricas da Agência Nacional de Águas (ANA, 2009), não

correspondem às mesmas estações medidas pelo CAMREX. Portanto, foram desenvolvidas regressões matemáticas relacionando as vazões das estações do projeto CAMREX com estações da ANA, de forma a estender a série temporal de descarga nos pontos de verificação do modelo VIC.

Estações fluviométricas da ANA, localizadas à jusante e montante dos pontos do CAMREX, e com observações compreendendo grande parte do período de estudo (1979 a 2007) foram selecionadas. Em seguida, para cada uma das estações do CAMREX, regressões estatisticamente significativas foram estabelecidas com os dados de descarga ou cota provenientes das estações da ANA. Desta forma, pode-se atualizar a descarga nas estações do CAMREX, estendendo a série temporal de vazão até meados de 2006. Uma representação esquemática do procedimento adotado e dos anos cobertos pelos bancos de dados (CAMREX, simulação do modelo VIC e dados estendidos) é apresentada na Figura 7. As regressões obtidas entre as descargas do CAMREX (período *a* na figura) e da ANA para os anos de 1974 a 1991 (período *b*) foram utilizadas para gerar os dados estendidos de 1991 a 2007 (período *c*). O modelo VIC foi calibrado comparando-se os dados do CAMREX (*a*) com o simulado para o mesmo período (*d*). A verificação do modelo VIC se deu pela comparação entre os dados estendidos (*c*) e simulados (*e*). Também foram efetuadas comparações entre os dados simulados pelo VIC, de 1980 a 1991 (*d*), e os dados estendidos (*b*), a fim de verificar as regressões utilizadas.

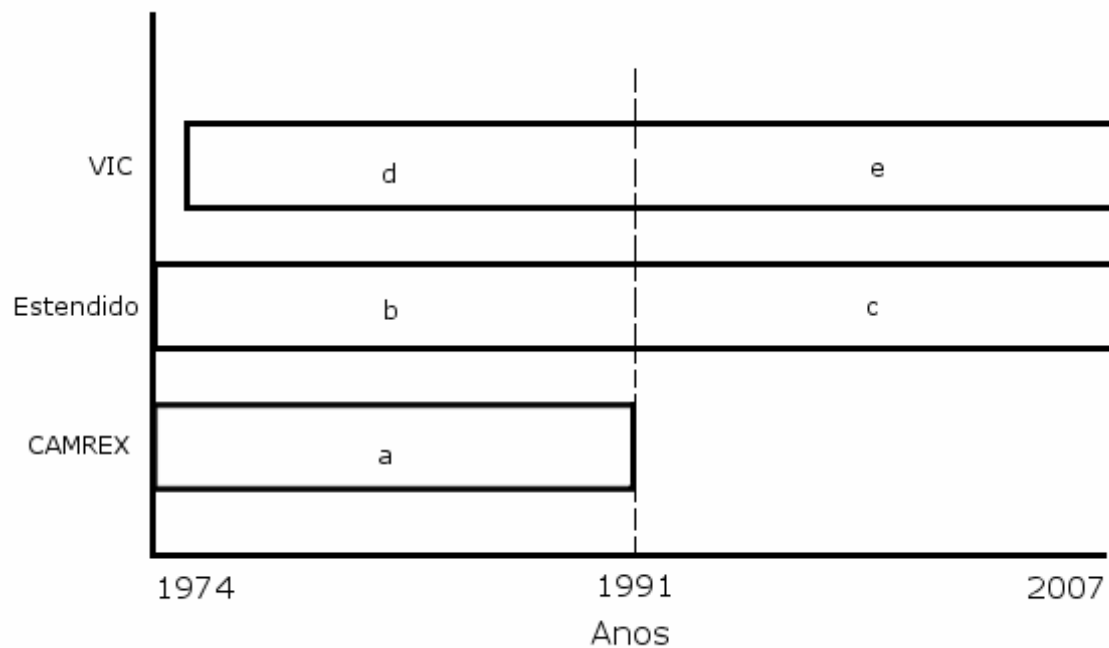


Figura 7. Representação esquemática do período coberto pelo banco de dados CAMREX, dos dados estendidos por regressões e simulado pelo modelo VIC. Regressões foram obtidas a partir da comparação entre os dados do CAMREX (período a) e estações da ANA (período b) e utilizadas para gerar os dados mais atuais (período c). A calibração do modelo VIC foi feita para os anos de 1980 a 1990 (a; d) e a verificação, de 1991 a 2007 (c; e). Também foram efetuadas comparações entre os dados estendidos e simulados de 1980 a 1990 (b; d) a fim de verificar as regressões utilizadas

As estações da ANA utilizadas para a atualização dos dados, bem como o período atualizado, são apresentadas na Figura 8. Para a estação Juruá, os dados do CAMREX compreendiam de Jan-1974 a Nov-1990 e foram estendidos até Nov-2006 utilizando os dados de vazão da estação Gavião, cód. ANA 12840000 (Figura 8a). As descargas da estação do CAMREX Madeira, com cobertura original de Jan-1974 a Mar-1990, foram estendidas de Out-1994 a Jun-2007 utilizando dados de cota das estações Borba (cód. ANA 15900000), Faz. Vista Alegre (15860000) e Novo Aripuanã (15850000) (Figura 8e). A série histórica da estação Purus, com dados de Dez-1975 a Dez-1988, foi estendida de Dez-1995 a Mai-2007 a partir das cotas das estações Paricatuba (13980000), Arumá jusante (13962000) e Beruri (13990000) (Figura 8d). Os dados da estação Negro, com cobertura original de Jan-1974 a Dez-1988, foram estendidos de Mar-1991 a Jun-2007, a partir da cota da estação Parintins (16350002), Manacapuru (14100000) e da vazão estimada para o Madeira (Figura 8b).

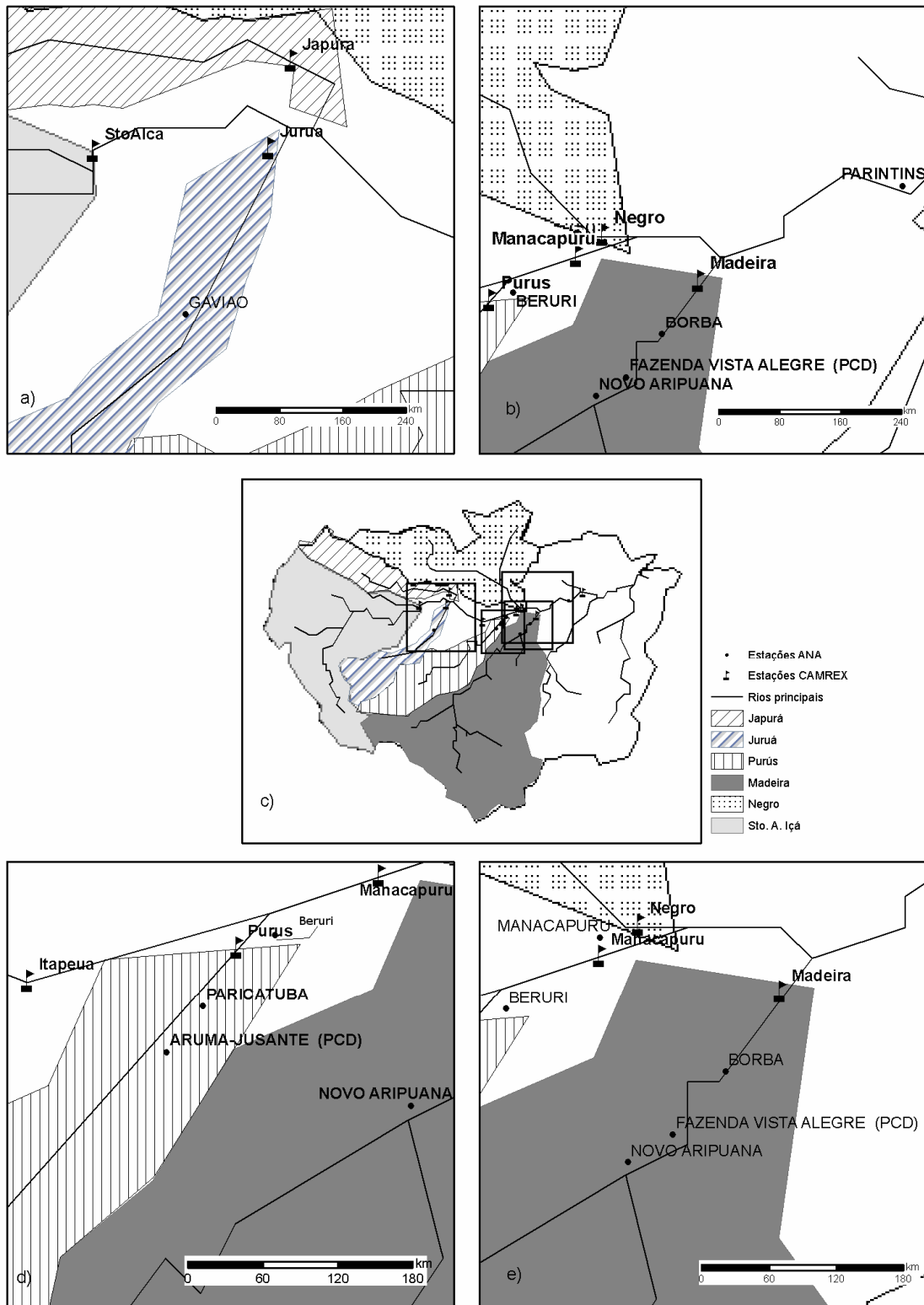


Figura 8. Localização das estações do projeto CAMREX e da ANA, utilizadas para a extensão da série de dados. a) Para o Jurua foram utilizados dados da estação Gavião. e) Para o Madeira, dados das estações Borba, Faz. Vista Alegre e Novo Aripuanã. d) Para o Purus, dados das estações Paricatuba, Arumá-Jusante e Beruri. b) Para o Negro, dados das estações Beruri, Parintins, Manacapuru e Madeira.

3. Resultados e discussão

3.1. Extensão da série histórica de descarga do CAMREX

A seguir serão apresentados os resultados obtidos na extensão da série histórica de descarga das estações estudadas pelo projeto CAMREX, a partir dos dados de descarga das estações da ANA.

3.1.1. Rio Juruá

A bacia do rio Juruá recobre aproximadamente 216.000 km², com precipitação média em torno de 166 mm mês⁻¹. No período de estiagem, entre Junho a Setembro, as precipitações são inferiores a 100 mm mensais. Dados de descarga de 1974 a 1990 (CAMREX) mostram que as menores vazões ocorrem, em geral, com um mês de defasagem em relação às chuvas, de Julho a Outubro.

Medidas de descarga da estação Gavião, arquivada pela ANA sob código 12840000, apresentaram correlação linear estatisticamente significativa com as medidas da estação do CAMREX de Janeiro de 1974 a Novembro de 1990 (Figura 9). Portanto, foi possível estabelecer uma regressão linear significativa (Equação 4, $F < 0,01\%$) que permitiu calcular os dados de descarga da estação Juruá até Novembro de 2006, adicionando aproximadamente 12 anos a série histórica (Figura 10).

$$Juruá = 1,0088 * Gavião + 65,856 \quad (4)$$

Onde Juruá = descarga estimada (m³s⁻¹) e Gavião = descarga medida na estação (m³s⁻¹).

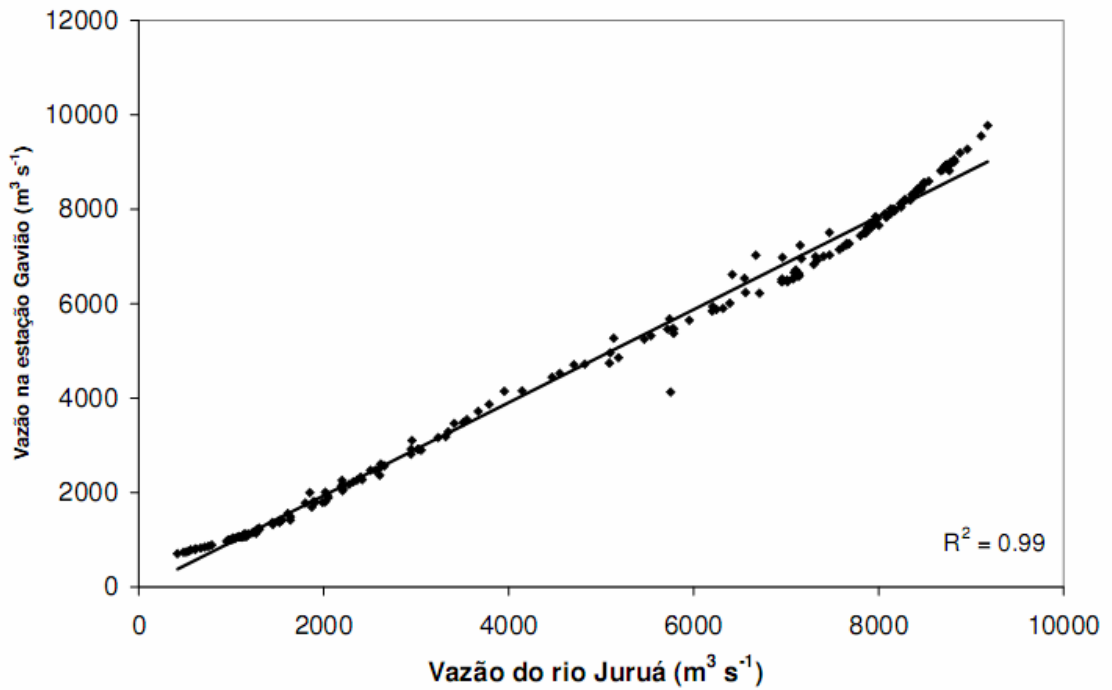


Figura 9. Relação linear entre descarga medida na estação Juruá (banco de dados CAMREX) e descarga medida na estação Gavião (banco de dados da ANA)

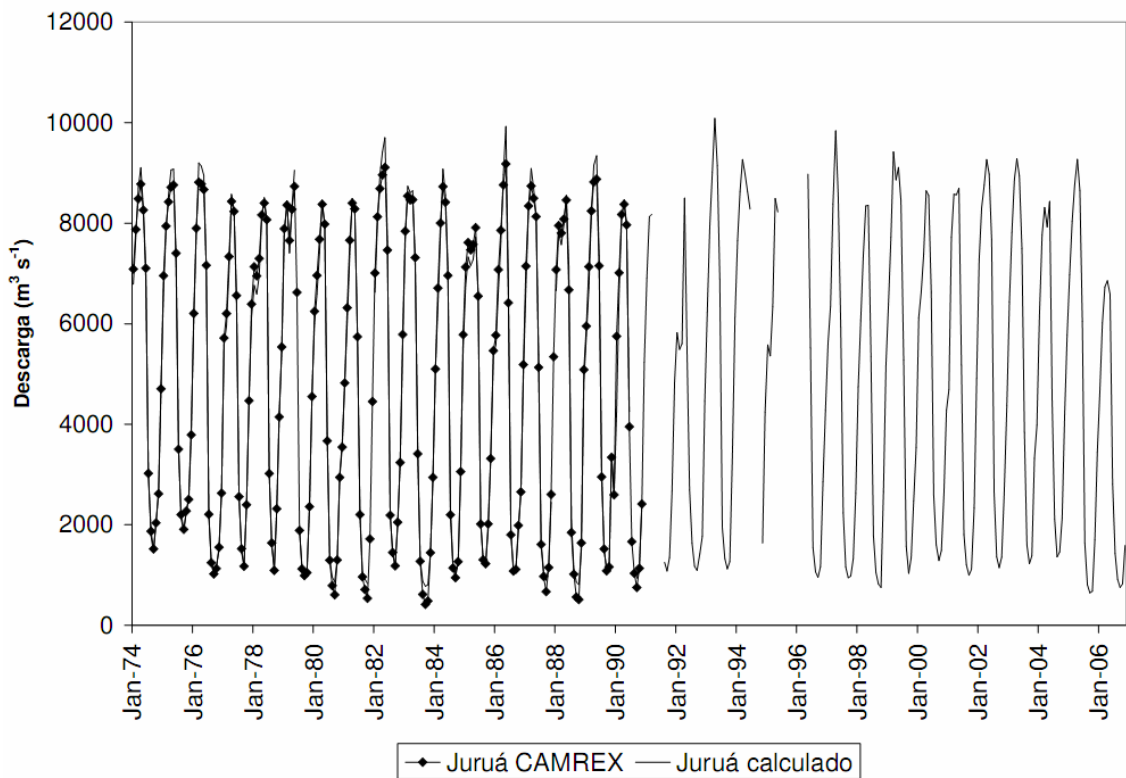


Figura 10. Descarga mensal medida na estação Juruá e estimada a partir dos dados da ANA. Descontinuidades na linha vermelha são devidas à falhas na série temporal

3.1.2. Rio Purus

A bacia do rio Purus drena uma área de cerca de 355.000 km², apresenta precipitação média de 160 mm mês⁻¹, com período seco de Junho a Setembro, quando a precipitação é inferior a 100 mm. As descargas mínimas ocorrem entre Setembro e Dezembro, com defasagem de 3 meses em relação às chuvas.

Dados de cota de três estações da ANA (Berurí, 13990000; Paricatuba, 13980000 e Aruma Jusante, 13962000) foram utilizados para obter uma regressão estatisticamente significativa ($f < 0,01\%$) entre as descargas observadas pelo projeto CAMREX e os dados de cota das estações da ANA (Figura 11 e Equação 5). Utilizando este modelo, foi possível estender a descarga da estação Purus até Agosto de 2007 (Figura 12).

$$Pu = 15,429 * Pa - 4,365 * Aru - 0,0184 * Be * Pa + 0,0189 * Pa * Aru - 8217,64 \quad (5)$$

Onde Pu = Descarga no rio Purus (m³s⁻¹); Pa = cota de Paricatuba (m); Aru = cota de Aruma Jusante (m) e Be = cota de Berurí (m).

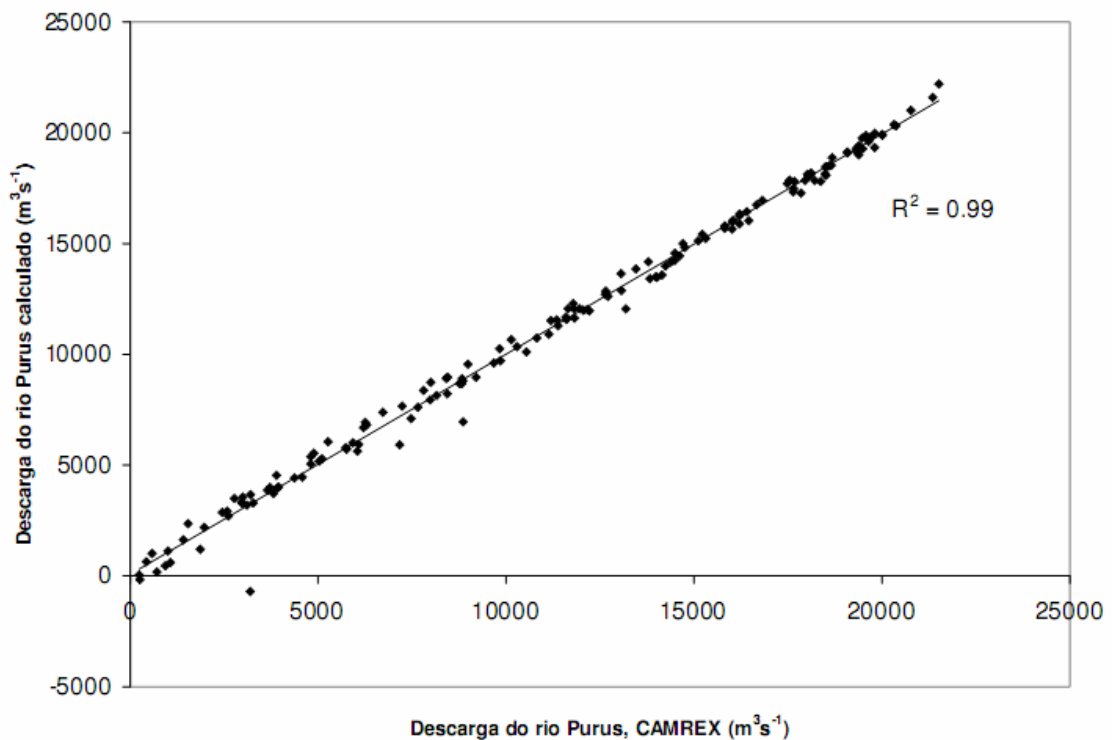


Figura 11. Relação entre a descarga observada na estação Purus (dados CAMREX) e estimada a partir dos dados da ANA

Devido a falta de dados de algumas estações da ANA no período de 1996 à 2005, a série temporal estendida apresenta algumas falhas. Também foram observadas algumas estimativas negativas de descargas (8 em 307 meses), as quais foram descartadas. Este problema é provavelmente relacionado à extrapolação das equações de regressão ou problemas nos dados de cota. O mesmo foi constatado em algumas descargas calculadas para o rio Madeira (item 3.1.3).

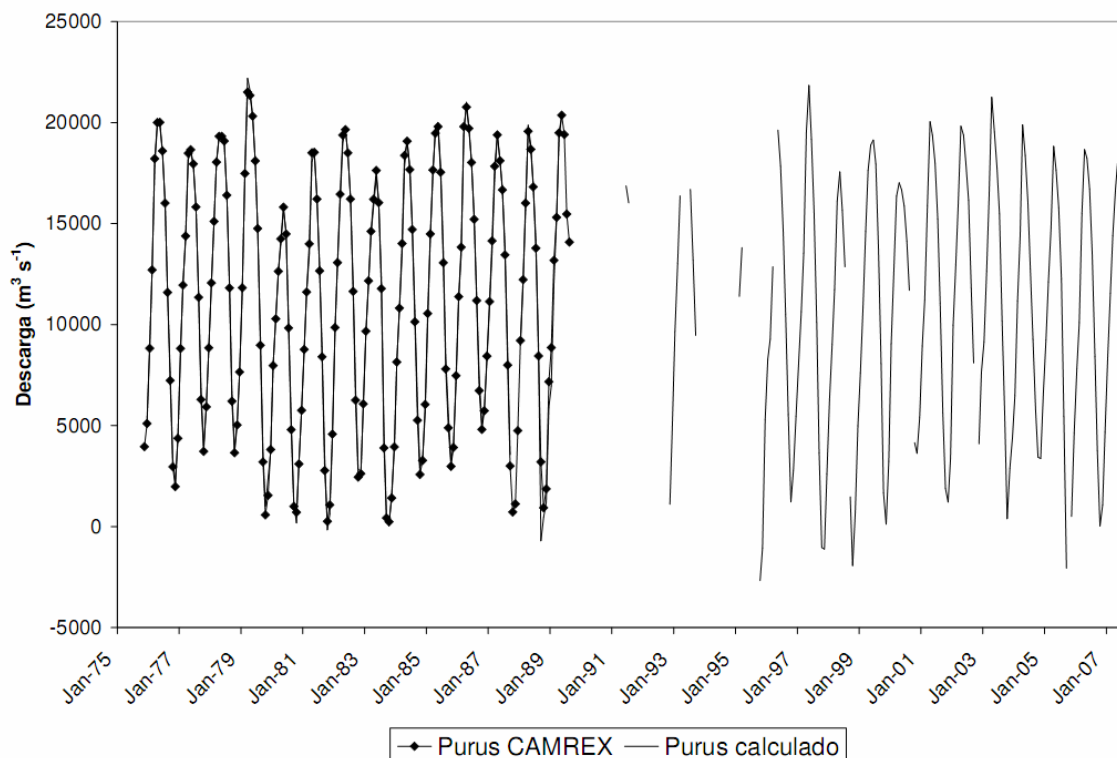


Figura 12. Descarga mensal medida na estação Purus e estimada a partir dos dados da ANA. Descontinuidades na linha vermelha são devidas à falhas na série temporal

3.1.3. Rio Madeira

A bacia do rio Madeira é a maior das quatro bacias em que os dados do CAMREX foram atualizados, drenando 1.224.500 km². A precipitação média nesta bacia é de 135 mm mês⁻¹, com período de seca de Maio a Setembro, quando a precipitação é inferior a 100 mm. O período com as menores vazões ocorre de Agosto a Novembro, com dois a três meses de defasagem em relação às chuvas.

Para derivar a equação que descreve a relação entre os dados arquivados pela ANA e pelo CAMREX, foram utilizados dados de cota de 3 estações da ANA: Borba (15900000), Fazenda Vista Alegre (15600000) e Nova Aripuanã (15850000),

estabelecendo uma regressão estatisticamente significativa ($f < 0,01\%$) (Figura 13 e Equação 6).

$$Ma = 25,179 * NA + 0,0139 * Bo * VA - 0,0558 * Bo * NA + \quad (6)$$

$$+ 0,040 * VA * NA + +1,95 * 10^{-3} * Bo * VA * NA - 19299,4$$

Onde Ma = descarga do rio Madeira (m^3s^{-1}); NA = cota de Nova Aripuanã (m); Bo = cota de Borba (m) e VA = cota de Fazenda Vista Alegre (m).

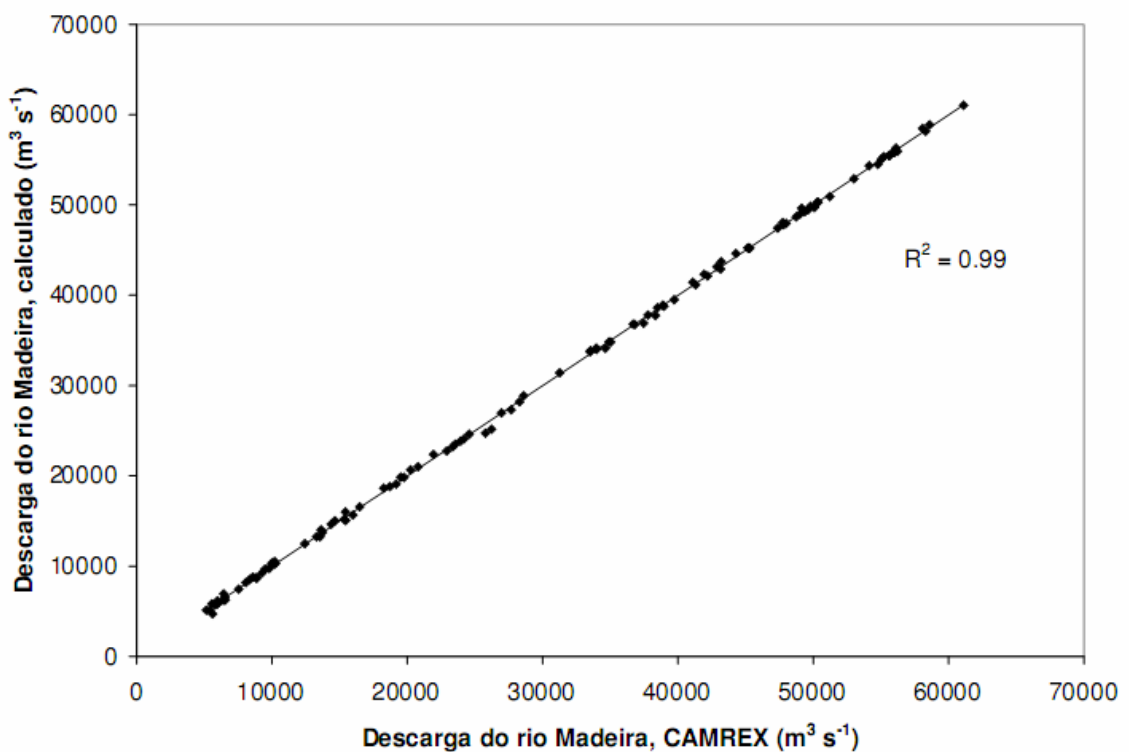


Figura 13. Relação entre a descarga observada na estação Madeira (dados CAMREX) e estimada a partir dos dados da ANA

A equação obtida permitiu calcular as descargas mensais da estação Madeira de Outubro de 1994 a Junho de 2007 (Figura 14). Ao todo, 258 descargas mensais foram estimadas. Em apenas um mês (Out-1994) o resultado foi negativo, provavelmente devido à extrapolação dos valores da regressão ou a medidas inconsistentes de cota. Este resultado foi descartado.

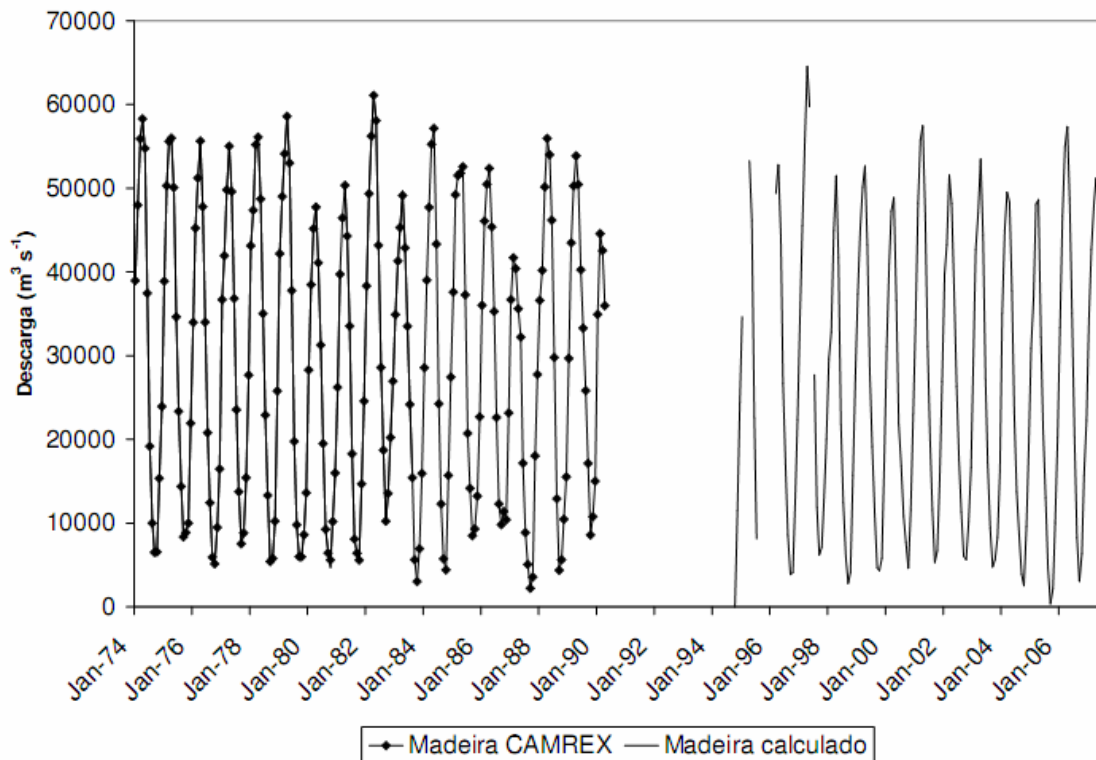


Figura 14. Descarga mensal medida na estação Madeira e estimada a partir dos dados da ANA. Descontinuidades na linha vermelha são devidas à falhas na série temporal

3.1.4. Rio Negro

Das quatro bacias em que foi efetuado o cálculo das vazões atualizadas, a do rio Negro é a única localizada no hemisfério norte, drenando 706.000 km². Isso resulta em ciclos de precipitação e descarga diferentes das outras bacias. A precipitação média é de 187 mm mês⁻¹, com ausência de meses com menos de 100 mm mensais. As vazões mínimas ocorrem de Novembro a Março e, as máximas, nos meses de Junho a Julho.

Tentou-se estabelecer uma relação entre as descargas da estação Negro (CAMREX) com os dados de cota da estação Manaus, localizada no rio Negro (ANA: 14990000), uma vez que esta apresenta longa série temporal, de 1902 a 2005. Porém, a regressão obtida não foi estatisticamente significativa, provavelmente pelo fato da estação da ANA estar próxima à confluência entre os rios Negro e Solimões, não refletindo unicamente as descargas do rio Negro.

A melhor equação para estender os dados desta estação foi estabelecida utilizando dados de vazão da estação Manacapuru (cód. ANA 14100000), dados de cota das estações Parintins (cód. ANA 16350002) e Beruri (cód. ANA 13990000),

juntamente com as descargas estimadas para a estação Madeira do item anterior (3.1.3). Isto resultou em uma regressão com R^2 inferior aos observados nas outras regressões (0,95) mas estatisticamente significativa ($f < 0,01\%$) (Figura 15 e Equação 7).

$$Ne = -80,98 * Be - 0,45 * Ma + 1,83 * Mn - 12,63 * Pa + 0,0003 * Pa * Ma - 14608,7 \quad (7)$$

Onde Ne = descarga no rio Negro (m^3s^{-1}); Be = cota da estação Beruri (m); Ma = descarga estimada para a estação Madeira (m^3s^{-1}); Mn = vazão da estação Manacapuru (m^3s^{-1}) e Pa = cota da estação Parintins (m).

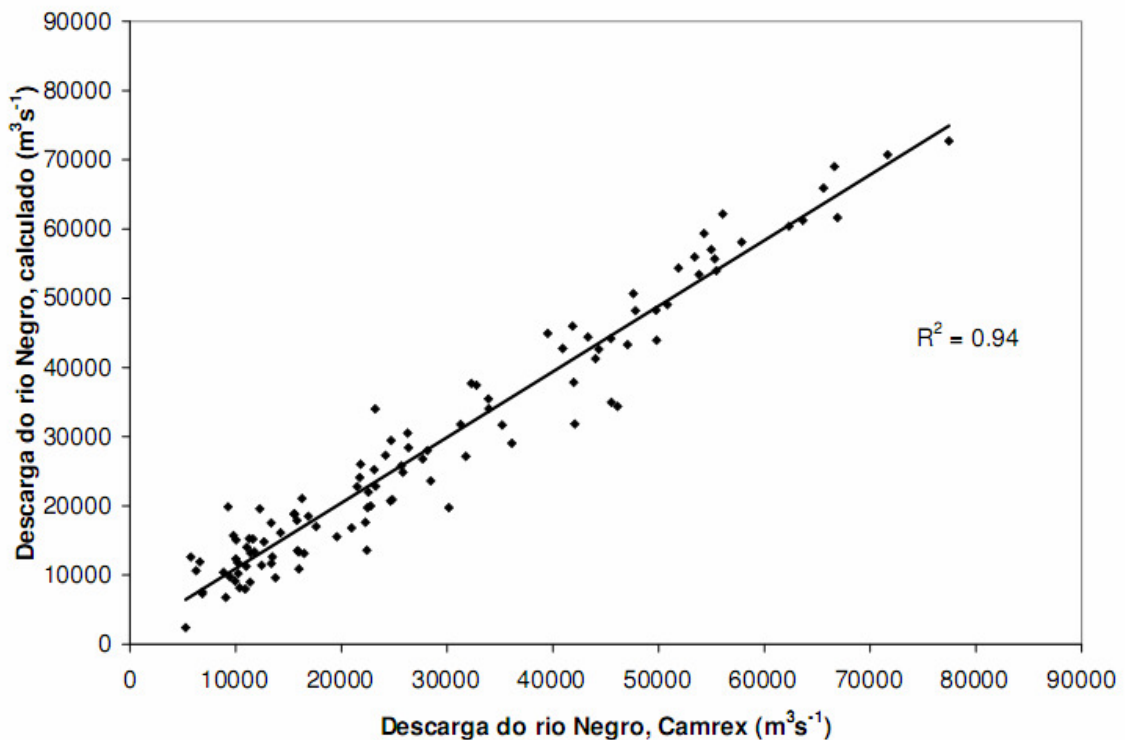


Figura 15. Relação entre a descarga observada na estação Negro (dados CAMREX) e estimada a partir dos dados da ANA

A melhor equação assim obtida permitiu estender os dados de descarga da estação Negro até Junho de 2007 (Figura 16). Porém, foi observado um aumento de 27% na descarga média estimada no rio Negro, de dezembro de 1994 a junho de 2007, em relação ao período de agosto de 1974 a outubro de 1983. Este aumento na descarga estimada, o qual não foi constatado nas variáveis que compõem a equação, indica problemas na extrapolação dos dados, inviabilizando a verificação

da simulação hidrológica do modelo VIC para o período de 1994 a 2007 na bacia do Negro.

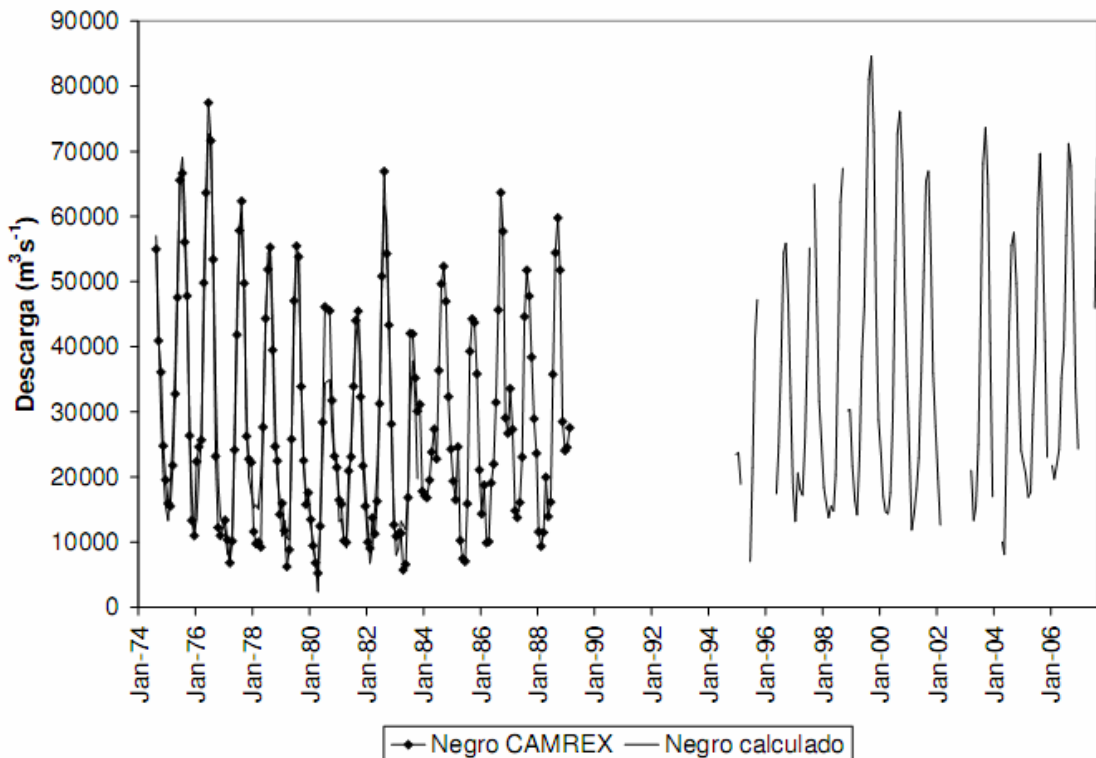


Figura 16. Descarga medida na estação Negro e estimada a partir dos dados da ANA. Descontinuidades na linha vermelha são devidas à falhas na série temporal

3.2. Simulação hidrológica das bacias de drenagem

Neste item serão apresentados os resultados das simulações nas bacias dos rios Santo Antônio do Içá, Japurá, Juruá, Purús, Negro e Madeira. Considerações sobre a evapotranspiração simulada para as bacias dos rios Juruá, Purús, Negro e Madeira, principalmente no que diz respeito à sazonalidade da ET, serão apresentados no item 3.3.

3.2.1. Bacia de drenagem do rio Santo Antônio do Içá

A bacia do rio Santo Antônio do Içá está localizada no extremo oeste da Amazônia (Figura 17), drenando a encosta leste da cordilheira dos Andes. Ao todo, 35 % da bacia de drenagem encontram-se acima da altitude média da bacia Amazônica de 308 m. Esta característica dificulta a modelagem hidrológica, pois a região possui poucas estações meteorológicas (Figura 18), resultando na sub-

estimativa do total de chuvas ao se interpolar os dados de precipitação e gerar os dados de entrada do modelo¹.

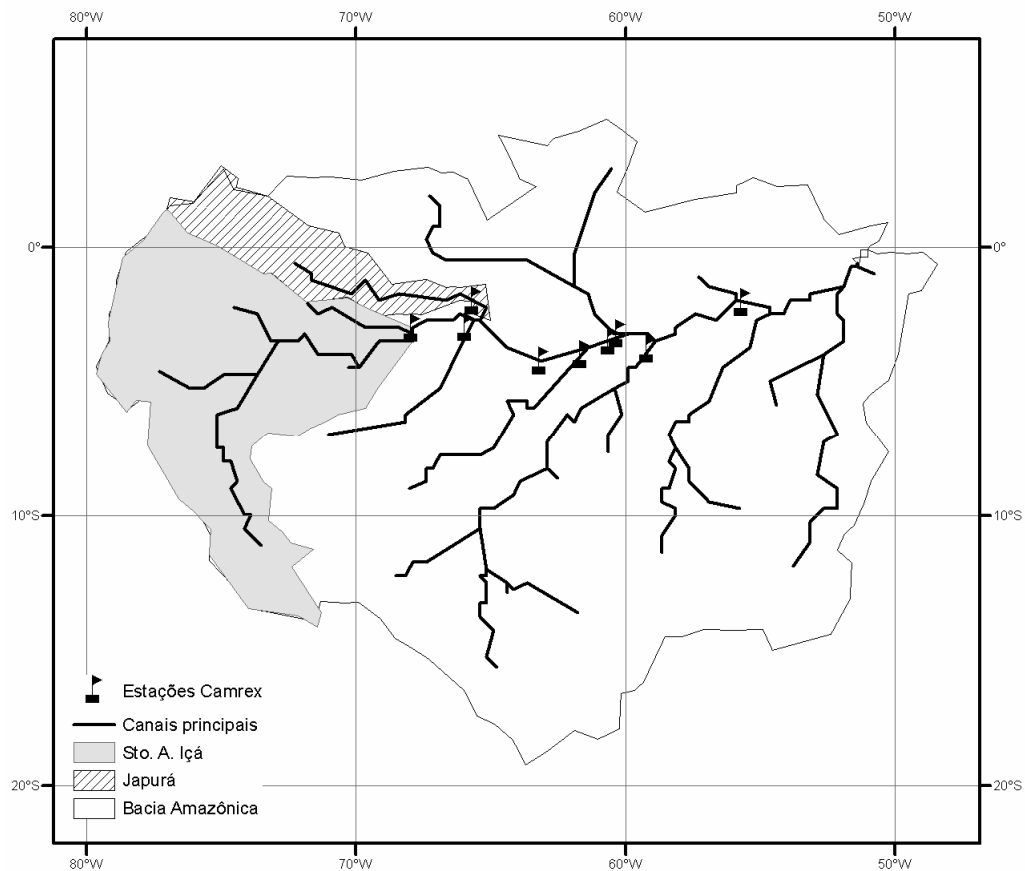


Figura 17. Bacias de drenagem dos rios Santo Antônio do Içá e Japurá

A sub-estimativa da precipitação resultou em descargas simuladas na bacia muito inferiores às observadas (Figura 19). Os coeficientes de ajuste obtidos foram extremamente baixos ($R_{Nash} = -7,6$; $R_{log} = -33$; $\Delta V = -0,83$). Por este motivo, as descargas armazenadas pelo projeto CAMREX para esta bacia não foram atualizadas e não foi efetuada a verificação dos dados modelados. Como consequência, a simulação da bacia Amazônica como um todo fica comprometida, uma vez que a descarga média em Santo Antônio do Içá ($54.715 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) é aproximadamente 30% da descarga observada em Óbidos ($171.718 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (valores de descarga média obtidos da ANA). Estudos prévios realizados na região indicam o mesmo problema ao simular a descarga do rio Amazonas com diferentes modelos hidrológicos. Coe et al. (2002) relatam sub-estimativa de 25% da vazão anual simulada em Óbidos, sendo que 95% deste erro ocorre nos principais tributários do

¹ Comunicação pessoal. Viviane B. S. Silva, Viviane.Silva@noaa.gov

Amazonas ao entrarem no território Nacional. Ou seja, a sub-estimativa da precipitação nas regiões andinas, fora do Brasil, compromete a simulação da bacia.

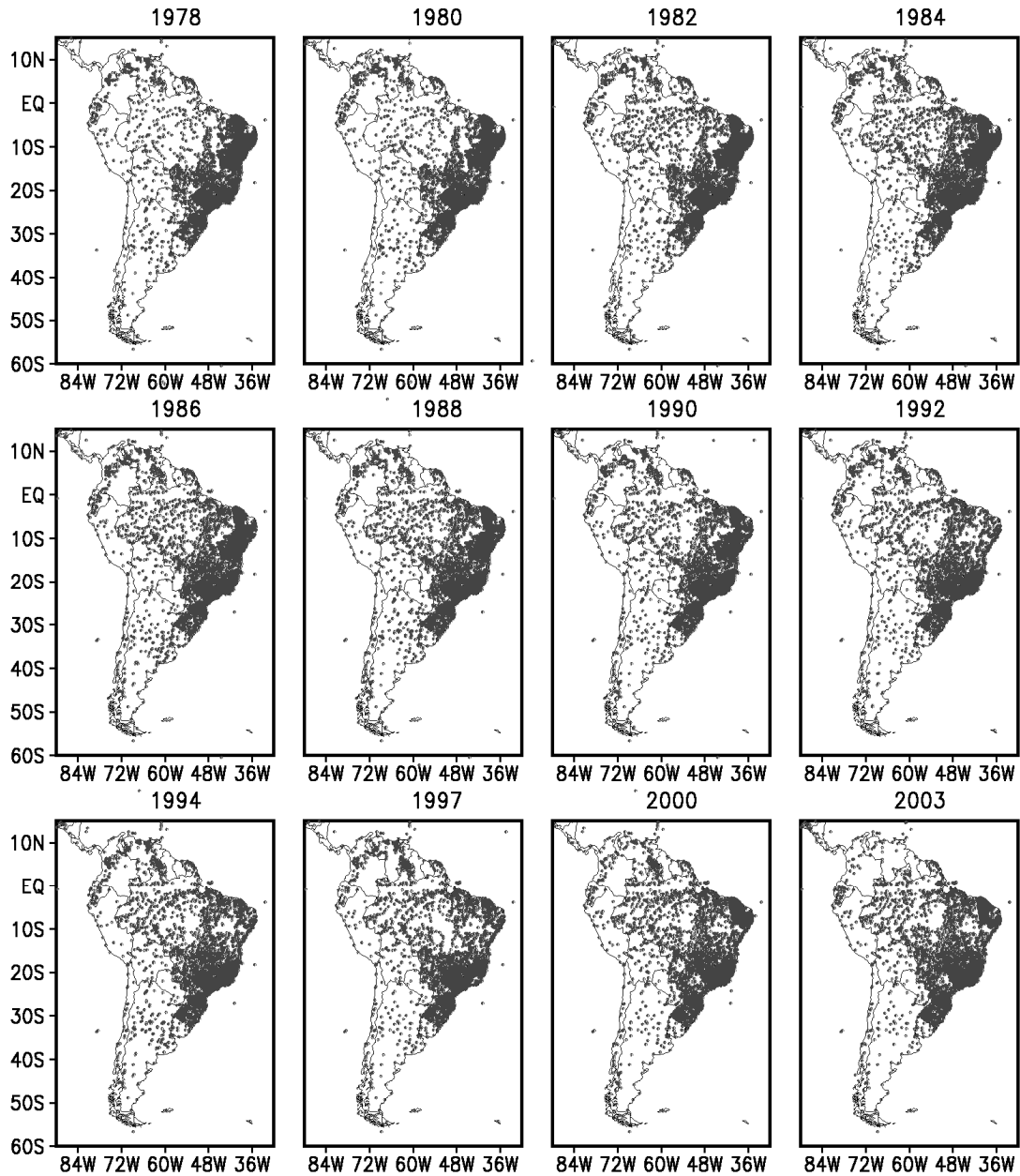


Figura 18. Estações meteorológicas utilizadas na geração das grades de precipitação. A falta de estações na Amazônia Andina faz com que a precipitação da região seja sub-estimada. FONTE: Comunicação pessoal, Viviane B. S. Silva, viviane.silva@noaa.gov

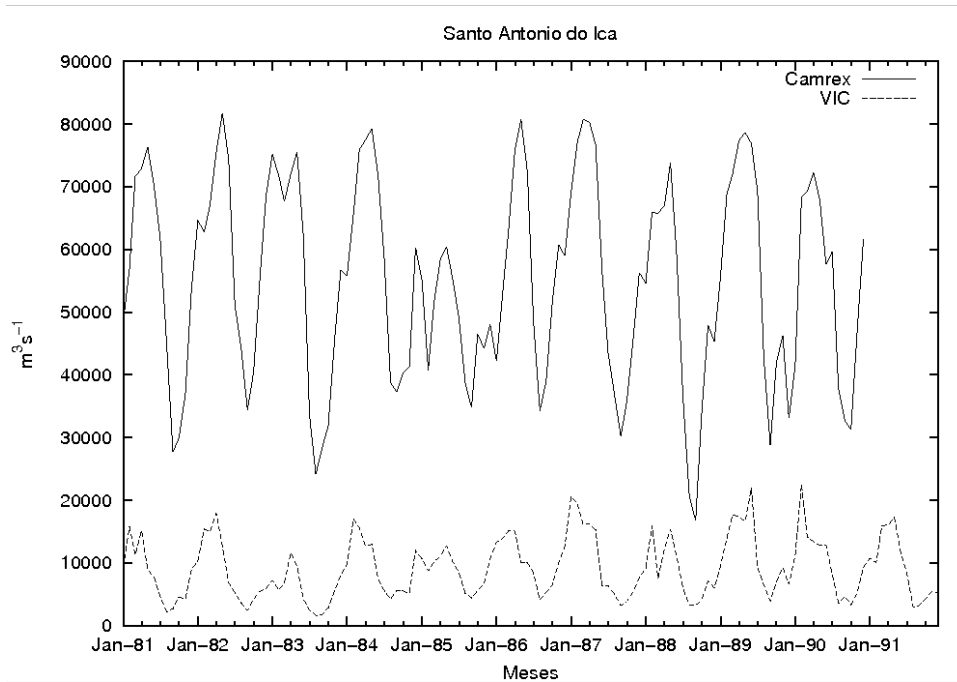


Figura 19. Descarga modelada (VIC, linha tracejada) e observada (CAMREX, linha cheia) para a bacia de Santo Antônio do Içá. Sub-estimativa da precipitação andina impossibilita a simulação correta da descarga

Para melhor compreender a sub-estimativa da vazão modelada, a precipitação mensal média da bacia, utilizada como forçante no modelo e convertida para $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, foi comparada à descarga mensal média da estação Santo Antônio do Içá, do CAMREX (Figura 20). Analisando a figura nota-se que os valores de precipitação e descarga são muito próximos, ou seja, toda a chuva medida teria que ser escoada pela bacia para se manter a elevada descarga, não restando água para a evapotranspiração. Com isso temos que a precipitação sobre a bacia de Santo Antônio do Içá está sub-estimada.

A relação descarga/precipitação mensal também pode ser utilizada para avaliar o total de chuvas de uma bacia. Como pode ser observado na Tabela 3, em apenas duas bacias a mediana da razão descarga/precipitação é superior a 1, indicando descarga observada superior à chuva medida. A elevada relação descarga/precipitação ocorre nas bacias Santo Antônio do Içá e Japurá, ambas com contribuição andina. Costa e Foley (1999), utilizando dados da reanálise climática do *National Center for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Prediction* (Reanálise NCEP/NCAR), demonstraram que a relação descarga/precipitação para toda a bacia Amazônica é de 0,4, resultado similar aos valores medianos obtidos neste estudo para as bacias dos rios Madeira, Juruá, Negro e Purus (Tabela 3).

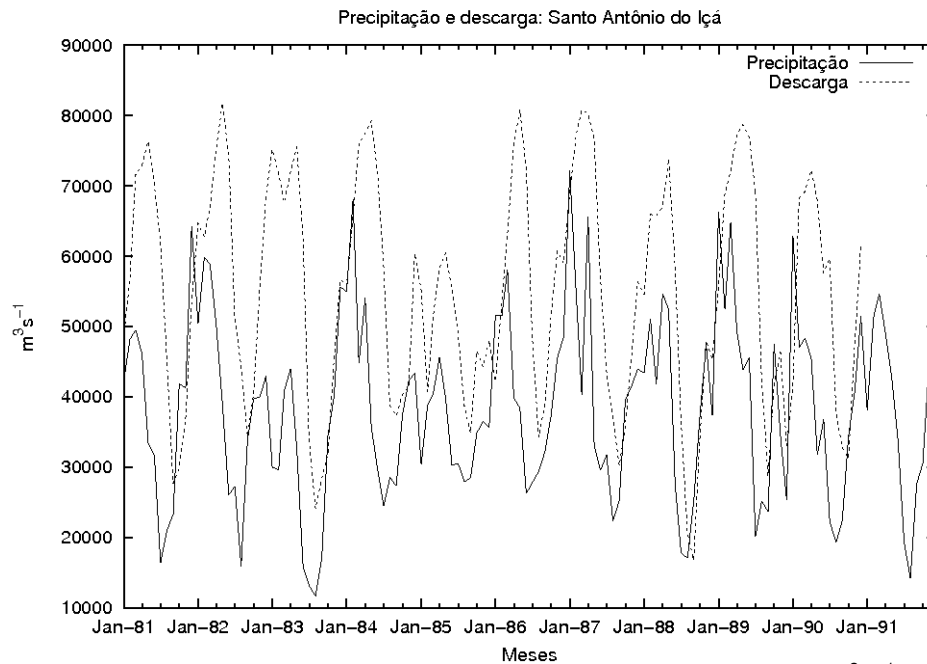


Figura 20. Precipitação média da bacia de Santo Antônio do Içá, convertida em $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ (linha cheia) e a descarga mensal observada (linha tracejada)

Tabela 3. Valores mínimos, medianos e máximos da razão descarga/precipitação mensal para seis bacias Amazônicas, para o período de 1979 a 1990.

Bacia	Razão descarga/precipitação		
	mínima	mediana	máxima
Santo Antônio do Içá	0,7	1,4	5,0
Japurá	0,4	1,1	2,4
Madeira	0,05	0,4	7,5
Purus	0,01	0,5	10,8
Juruá	0,05	0,4	4,0
Negro	0,2	0,6	2,0

3.2.2. Bacia de drenagem do rio Japurá

A bacia do rio Japurá (Figura 17) também recebe águas da face leste dos Andes. Cerca de 21 % da sua área encontram-se acima da altitude média da bacia Amazônica, o que resulta nos mesmos problemas relatados para Santo Antônio do Içá. No entanto, a sub-estimativa da precipitação nesta bacia não foi tão acentuada quanto em Santo Antônio do Içá, uma vez que a mediana da razão descarga/precipitação foi menor (Tabela 3). Esta diferença pode ser explicada pela área de drenagem andina de cada bacia (21% e 35%), a qual é menor na da bacia do rio Japurá. Contudo, durante o período de calibração, o modelo VIC não foi capaz de simular as descargas para esta bacia (Figura 21) uma vez que a precipitação

sobre a região é muito próxima à descarga observada (Figura 22). Os coeficientes de ajuste também foram muito baixos ($R_{nash} = -2$, $R_{log} = -2,8$ e $\Delta V = -0,48$)

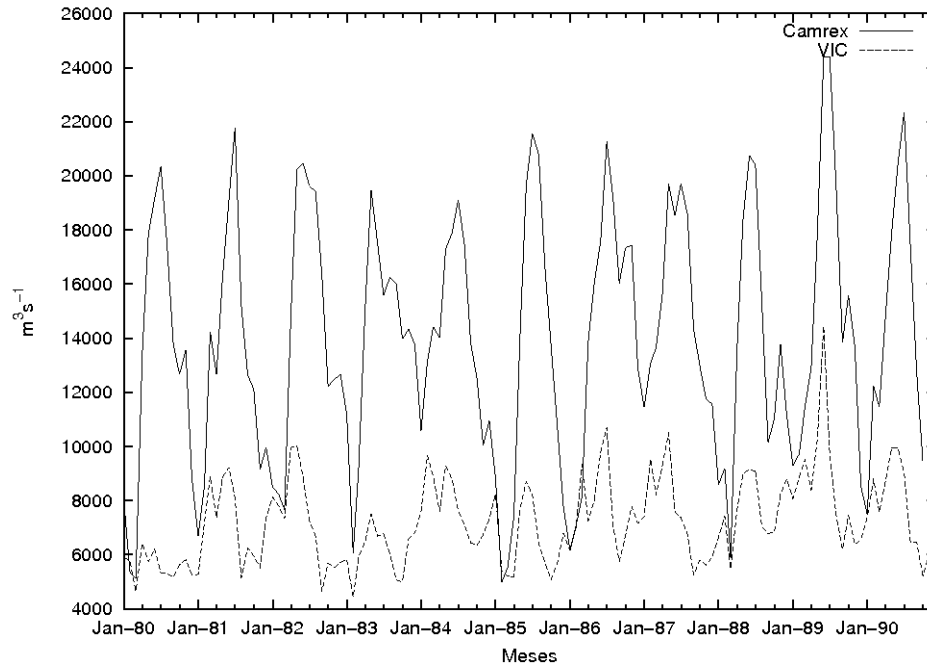


Figura 21. Descarga modelada (VIC, linha tracejada) e observada (CAMREX, linha cheia) para a bacia de Japurá. Assim como em Santo Antônio do Içá, a sub-estimativa da precipitação andina impossibilita a simulação correta da descarga

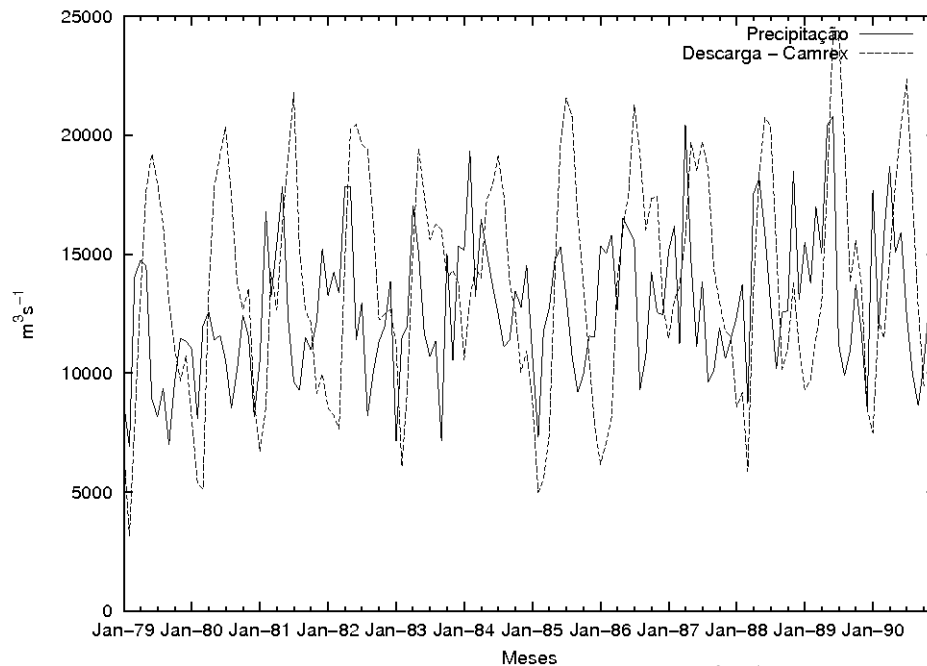


Figura 22. Precipitação média da bacia de Japurá, convertida em $m^3 s^{-1}$ (linha cheia) e a descarga mensal observada (linha tracejada)

3.2.3. Bacia de drenagem do rio Juruá

A eficiência do modelo para a bacia do rio Juruá (Figura 23), durante a fase de calibração, foi inferior aos ajustes obtidos nas bacias dos rios Madeira, Purus e Negro. Apesar disso, os coeficientes de ajuste mostraram-se aceitáveis ($R_{Nash} = 0,6$, $R_{log} = 0,72$ e $\Delta V = -0,18$), simulando corretamente a descarga (Figura 24), principalmente em relação aos fluxos de base. Os maiores erros na simulação ocorreram no período de águas altas, com destaque para o ano de 1983.

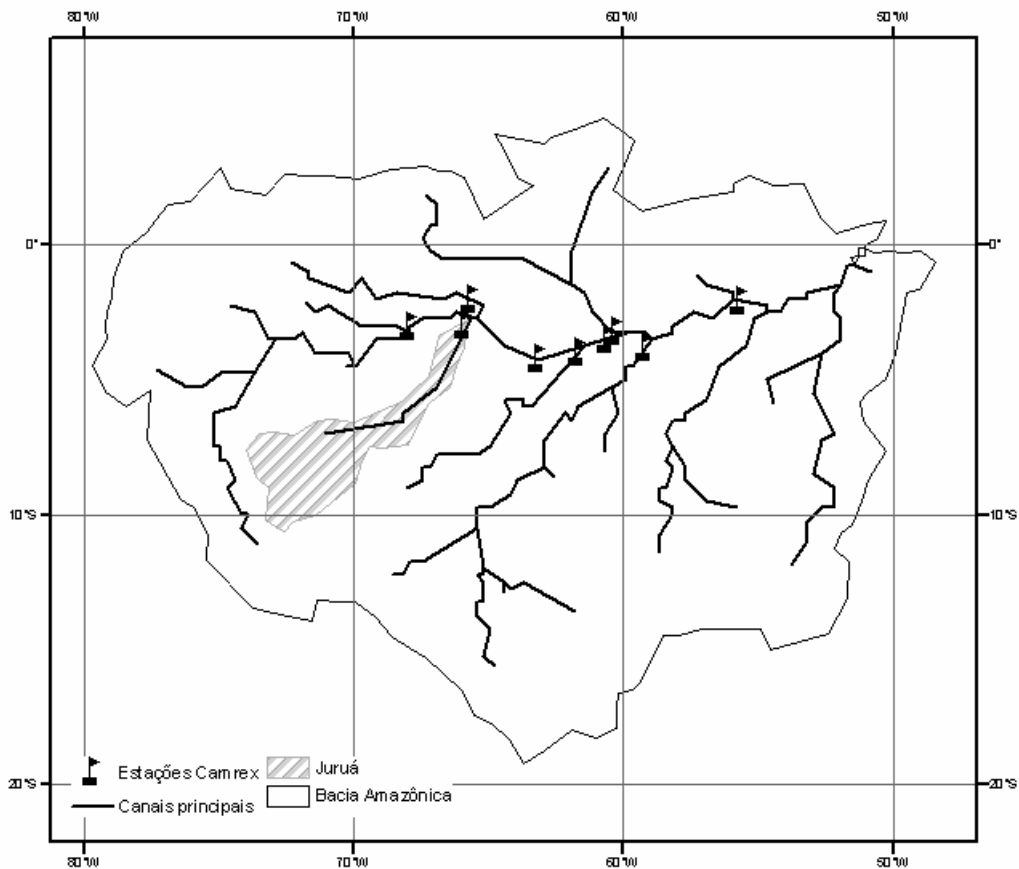


Figura 23. Bacia de drenagem do rio Juruá

Durante a fase de verificação (Janeiro de 1991 a Novembro de 2006) os coeficientes de ajuste obtidos foram mais baixos ($R_{Nash} = 0,49$, $R_{log} = 0,63$ e $\Delta V = -0,16$), indicando maior desvio dos dados simulados em relação aos observados (Figura 25). É difícil estabelecer se a redução nos coeficientes de ajuste foi resultado do desempenho menos eficiente do modelo VIC ou, se a regressão estabelecida para atualizar os dados de descarga da bacia não foi adequada. No entanto, a regressão utilizada para tal mostrou-se estatisticamente significativa ($R^2 = 0,99$) e os coeficientes de ajuste para o período de calibração, comparando as descargas

simuladas pelo VIC com os dados de descarga estimados pela regressão, se mostraram próximos aos obtidos com os dados observacionais do CAMREX (RNash = 0,56, Rlog = 0,69 e $\Delta V = -0,19$).

Os melhores parâmetros de calibração obtidos para esta bacia foram:

- Profundidade das camadas de solo: 0,3; 0,7 e 2 m (total de 3 metros)
- Profundidade das raízes: 3 m
- Parâmetro b: 0,48 e ds: 0,04
- Resistência estomática da floresta: 170 s m⁻¹

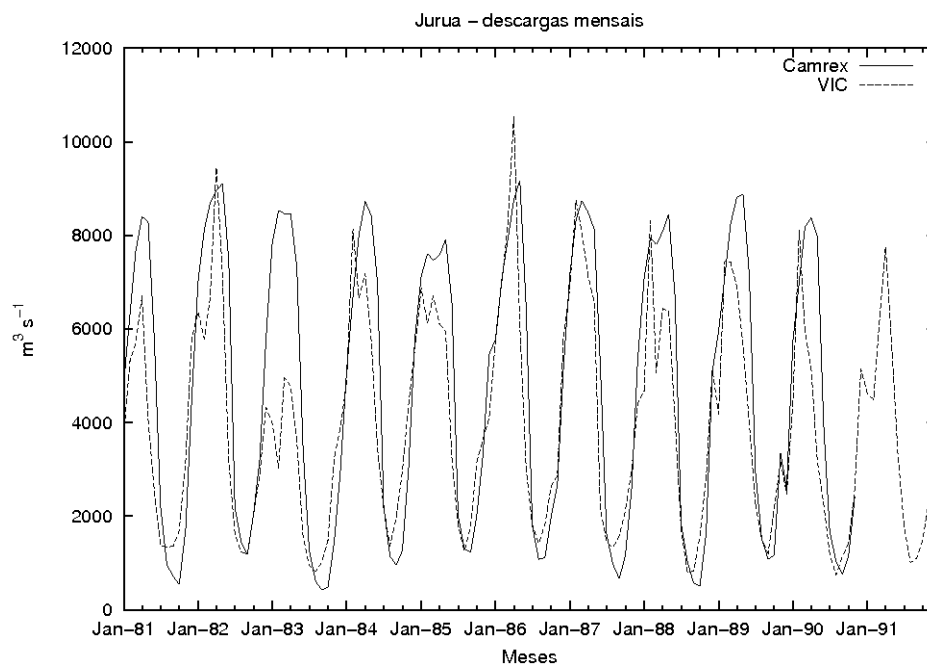


Figura 24. Descarga mensal simulada e observada para a bacia do Juruá. Anos de 1983 e 1988 apresentam grandes erros na simulação do pico de descarga. Nestes anos foi constatada a ocorrência de El Niño, o que implica que a calibração do modelo para a bacia do Juruá não esta adequada para períodos mais secos

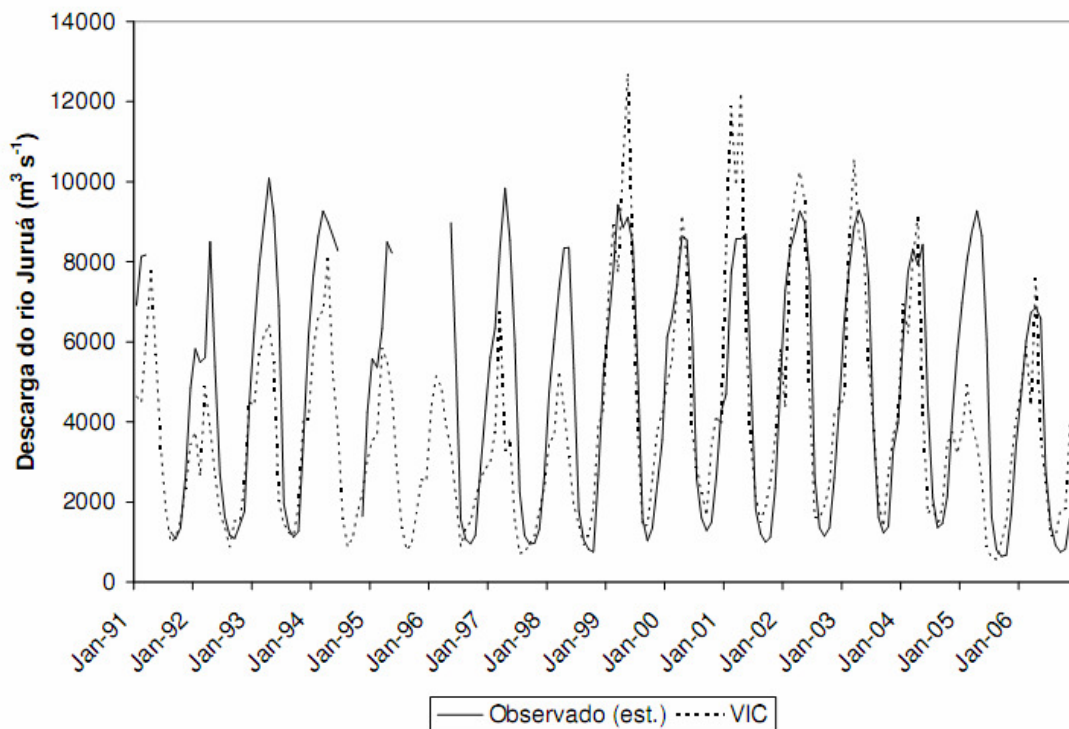


Figura 25. Descarga modelada (VIC, linha tracejada) e estimada com base nas regressões do item 3.1.1 (Observado, est., linha cheia) para a bacia do Juruá, durante a fase de verificação, compreendendo os anos de 1991 a 2006. Os coeficientes de ajuste foram: $R_{Nash} = 0,49$, $R_{log} = 0,63$ e $\Delta V = -0,16$

Analisando a precipitação média na bacia do Juruá para o mesmo período (Figura 26), observa-se que os anos com maiores secas foram justamente os que apresentaram maiores discrepâncias na simulação da descarga no período de calibração (1983 e 1988). O ano de 1983 apresentou a ocorrência de um forte evento de El Niño (CPTEC, 2009), o qual reduz a precipitação na região Amazônica. O mesmo fenômeno, porém com intensidade mais moderada, foi relatado em 1988. No período de verificação foram relatados ocorrências de eventos de El Niño, com intensidade moderada a forte, de 1990 a 1998 (CPTEC, 2009). Neste período, as descargas simuladas não refletiram corretamente a descarga da estação Juruá, implicando que o modelo não foi adequadamente calibrado para os anos mais secos. Nestes anos, provavelmente a umidade do solo deva ter um peso maior na manutenção da descarga assim como da ET, o que não foi corretamente simulado.

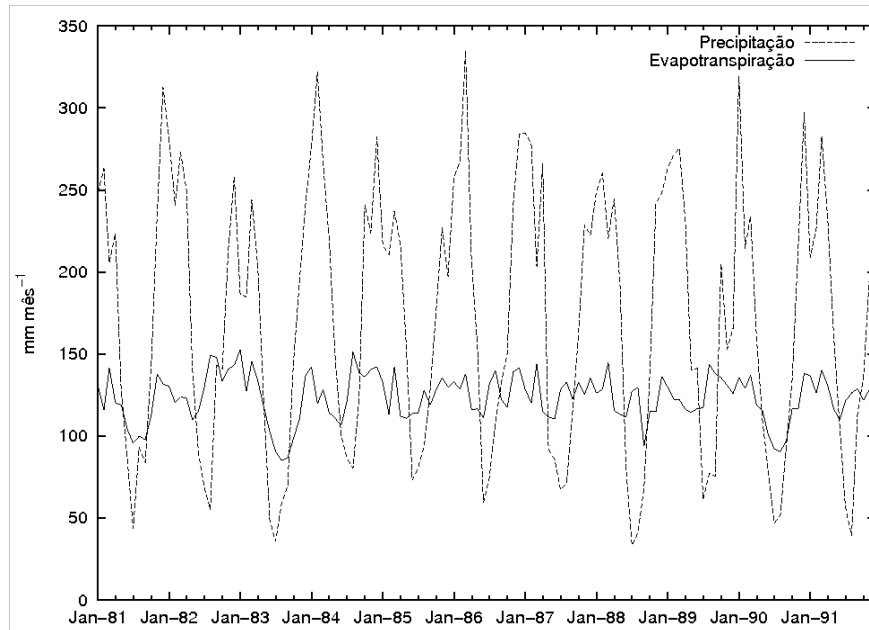


Figura 26. Precipitação e ET mensal média da bacia do Juruá. Anos de 1983 e 1988 registraram a ocorrência de El Niño, resultando em maiores secas e menor ET

Diferentemente das outras bacias, são poucos os meses com precipitação inferior a 50 mm no rio Juruá, apenas 21 meses entre os anos de 1979 a 2006. Tal fato pode explicar a pequena variação da ET nesta bacia (Figura 27), com média de 119 mm mês^{-1} , mínima e máxima de 47 e 152 mm mês^{-1} , respectivamente. A ET mínima ocorreu em setembro de 2005 e a máxima em janeiro de 1983.

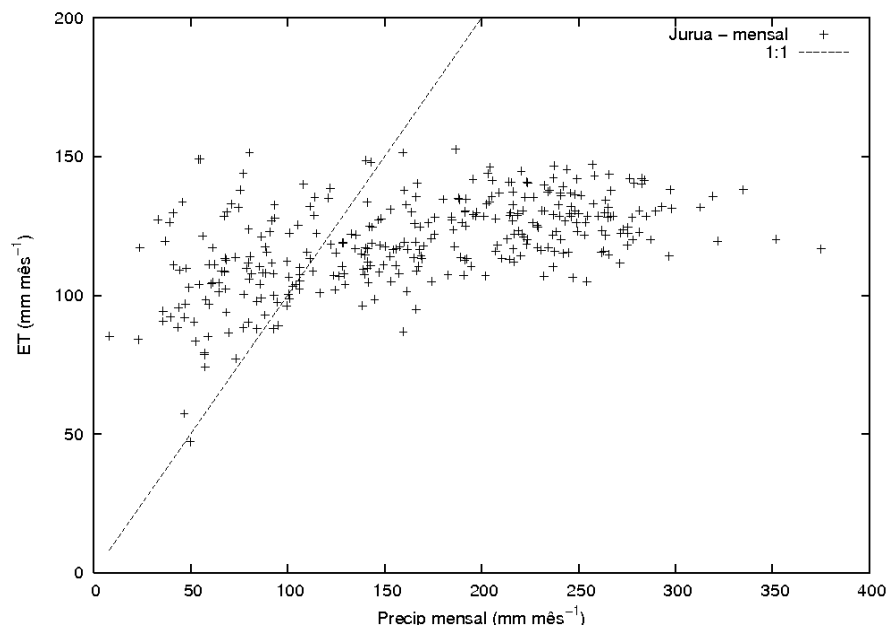


Figura 27. Precipitação e ET mensal média para a bacia do Juruá. Não se observa grande redução da ET com a diminuição das chuvas

3.2.4. Bacia de drenagem do rio Purus

Para a bacia do rio Purus (Figura 28), o ajuste do modelo durante a calibração (novembro de 1979 a agosto de 1989) também foi adequado (Figura 29), com coeficientes de ajuste $R_{Nash} = 0,789$, $R_{log} = 0,767$ e $\Delta V = -0,081$. Porém, durante a fase de verificação do modelo (janeiro de 1996 a dezembro de 2006), o ajuste se mostrou menos adequado (Figura 30), com valores de $R_{Nash} = 0,65$, $R_{log} = 0,57$ e $\Delta V = -0,124$.

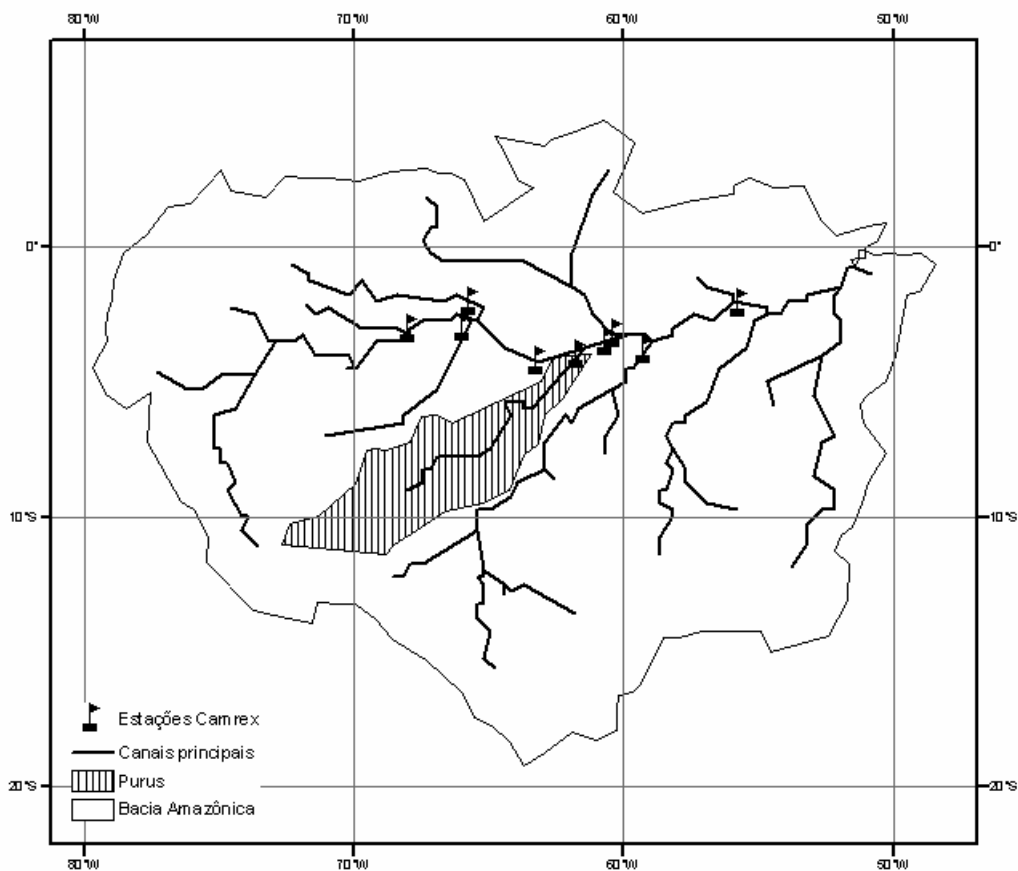


Figura 28. Bacia de drenagem do rio Purús

Neste ponto, não foi possível definir exatamente se a redução observada nos coeficientes de ajuste (R_{Nash} , R_{log} e ΔV) foi resultado do desempenho menos eficiente do modelo VIC no período de verificação ou à algum erro na forma de estender as vazões observadas, através de regressões com outras medidas de descarga e cota. No entanto, dois fatos reforçam a idéia de que o problema está relacionado ao desempenho do modelo VIC: 1) a regressão obtida para a bacia do rio Purus (item 0) foi estatisticamente significativa e com elevado coeficiente R^2 (0,99), e 2) os parâmetros de ajuste do modelo VIC, obtidos comparando a descarga

simulada (VIC) e a estimada pela equação de regressão (eq. 5) para o período de calibração foram elevados ($R_{Nash} = 0,75$, $R_{log} = 0,65$ e $\Delta V = -0,07$), semelhantes aos obtidos utilizando os dados de descarga originais do CAMREX.

Os melhores parâmetros de calibração obtidos para esta bacia foram:

- Profundidade das camadas de solo: 0,3; 0,7 e 2 m (total de 3 metros)
- Profundidade das raízes: 3 m
- Parâmetro b: 0,002 e ds: 0,15
- Resistência estomática da floresta: 170 s m^{-1}

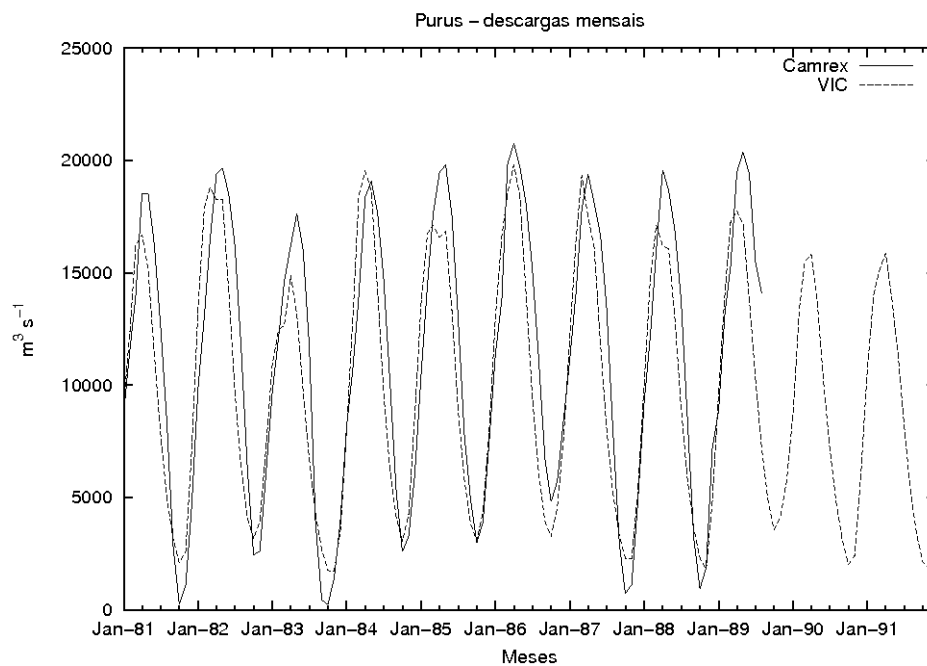


Figura 29. Descarga modelada (VIC, linha tracejada) e observada (Camrex, linha cheia) para a bacia do Purus, durante a fase de calibração, compreendendo os anos de 1981 a 1989. Os coeficientes de ajuste foram bons: $R_{Nash} = 0,789$, $R_{log} = 0,767$ e $\Delta V = -0,081$

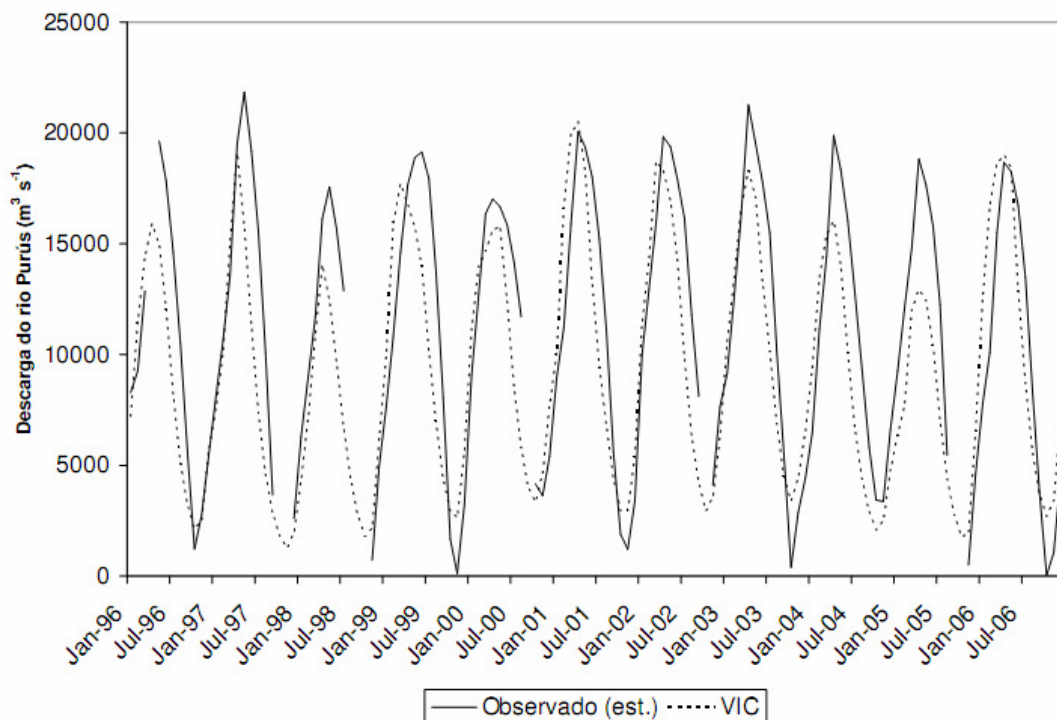


Figura 30. Descarga modelada (VIC, linha tracejada) e estimada com base nas regressões do item 0 (Observado, est. , linha cheia) para a bacia do Purus, durante a fase de verificação, compreendendo os anos de 1996 a 2006. Os coeficientes de ajuste foram: $R_{Nash} = 0,65$, $R_{log} = 0,57$ e $\Delta V = -0,124$

A ET média simulada na bacia do rio Purus foi de 90 mm mês^{-1} (3 mm dia^{-1}), superior à obtida na bacia do rio Madeira. O valor mínimo observado foi de 38 mm mês^{-1} , em Julho de 2005 e o máximo, de 142 mm mês^{-1} em Março de 1997. Nesta bacia, a ET está diretamente relacionada à precipitação (Figura 31), sendo que meses com menos de 60 mm de chuva apresentam ET superior à precipitação, indicando a utilização da água armazenada no solo. Meses com precipitação acima de 200 mm não apresentam aumento significativo da ET, indicando um potencial de 120 mm mês^{-1} (3 mm dia^{-1}) (Figura 32).

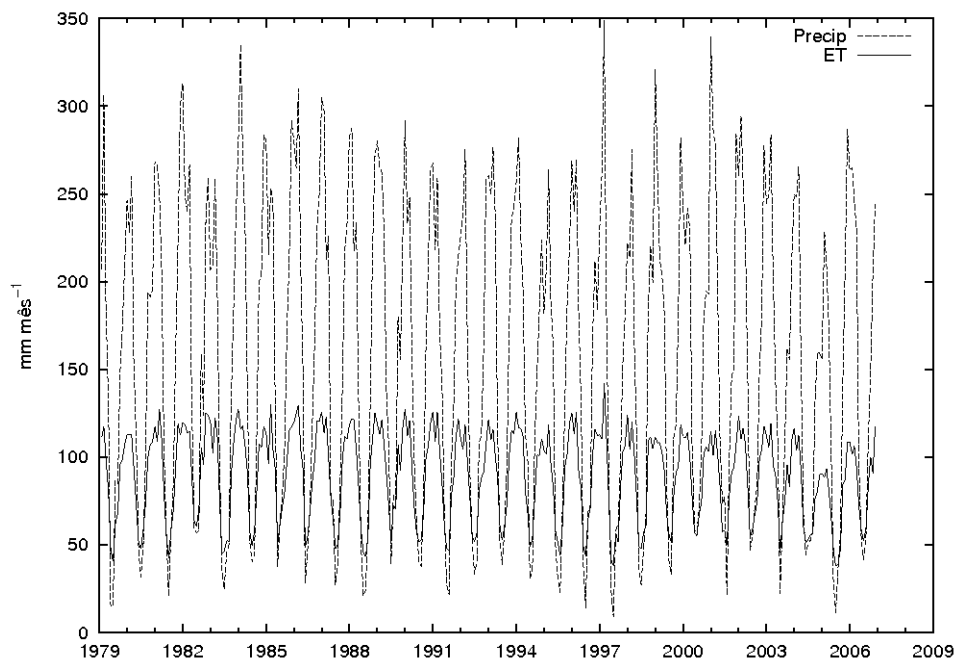


Figura 31. Precipitação mensal e ET modelada para a bacia do Purus (valor médio da bacia) de 1979 a 2006

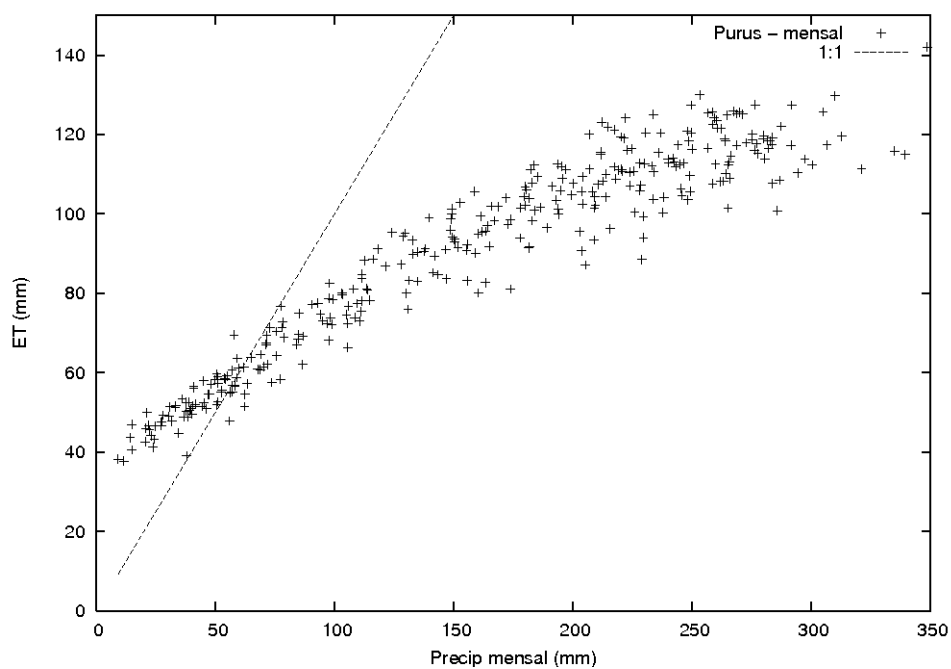


Figura 32. ET modelada e precipitação mensal média da bacia do Purus. Meses com menos de 60 mm de chuva apresentam ET superior à precipitação. A partir de 200 mm de precipitação mensal, ET tende ao máximo de 120 mm mês^{-1} (3 mm dia^{-1})

A umidade do solo também está relacionada com a precipitação. Porém, cada camada apresenta uma dinâmica distinta. Enquanto a umidade da primeira camada (0 a 0,3 m) está diretamente relacionada à precipitação mensal, as camadas mais profundas do solo apresentam uma dinâmica cíclica, em que o aumento da umidade só é perceptível após alguns meses com precipitação elevada (Figura 33). Este

comportamento cíclico ocorre nas camadas mais profundas, notadamente na terceira camada (1,0 a 2,0 m). Com a diminuição das chuvas, não ocorre mais a recarga da umidade nesta camada, porém, ainda existe a retirada da água do solo tanto pela vegetação, para manter a ET, quanto pelo escoamento de base. Com isso, temos a redução da umidade do solo à medida que a precipitação mensal reduz ao longo do ano. Esta dinâmica é representada pelos valores distribuídos na porção superior da Figura 33, descrevendo o início do padrão cíclico observado na terceira camada de solo (ciclo anti-horário descrito pelo símbolo *). Com o aumento das chuvas, a umidade do solo na terceira camada só começa a aumentar após a precipitação atingir volume suficiente para manter a ET elevada e gerar excedente hídrico, enquanto que a umidade na primeira e segunda camada de solo se eleva rapidamente. No caso da bacia do rio Purús, o aumento da umidade na terceira camada se inicia quando a precipitação mensal está em torno de 150 a 200 mm mês⁻¹.

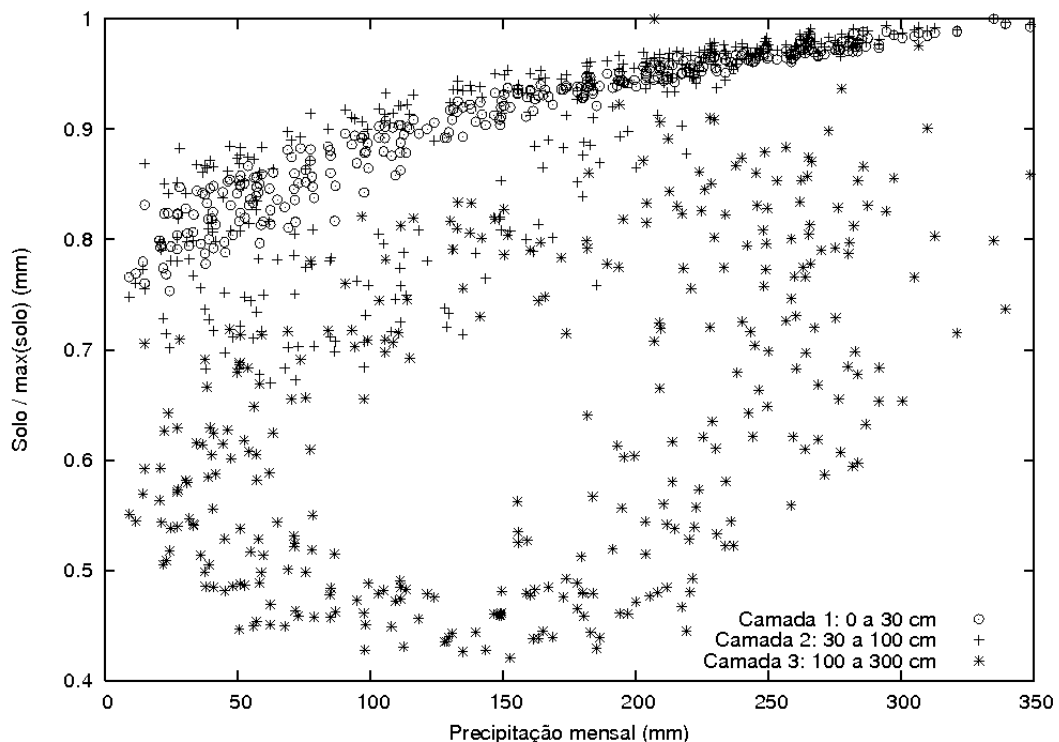


Figura 33. Variação da umidade do solo com a precipitação mensal. Camadas 2 e 3 apresentam comportamento cíclico, em que o aumento da umidade só ocorre após significativo aumento das chuvas. Isto ocorre porque, mesmo após redução das chuvas, ainda existe retirada de água, tanto pela vegetação quanto pelo escoamento de base

3.2.5. Bacia de drenagem do rio Negro

A simulação da descarga na bacia do rio Negro (Figura 34) apresentou coeficientes de ajuste adequados durante a fase de calibração, de janeiro de 1981 a dezembro de 1988 ($R_{Nash} = 0,80$, $R_{log} = 0,76$ e $\Delta V = 0,005$) (Figura 35). Porém, para o mesmo período, os coeficientes apresentaram redução quando calculados utilizando os dados de descarga obtidos pela regressão com os dados da ANA ($R_{Nash} = 0,68$, $R_{log} = 0,52$ e $\Delta V = -0,11$). Já durante a fase de verificação (outubro de 1994 a outubro de 2006), observa-se uma redução mais acentuada nos coeficientes ($R_{Nash} = 0,47$, $R_{log} = 0,42$ e $\Delta V = -0,09$) (Figura 36).

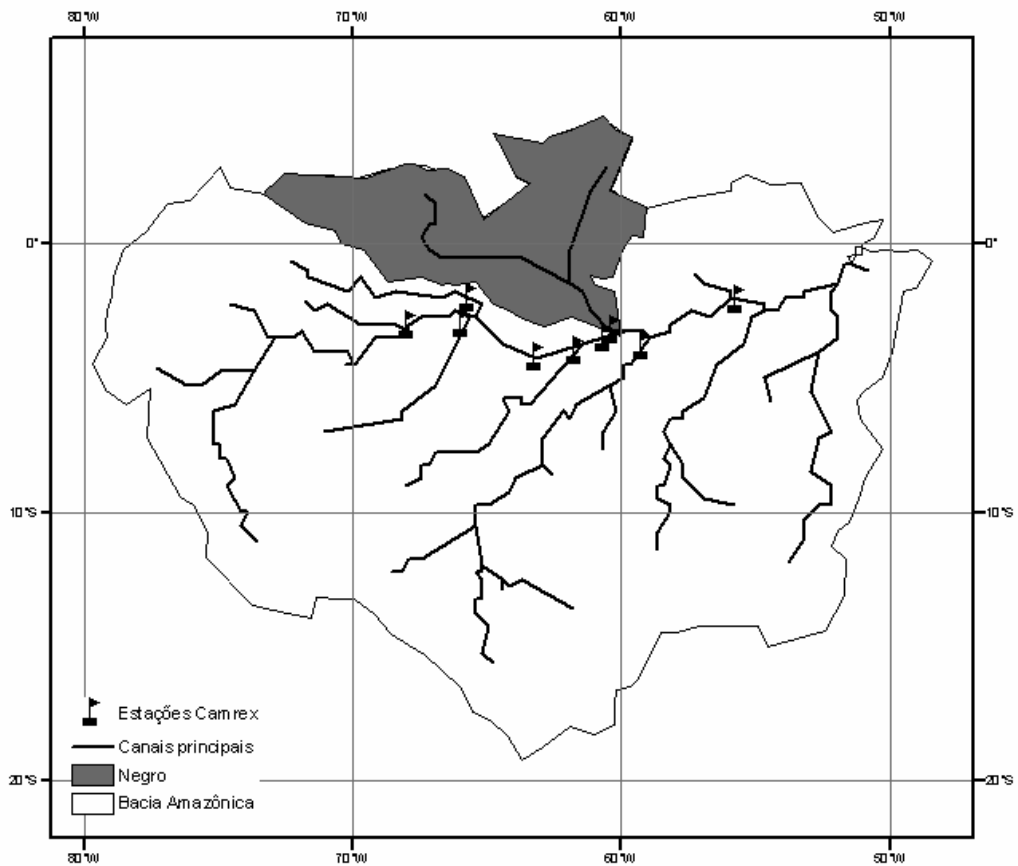


Figura 34. Bacia de drenagem do rio Negro

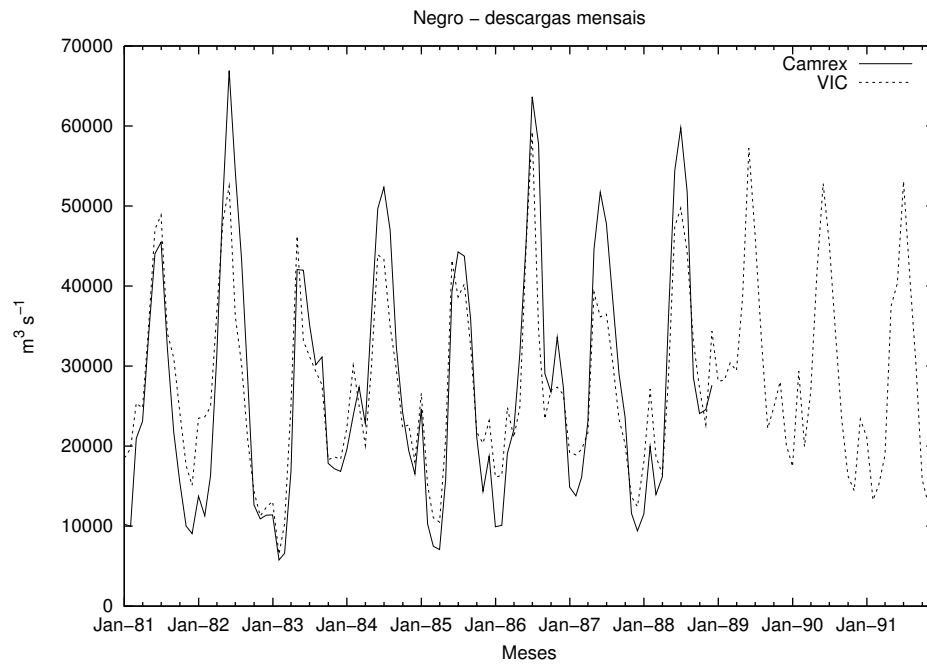


Figura 35. Descarga mensal modelada (VIC, linha tracejada) e observada (Camrex, linha cheia) para a bacia do Negro, durante a fase de calibração, compreendendo os anos de 1981 a 1988. Os coeficientes de ajuste foram bons: $R_{Nash} = 0,80$, $R_{log} = 0,76$ e $\Delta V = 0,005$.

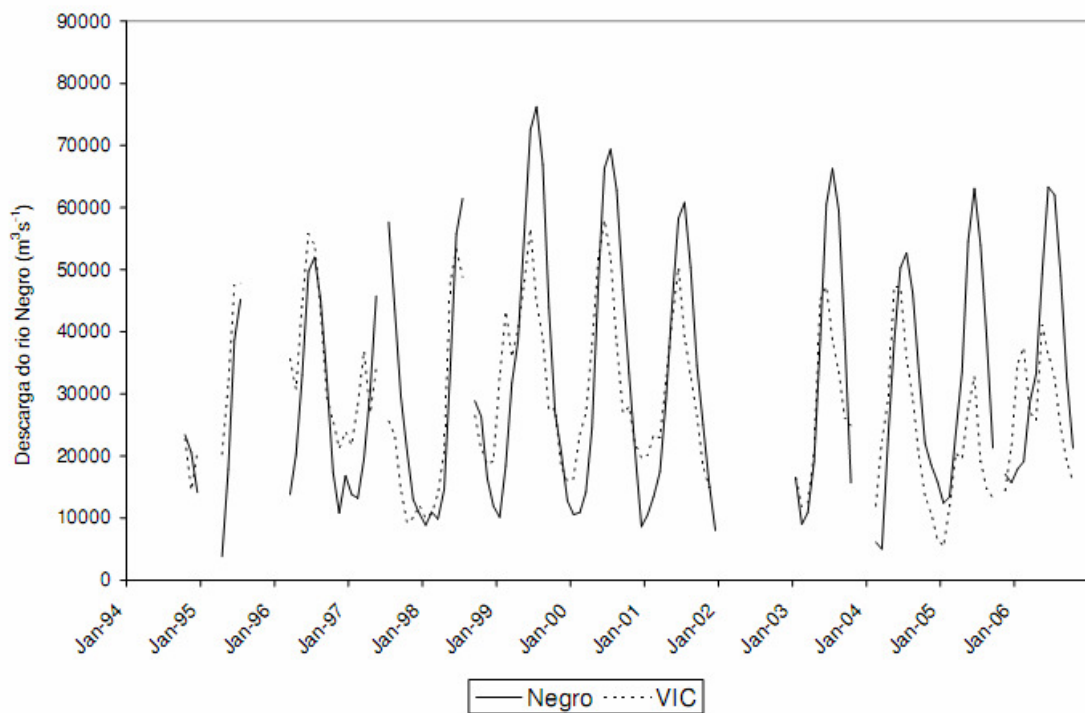


Figura 36. Descarga mensal modelada (VIC, linha tracejada) e estimada com base nas regressões dos dados da ANA para a bacia do Negro, durante a fase de verificação, compreendendo os anos de 1994 a 2006. Os coeficientes de ajuste apresentaram piora: $R_{Nash} = 0,47$, $R_{log} = 0,42$ e $\Delta V = -0,09$.

Mais uma vez, foi difícil estabelecer se os menores valores nos coeficientes de ajuste resultam da maneira com que os dados de descarga do período de verificação foram obtidos ou, do desempenho menos eficiente do modelo hidrológico. Apesar de significativa, a equação empregada para atualizar os dados de descarga da estação Negro utiliza dados obtidos de outra regressão (Madeira), o que pode causar acúmulo de erros. Além disso, os dados obtidos pela regressão mostram um aumento na descarga de quase 27% entre o período inicial, quando se estabeleceu a equação de regressão (agosto de 1974 a setembro de 1983: vazão média de $28.529 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) e o período de verificação (abril de 1993 a dezembro de 2006: vazão média de $36.192 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). Como este aumento significativo não é observado em nenhuma das variáveis independentes que fazem parte da regressão ou na descarga simulada pelo modelo VIC, acredita-se que a equação de regressão estabelecida para o Negro não seja passível de extrapolações.

Os melhores parâmetros de calibração obtidos para esta bacia foram:

- Profundidade das camadas de solo: 0,3; 0,7 e 3 m (total de 3 metros)
- Profundidade das raízes: 3 m
- Parâmetro b: 0,80 e ds: 0,10
- Resistência estomática da floresta: 170 s m^{-1}

Assim como na bacia do rio Juruá, a ET na bacia do rio Negro não apresenta forte relação com a precipitação, sendo que fortes reduções da ET mensal são observadas apenas em meses com precipitação inferior a 100 mm, como nos anos de 1980, 1983, 1985 e 1990 (Figura 37). Como esta bacia é a que apresenta a maior precipitação média e o menor número de meses com precipitação abaixo de 50 mm (Tabela 4), tem-se que a variação da ET mensal ao longo do ano é baixa, com valores raramente acima da precipitação mensal (Figura 38).

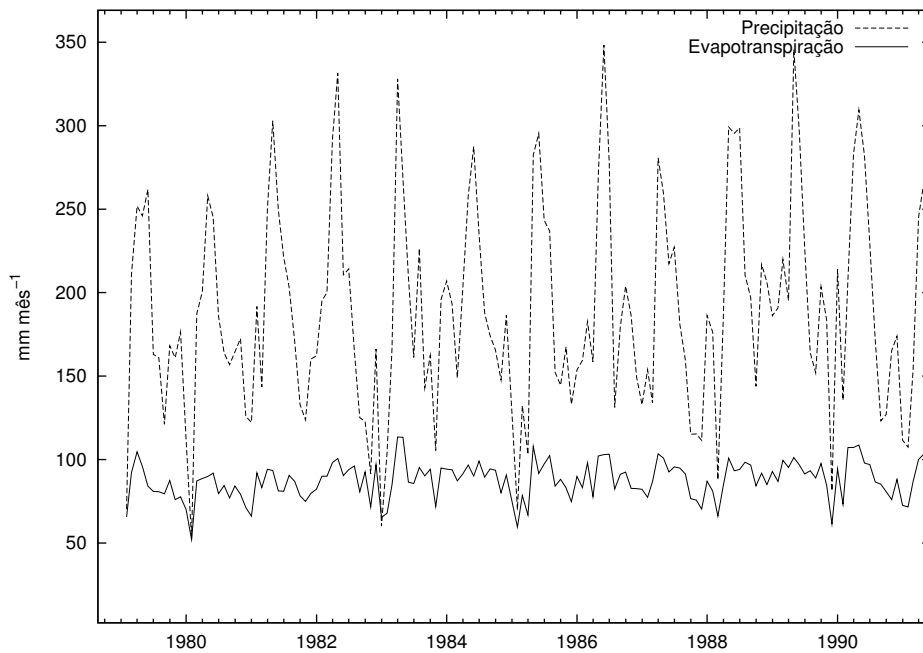


Figura 37. Precipitação e ET mensal média da bacia do Negro. Quedas acentuadas na ET somente são observadas nos meses em que a precipitação mensal apresenta forte redução, abaixo de 100 mm mês^{-1} (1980, 1983, 1985 e 1990).

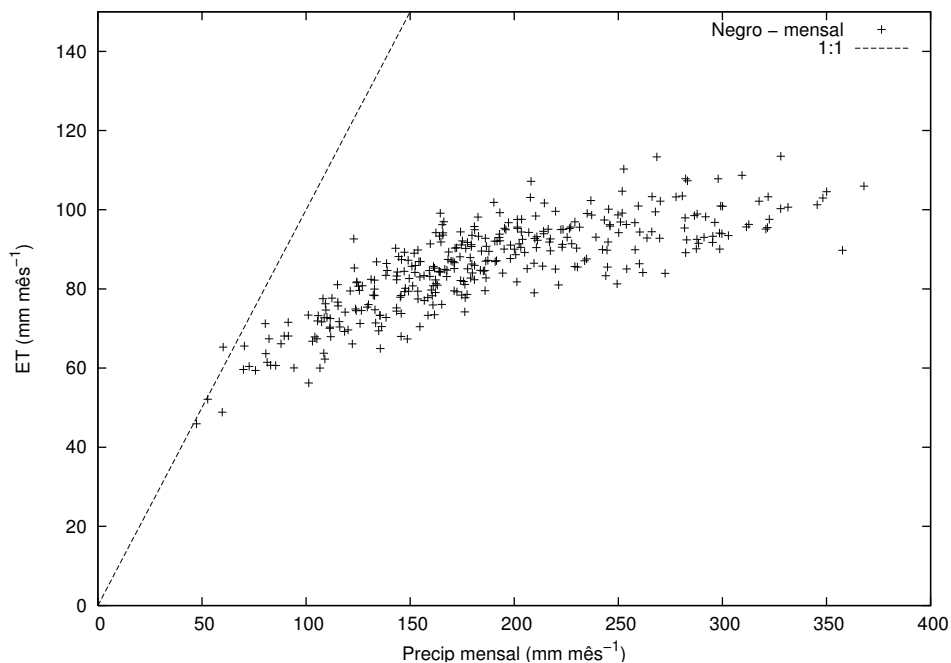


Figura 38. ET modelada e precipitação mensal média da bacia do Negro. Diferentemente das outras bacias, o Negro apresenta poucos meses com baixa precipitação média, sendo que em apenas um mês foi constatada precipitação inferior a 50 mm . A ET mensal não apresenta forte redução com a diminuição das chuvas e somente um mês apresentou ET superior a precipitação.

Tabela 4. Precipitação mensal mínima, média e máxima, de 1979 a 2006, para as 4 bacias estudadas e número de meses no período com precipitação mensal inferior à 50 mm, e com ET superior à precipitação

Bacia	Precipitação (mm mês ⁻¹)			Meses com precipitação inferior à 50 mm	Meses com ET superior à precipitação
	mínima	média	máxima		
Madeira	6	135	325	76	74
Purus	9	159	349	47	62
Juruá	8	166	375	21	102
Negro	47	187	368	1	1

3.2.6. Bacia de drenagem do rio Madeira

Como demonstrado pelos valores de RNash (0,884), Rlog (0,833) e ΔV (-0,025), o ajuste do modelo para a bacia do rio Madeira (Figura 39) mostrou-se adequado durante a fase de calibração, de janeiro de 1979 a abril de 1990 (Figura 40). Durante a fase de verificação, de março de 1996 a julho de 2006 (Figura 41), os coeficientes de ajuste obtidos também foram adequados (RNash = 0,87, Rlog = 0,77 e ΔV = -0,07). A mediana da razão descarga/precipitação para esta bacia foi 0,64, indicando que aproximadamente 35% da precipitação da bacia é evapotranspirada.

Os melhores parâmetros de calibração obtidos para bacia foram:

- Profundidade das camadas de solo = 0,3; 0,7 e 2,0 m (total = 3 m)
- Profundidade de raízes da floresta = 3 m
- $b = 0,15$; $ds = 0,25$
- Resistência estomática mínima = 170 s m^{-1}

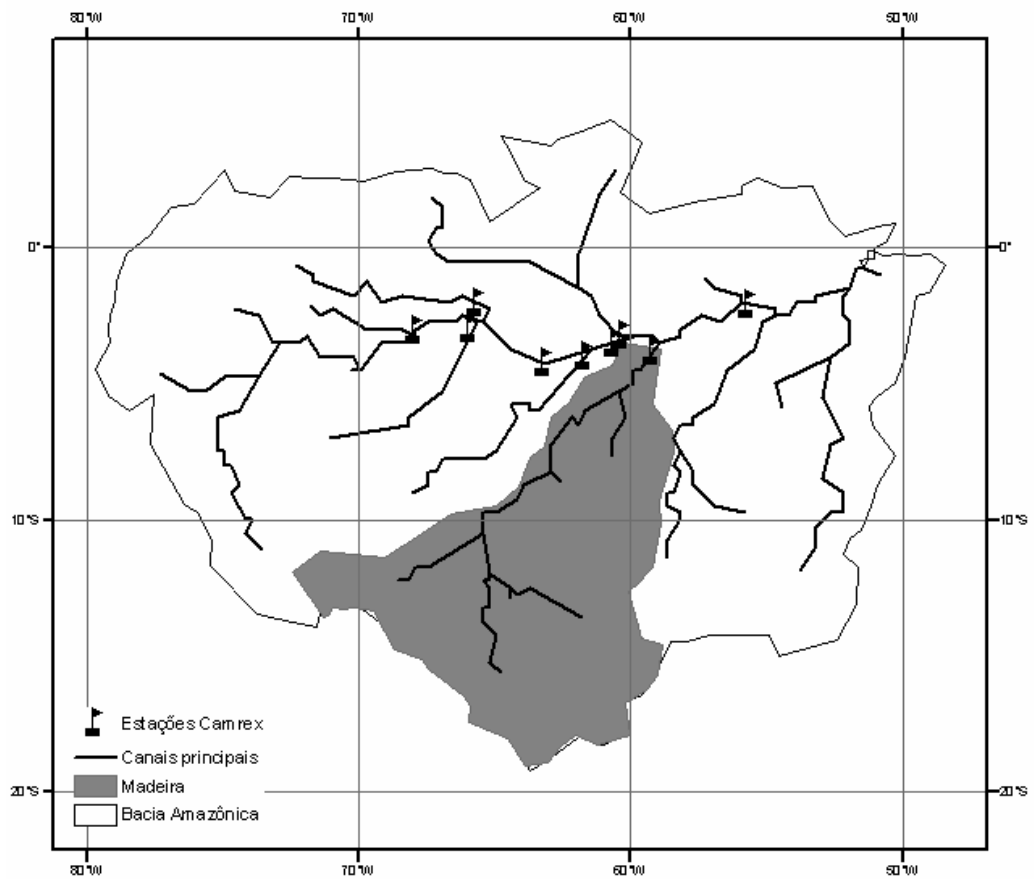


Figura 39. Bacia de drenagem do rio Madeira

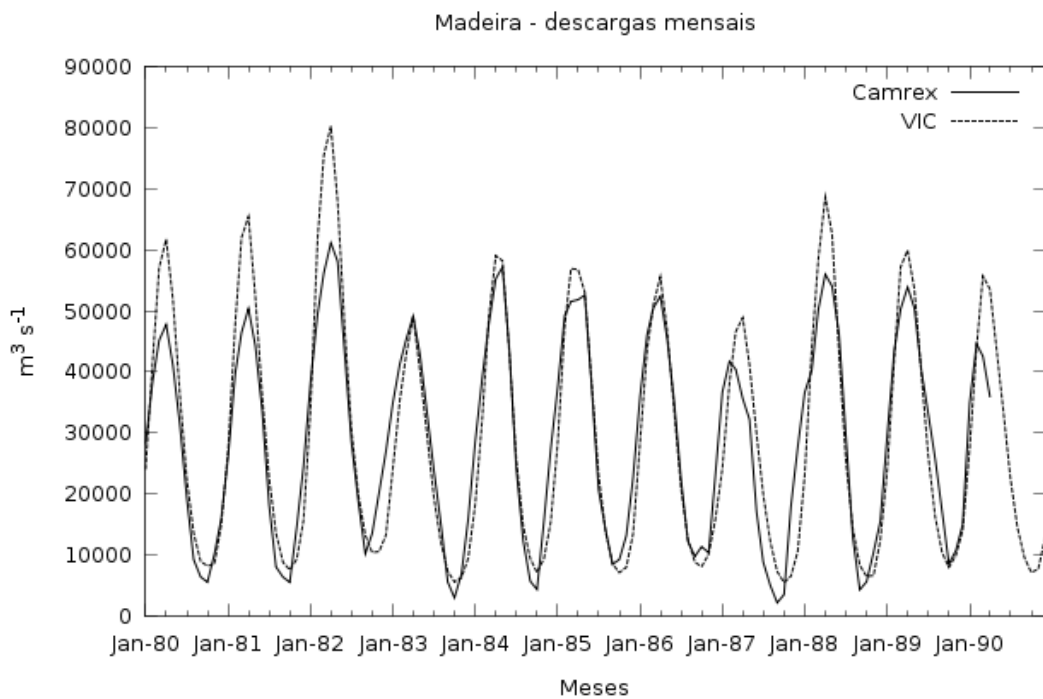


Figura 40. Descarga mensal modelada (VIC, linha tracejada) e observada (Camrex, linha cheia) para a bacia do Madeira de 1981 a 1990 (Período de calibração). Coeficientes de ajuste se mostraram muito bons: RNash (0,884), Rlog (0,833) e ΔV (-0,025)

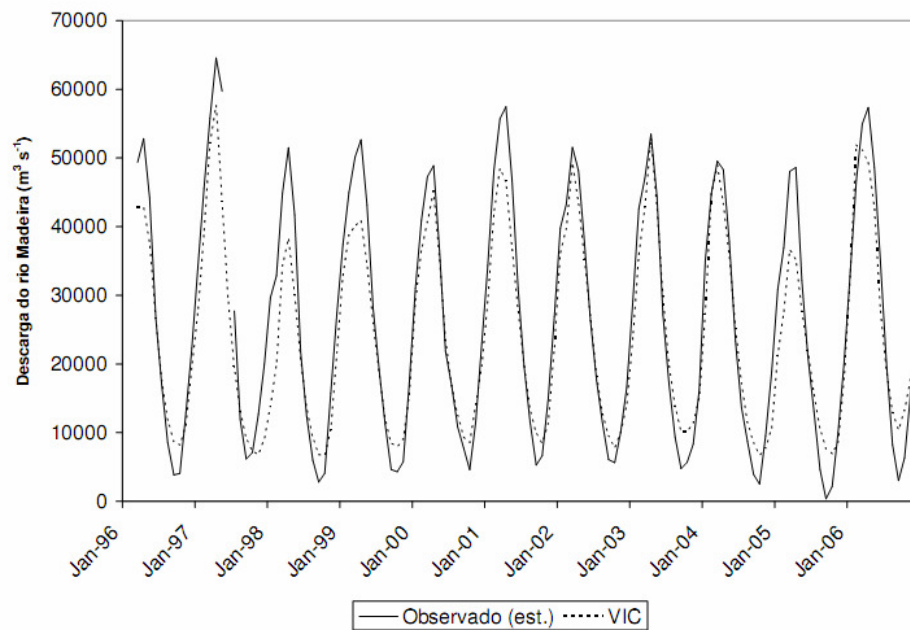


Figura 41. Descarga mensal modelada (VIC, linha tracejada) e estimada com base nas regressões do item 3.1.3 (Observado, est. , linha cheia) para a bacia do Madeira de 1996 a 2006 (período de verificação). Coeficientes de ajuste se mostraram muito bons: RNash (0,884), Rlog (0,833) e ΔV (-0,025)

A ET mensal média simulada para a bacia do rio Madeira foi de 80 mm mês^{-1} , com mínima de 23 mm mês^{-1} , de julho a agosto, e máxima de 129 mm mês^{-1} , de dezembro a março. O valor médio obtido ($2,7 \text{ mm dia}^{-1}$) está abaixo dos valores relatados na literatura de $3 \text{ a } 5 \text{ mm dia}^{-1}$ (VILLA NOVA; SALATTI; MATSUI, 1976; LEOPOLDO et al., 1982; WILLMOTT; ROWE; MINTZ, 1985; WERTH; AVISSAR, 2004). Da mesma forma, o valor para a menor ET mensal (23 mm mês^{-1}) está muito baixo. Estes valores serão discutidos no item 3.3.

A simulação também mostrou grande limitação da ET pela disponibilidade hídrica. Meses com precipitação abaixo de aproximadamente 50 mm apresentaram ET superior à precipitação, indicando a utilização da água armazenada no solo. Nos meses com precipitação acima de 200 mm , não se observou incremento na ET mensal, que ficou em torno de 120 mm mês^{-1} , indicando que esta seria a ET máxima (potencial) da bacia (Figura 42).

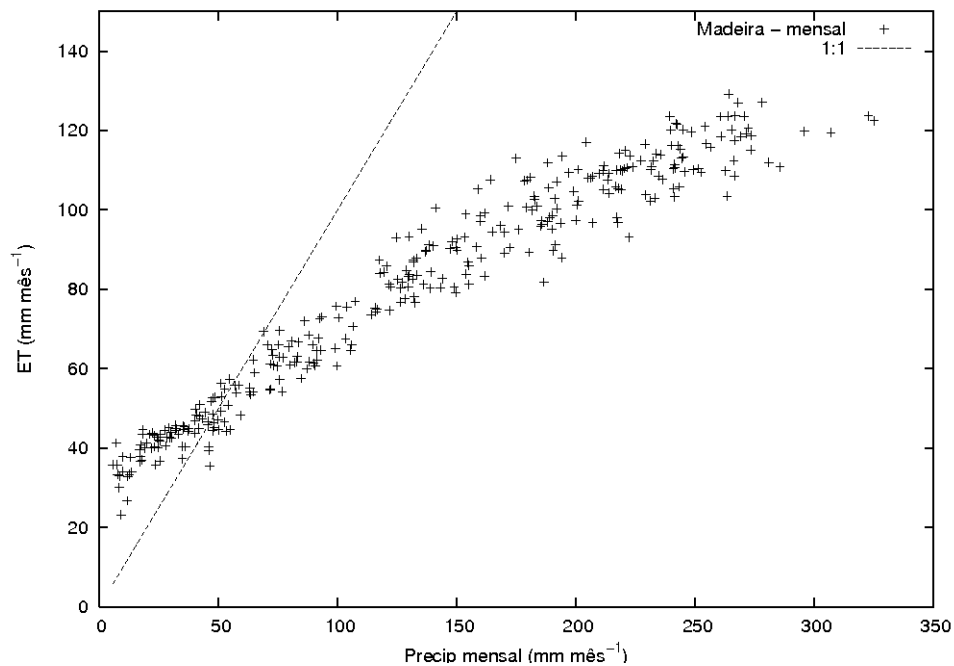


Figura 42. Precipitação e ET mensal para o Madeira (média da bacia), de 1979 a 2006. Linha tracejada representa relação 1:1. Meses com precipitação abaixo de 70 mm apresentaram ET superior a precipitação indicando utilização da água armazenada no solo. Meses com precipitação acima de 200 mm tiveram ET próxima da potencial, 4 mm dia^{-1}

O padrão cíclico da umidade do solo também é observado nesta bacia, sendo mais pronunciado nas camadas mais profundas (Figura 43). Nota-se que a umidade da terceira camada só começa a aumentar a partir de 200 mm mês^{-1} de precipitação, enquanto que a variação da umidade na primeira camada segue diretamente a precipitação.

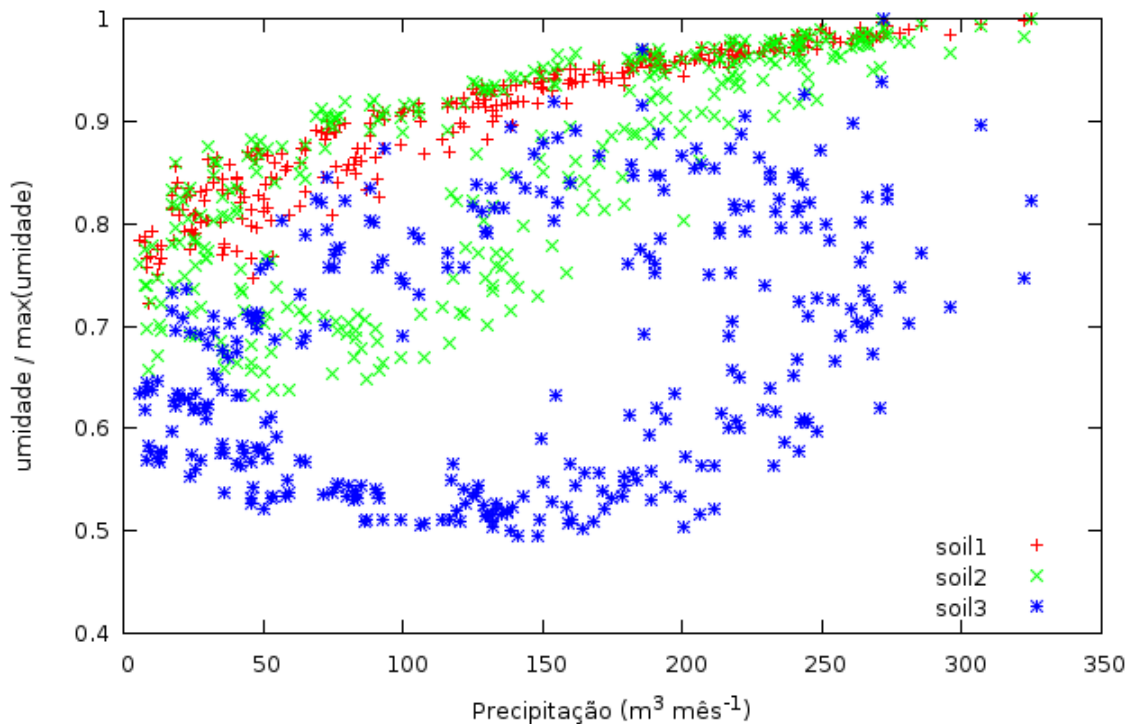


Figura 43. Variação da umidade do solo com a precipitação mensal. Camadas 2 e 3 apresentam comportamento cíclico, em que o aumento da umidade só ocorre após significativo aumento das chuvas. Isto ocorre porque, mesmo após redução das chuvas, ainda existe retirada de água, tanto pela vegetação quanto pelo escoamento de base

Na segunda camada de solo, a qual está mais relacionada à ET, observa-se que as diferenças na umidade do solo dentro de uma mesma faixa de precipitação diminuem quando a precipitação mensal atinge aproximadamente 150 mm, ponto este em que a ET média da bacia é de 90 mm mês^{-1} ($3,0 \text{ mm dia}^{-1}$). Ou seja, nesta simulação, somente após a vegetação atingir uma taxa mais elevada de ET é que a umidade do solo volta aos níveis observados no final do período das chuvas (Figura 44). Medidas observacionais da umidade do solo na Reserva Jaru (lat 10°S) e em um sítio amostral próximo à Santarém (lat 3°S , lon $54,6^{\circ}\text{O}$), demonstraram que a umidade do solo em profundidades inferiores a 1 metro é imprescindível para manter a evapotranspiração da floresta na época seca (BRUNO et al., 2006; NEGRÓN JUÁREZ et al., 2007) e que a umidade do solo nestas camadas na época seca depende da precipitação que ocorreu na época chuvosa anterior (NEGRÓN JUÁREZ et al., 2007). Isso pode significar que uma seqüência de anos com precipitação mais baixa seria suficiente para ocasionar a depleção da umidade do solo, uma vez que a recarga das camadas mais profundas ficaria comprometida. Tal constatação foi observada por Bruno et al. (2006), que após um ano de forte seca, identificaram um pequeno declínio na umidade do solo na época chuvosa nos anos subsequentes, na

região de Santarém. Dependendo da intensidade e duração das épocas secas, a umidade do solo nas camadas mais profundas pode ser reduzida a tal ponto que sua recarga completa pode levar alguns anos (BRUNO et al., 2006).

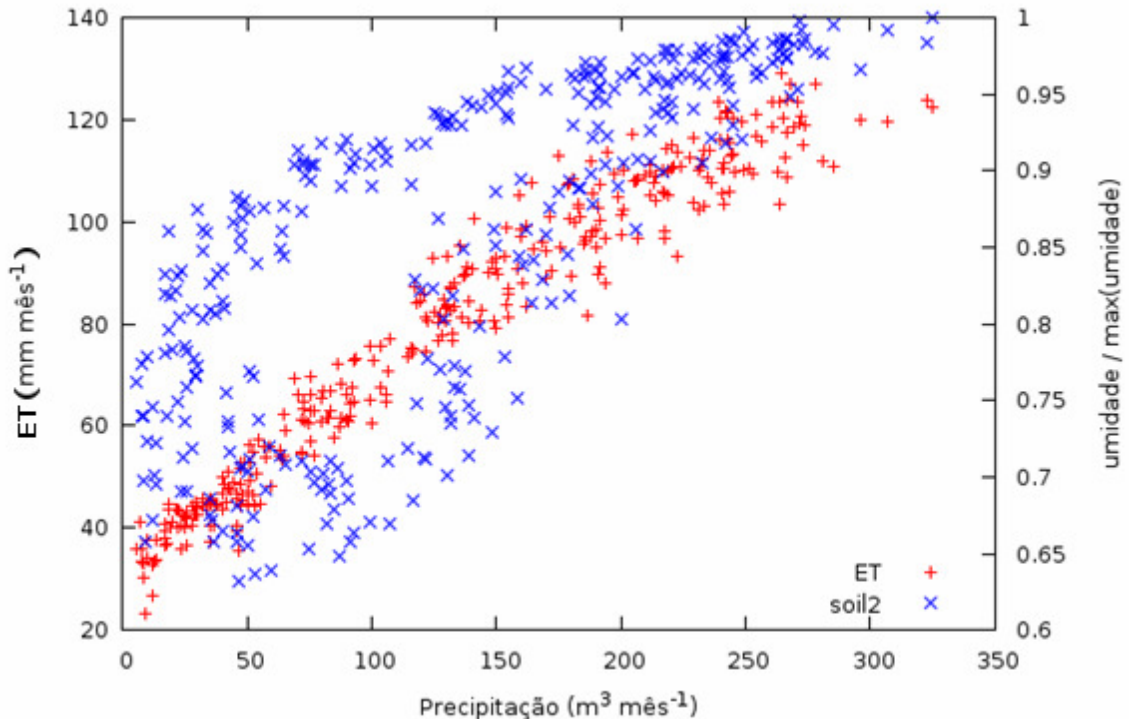


Figura 44. ET e umidade da segunda camada de solo em relação a precipitação mensal. Padrão cíclico da umidade do solo se reduz quando precipitação mensal é capaz de manter ET mais elevada

3.3. Considerações sobre a ET: bacias de drenagem dos rios Madeira, Purus, Juruá e Negro

A ET mensal média simulada para as bacias dos rios Madeira (80 mm mês^{-1}) e Negro (86 mm mês^{-1}) foi ligeiramente inferior aos valores encontrados na literatura. Na bacia dos rios Juruá e Purus, a ET mensal média simulada ficou dentro da faixa de valores comumente encontrada em outros estudos (Tabela 5). Diversos trabalhos, clássicos e recentes, utilizando metodologias diferentes e medidas em locais distintos, relatam uma ET média entre $3 \text{ e } 5 \text{ mm dia}^{-1}$ ($90 \text{ a } 150 \text{ mm mês}^{-1}$) (VILLA NOVA; SALATTI; MATSUI, 1976; LEOPOLDO et al., 1982; LEOPOLDO, FRANKEN E VILLA NOVA, 1995; WILLMOTT; ROWE; MINTZ, 1985; COSTA; FOLEY, 1999; WERTH; AVISSAR, 2004). Villa Nova, Salatti e Matsui (1976) aplicaram o método de Penman em dados de estações meteorológicas localizadas na bacia amazônica. Foi encontrada ET média de 4 mm dia^{-1} . Leopoldo et al. (1982) e Leopoldo, Franken e Villa Nova (1995), utilizando o método do balanço hídrico em

uma bacia hidrográfica instrumentada, em floresta de terra firme, chegaram a conclusão de que a ET da floresta é da ordem de $4,1 \text{ mm dia}^{-1}$. adaptado para condições de floresta. Costa e Folley (1999), trabalhando com dados de reanálise climática NCEP/NCAR, estimaram a ET entre $3,8$ e $4,3 \text{ mm dia}^{-1}$. Neste trabalho é apresentada uma tabela com a estimativa da ET amazônica efetuada por diversos outros autores, com valores sempre dentro da faixa de 3 a 5 mm dia^{-1} .

A relação ET/PPT nas bacias, simulada pelo modelo VIC (Tabela 5), esta próxima ao valor obtido pela reanálise NCEP/NCAR, de aproximadamente 60% (COSTA; FOLLEY, 1999).

As ETs mensais máximas, nas quatro bacias, ocorreram nos meses de dezembro a abril. A máxima simulada para bacia do rio Madeira foi obtida em janeiro de 1984. As máximas para as bacias dos rios Purus (142 mm mês^{-1}) e Juruá (153 mm mês^{-1}) foram observadas março de 1997 e janeiro de 1983, respectivamente. Para a bacia do Negro, a ET mensal máxima (113 mm mês^{-1}) ocorreu em abril de 1983.

A ET mensal mínima, simulada na bacia do Negro (46 mm mês^{-1}), ocorreu em novembro de 2004. As ETs mensais mínimas simuladas nas bacias dos rios Madeira, Purus e Juruá foram observadas entre junho e setembro, durante os meses com menor precipitação. A mínima das bacias dos rios Purus (37 mm mês^{-1}) e Juruá (47 mm mês^{-1}) ocorreram em julho e setembro de 2005, respectivamente. Neste ano foi observada uma seca muito intensa na região Amazônica, considerada uma das maiores dos últimos 100 anos (MARENGO et al., 2008). Este evento afetou principalmente a região sudeste e oeste da Amazônia, local das bacias dos rios Purus e Juruá, sem atingir a porção central e leste da Amazônia, o que difere dos eventos de seca relacionados ao El Niño (MARENGO et al., 2008).

Na Tabela 5 são listadas duas simulações distintas para a bacia do rio Madeira. A primeira (solo 3m) se refere à simulação em que a profundidade total das camadas de solo é de 3 metros. Apesar de apresentar valores muito baixos de ET mensal mínima, esta simulação foi a que se obteve o melhor ajuste entre as descargas simuladas e observadas. Os dados apresentados no item 3.2.6, sobre a simulação hidrológica da bacia do rio Madeira, são referentes à calibração do modelo com 3 metros de profundidade de solo. A segunda simulação apresentada na Tabela 5 (solo 7m) foi efetuada aumentando-se a profundidade total das camadas de solo até 7 metros. Apesar de não ter sido efetuada uma calibração detalhada na segunda

simulação, esta mostrou que a baixa ET mensal mínima, encontrada na primeira simulação, era devido à pequena profundidade do solo.

Tabela 5. Evapotranspiração mínima, média, mediana e máxima mensal para as bacias simuladas e a relação ET / Precipitação, utilizando os valores medianos para cada bacia.

Bacia	Evapotranspiração (mm mês ⁻¹)				ET / PPT (mediana)
	mínima	média	mediana	máxima	
Madeira (solo 3m)	23,14	80,00	83,22	129,15	0,64
Madeira (solo 7m)	60,86	97,20	96,20	139,26	0,72
Purus	37,72	89,53	95,03	142,00	0,58
Juruá	47,13	119,27	120,22	152,59	0,72
Negro	45,92	85,80	86,92	113,52	0,48

A ET mensal mínima simulada na bacia rio do Madeira (simulação solo 3m) é muito baixa (23 mm mês⁻¹ em agosto de 1988, inferior a 1 mm dia⁻¹). A partir de dados de reanálise climática, Marengo (2005) mostrou que a ET média da bacia amazônica inteira oscila entre 4 a 5 mm dia⁻¹ durante o ano. Já na porção sul da bacia, onde se encontra a bacia do rio Madeira, a ET variou de 5 mm dia⁻¹ (meses de dezembro e janeiro) a um pouco menos que 3 mm dia⁻¹. Comparando diferentes modelos e métodos para a estimativa da ET na bacia amazônica, Werth e Avissar (2004) não encontraram nenhum resultado onde a ET mensal fosse inferior a 1 mm mês⁻¹. Rollenbeck e Anhuf (2007) encontraram ET média de 4 mm dia⁻¹ na floresta tropical amazônica da Venezuela, com ET mensal raramente inferior a 1,7 mm dia⁻¹ (50 mm mês⁻¹). Portanto, a ET mensal muito baixa obtida para a bacia do rio Madeira é um forte indicativo de que a simulação da evapotranspiração não está correta, apesar do ajuste das descargas ter sido adequado. A baixa ET encontrada está relacionada à pequena profundidade do solo utilizada nesta simulação. Foram efetuadas simulações com uma maior profundidade das camadas de solo. Estas visavam corrigir dois problemas: 1) a baixa ET mensal simulada e 2) a partição da ET em seus diferentes componentes (interceptação e transpiração). O aumento na profundidade dos solos resultou em um aumento da ET mensal mínima, de 23 mm mês⁻¹ para 61 mm mês⁻¹, com pequena alteração na ET mediana e máxima (Tabela 5). No entanto, o aumento na profundidade do solo não foi efetivo para sanar problemas na partição da ET em seus componentes, o qual será discutido mais adiante.

A relação entre a ET e a precipitação nas bacias de drenagem mostrou uma clara limitação da evapotranspiração pelas chuvas nas bacias do Purus e Madeira (Figuras 32 e 42). Werth e Avissar (2004), comparando diferentes métodos para estimar a ET na bacia Amazônica, concluíram que, dependendo da formulação e das características do modelo utilizado, a ET máxima pode ocorrer juntamente com o período chuvoso ou não. Modelos baseados no balanço hídrico, com ET sendo limitada pela água disponível no solo, ou modelos que superestimam o controle da vegetação sobre a ET, tendem a encontrar ET máxima durante o período chuvoso (WERTH; AVISSAR, 2004). Por outro lado, métodos baseados no saldo de radiação, ou que ignorem o controle fisiológico sobre a ET, relatam valores máximos durante o período de menores chuvas, quando há maior radiação disponível devido à baixa cobertura de nuvens (WERTH; AVISSAR, 2004). O modelo VIC, quando rodado com passo de tempo diário, simplifica o balanço de energia, além de estimar o saldo de radiação a partir da variação da temperatura diária. Estas duas simplificações, aliadas ao fato de terem sido utilizadas camadas de solo pouco profundas, fizeram com que a ET simulada fosse limitada pela água disponível, a qual é reduzida durante o período mais seco, quando se tem maior quantidade de radiação disponível.

Diferentemente dos resultados encontrados neste estudo, diversos trabalhos observacionais ou baseados em dados de sensoriamento remoto, vêm mostrando que a ET na Amazônia é influenciada pela disponibilidade de energia (da ROCHA et al., 2004; SOUZA FILHO et al., 2005; NEGRÓN JUÁREZ et al., 2007). Portanto, a ET é maior durante a época com menor pluviosidade, quando a menor cobertura de nuvens aumenta a energia disponível. Apesar desta ser uma época mais seca, a floresta é capaz de utilizar a água armazenada nas camadas mais profundas do solo (NEPSTAD et al., 1994; ALVES; FISCH; VENDRAME, 1999; da ROCHA et al., 2004; BRUNO et al., 2006).

Utilizando medidas de *eddy covariance* em uma área de floresta tropical no leste da Amazônia (lat 3°S, lon 54,6°O), da Rocha et al. (2004) constataram que a evapotranspiração da floresta na época seca é superior à época chuvosa (3,96 mm dia⁻¹ vs. 3,18 mm dia⁻¹). Na reserva florestal de Caxiuanã, no estado do Pará (lat 1,7°S, lon 51,5°O), Souza Filho et al. (2005), observaram uma ET de 2,9 mm dia⁻¹ durante o período chuvoso (precipitação de 300 mm mês⁻¹) e ET de 4,3 mm dia⁻¹ durante o período de seca (precipitação de 50 mm mês⁻¹). Neste mesmo estudo, os

autores calcularam o fator de desacoplamento (Ω) de Jarvis & McNaughton, que indica se a ET é mais sensível ao saldo de radiação ($\Omega = 1$) ou ao controle efetivo da vegetação ($\Omega = 0$) (SOUZA FILHO et al., 2005). Durante o período da manhã, o fator de desacoplamento observado varia entre 0,7 e 0,9, indicando grande controle da ET pelo saldo de radiação. No período da tarde, este valor diminui para o 0,50, indicando um aumento do controle da vegetação (SOUZA FILHO et al., 2005). No entanto, este valor ainda indica um controle, mesmo que menor, do saldo de radiação sobre a ET. Estes resultados reforçam a hipótese que a ET da floresta Amazônica é limitada pela radiação.

Huete et al. (2006) e Saleska et al. (2007), utilizando imagens do sensor remoto *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) juntamente com medidas de *eddy covariance*, mostraram que a floresta Amazônica fica “mais verde” (*greening*) durante a época seca. Neste período ocorre o crescimento de novas folhas na vegetação nativa (floresta tropical úmida), enquanto as áreas perturbadas (pastagens) secam. Esta observação explica as medidas de aumento da fotossíntese da floresta durante esta época (HUETE et al., 2006) e está relacionada com as observações do aumento da ET.

Para as áreas desflorestadas (culturas e pastagens), a metodologia por sensoriamento remoto indicou uma diminuição da vegetação verde, o que resultaria em redução da fotossíntese (HUETE et al., 2006) e, conseqüentemente, da ET. Tal comportamento decorre do sistema radicular menos profundo das culturas e pastagens, o que implicaria em uma limitação da ET por água disponível. Todas as constatações feitas por Huete et al. (2006) foram efetuadas estudando a seca ocorrida no ano de 2005, considerada uma das mais intensas dos últimos 100 anos (MARENGO et al., 2008). Tem-se então que, apesar da seca muito severa, a floresta tropical respondeu com aumento na emissão de novas folhas e aumento na fotossíntese enquanto que áreas antropizadas (pastagens e culturas agrícolas) secaram.

Também utilizando dados de torres de *eddy covariance*, Hasler e Avissar (2007) mostraram que, para localidades próximas ao equador (latitudes 2° a 3° S), a ET está correlacionada com o saldo de radiação (R_n), sendo mais elevada na época seca. À medida que nos distanciamos do Equador, a correlação entre ET e R_n no período seco diminui, como na região do Jaru (latitude 10°S) onde não foi observada diferença entre a ET na época seca e chuvosa (Figura 45). A diminuição da

correlação entre ET e Rn no período seco na região mais ao sul esta provavelmente associada ao estresse hídrico da vegetação (HASLER; AVISSAR, 2007).

Fisher et al. (2008) também mostram que outros fatores podem determinar se a ET da floresta tropical será limitada por estresse hídrico ou pelo saldo de radiação. Os autores estudaram as diferenças na demanda atmosférica e na quantidade de água disponível no solo em dois sítios amostrais; Manaus onde ET foi limitada durante a estiagem e Caxiuanã, onde não houve limitação da ET. Não foram encontradas diferenças na demanda atmosférica entre os dois sítios, porém o solo de Caxiuanã apresentou disponibilidade de água 2 a 3 vezes maior que Manaus. Conclui-se então que a diferença na ET da época seca foi devida à maior disponibilidade de água em Caxiuanã (FISHER et al., 2008). Portanto, tem-se que outros fatores, além da localização geográfica mostrada por Hasler e Avisar (2007), podem influenciar na variação espacial da ET e seus limitantes.

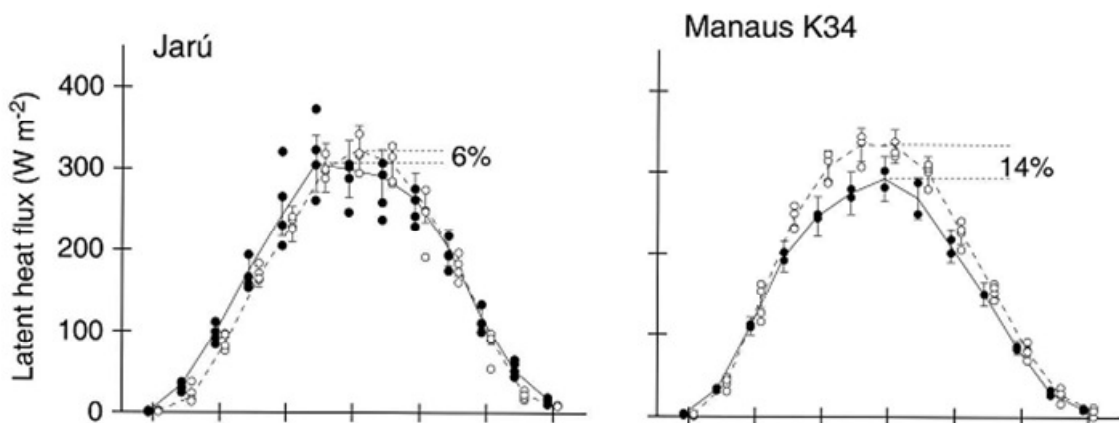


Figura 45. Fluxo de calor latente diário (ET) nas torres Jarú (lat. 10S) e Manaus (lat. 2,5S) para os períodos seco (círculos abertos) e chuvoso (círculos fechados). ET do período seco é superior (Manaus K43) ou próxima a do período chuvoso. FONTE: Hasler e Avissar (2007).

Analisando dados de *eddy covariance* de 10 torres na região amazônica, Negrón Juárez et al. (2007) constataram que nas partes leste e central da Amazônia, as ETs no período seco são superiores às do período chuvoso (Figura 46). Nas regiões mais ao sul, a ET do período seco pode ser igual ou inferior à observada no período chuvoso. Para a torre da Reserva Biológica Jarú (10°S), assim como Hassler e Avissar (2007), Negrón Juárez et al. (2007) também não observaram diferenças entre a ET média do período seco e chuvoso. O único local que apresentou redução significativa na ET no período de seca foi Sinop (MT), o ponto mais ao sul dentro do

conjunto estudado (latitude 11,4°S) e único em que a precipitação no período seco foi nula (NEGRON JUAREZ et al., 2007). Enquanto a ET em Sinop no período das chuvas foi de aproximadamente 4 mm dia⁻¹, a ET no período seco foi de 2,5 mm dia⁻¹ (Tabela 6).

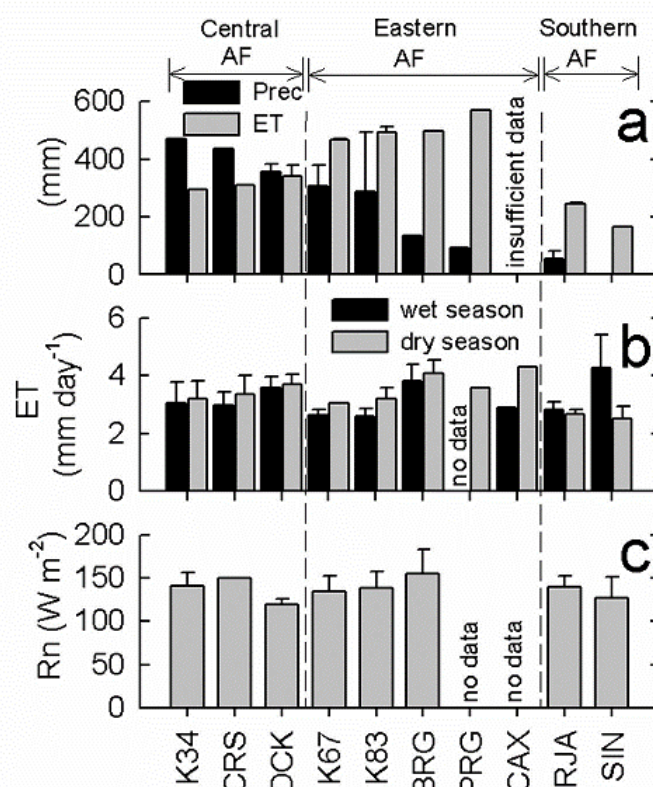


Figura 46. a) Precipitação e ET durante o período seco; b) ET média diária para os períodos chuvosos e secos; e c) saldo de radiação médio durante período seco em diferentes torres localizadas na floresta Amazônica. (FONTE: Negrón Juárez et al., 2007)

Tabela 6. ET nos períodos seco e chuvoso para diferentes torres do projeto LBA, localizadas na Amazônia.

Sites	Dry season ET (mm day ⁻¹)	Wet season ET (mm day ⁻¹)	Annual ET (mm day ⁻¹)
CAX	2.9 ^a	4.3 ^b	No data
BRG	4.1 ± 0.4	3.8 ± 0.6	3.9 ± 0.5
CRS	3.4 ± 0.7	2.9 ± 0.5	3.1 ± 0.5
K34	3.2 ± 0.6	3.0 ± 0.7	3.1 ± 0.7
DCK	3.7 ± 0.3	3.6 ± 0.4	3.6 ± 0.4
K67	3.0 ± 0.3	2.7 ± 0.2	2.8 ± 0.1
K83	3.2 ± 0.4	2.6 ± 0.3	2.9 ± 0.4
PRG	3.6	No data	No data
RJA	2.7 ± 0.2	2.9 ± 0.3	2.8 ± 0.3
SIN	2.5 ± 0.4 ^c	4.3 ± 0.9 ^c	2.8 ± 0.3

^a 29-day period in the dry season.

^b 39-day period in the wet season.

^c Months belonging to the transition season were not considered.

FONTE: Negrón Juárez et al. (2007)

Também utilizando dados meteorológicos de dois sítios experimentais, um na Reserva Biológica Jarú e outro em uma área de pastagem nas proximidades, Alves, Fisch e Vendrame (1999) mostraram que em ambos locais, a ET foi maior na época seca. Para a Reserva Biológica Jarú, a ET do período seco foi de $4,5 \text{ mm dia}^{-1}$, enquanto que no período chuvoso, o valor foi de $3,6 \text{ mm dia}^{-1}$. Para a área de pastagens, a ET na época seca foi de $3,4 \text{ mm dia}^{-1}$ e $2,7 \text{ mm dia}^{-1}$ na estação chuvosa. Esta aparente contradição com os dados encontrados por Hassler e Avisar (2007) e Negrón Juárez et al. (2007), que mostram a ET da Reserva Biológica Jarú como sendo semelhante nos períodos de seca e chuva, é explicada ao analisarmos os fatores que causaram a maior ET na época seca. Durante o período estudado por Alves, Fisch e Vendrame (1999), não foram observadas diferenças no saldo de radiação entre o período seco e chuvoso para o sítio da floresta, enquanto que na pastagem, o saldo de radiação foi maior na época chuvosa. No entanto, os autores constataram menor velocidade do vento na época chuvosa em ambos os sítios, o que resultou em maior resistência aerodinâmica e menor evapotranspiração. Portanto, as diferenças entre as ET da época seca e chuvosa foram atribuídas às diferenças na velocidade do vento e não às variações na disponibilidade de energia (ALVES; FISCH; VENDRAME, 1999).

Todos estes trabalhos mostram que a ET da floresta Amazônica não é limitada pela precipitação. Apenas na região mais ao sul da bacia são observadas reduções na ET durante o período seco. Já os resultados obtidos pelo modelo VIC não estão de acordo com os dados observacionais, pois indicam uma ligeira redução na ET média da bacia do rio Negro e uma forte redução na bacia do rio Madeira durante o período seco.

Analisando os resultados obtidos neste estudo sobre ET simulada pelo modelo VIC, constatou-se um problema na forma como esta é estimada. O modelo hidrológico calcula a evaporação da água interceptada pelo dossel, a transpiração da vegetação e a evaporação do solo de forma separada. Avaliando cada um dos componentes da ET, foi constatado que a evaporação da água interceptada pelo dossel da floresta respondia por grande parte da ET total.

Para corrigir estes erros, inicialmente aumentou-se a profundidade das raízes da vegetação, uma vez que desta forma haveria mais umidade do solo disponível para a transpiração no período seco e, conseqüentemente, a ET deste período seria igual

ou superior à simulada para a época chuvosa. Apesar do aumento da profundidade dos solos para a bacia do rio Madeira ter elevado a ET mensal mínima simulada de 23 mm mês^{-1} para 61 mm mês^{-1} , em ambas as bacias os sucessivos aumentos na profundidade do solo não resultaram em grandes alterações na partição da evapotranspiração. Para a bacia do rio Madeira, a evaporação do dossel dominou a ET da bacia tanto na simulação utilizando solos com 3 metros de profundidade quanto na simulação com profundidade de 7,3 metros. Para a bacia do rio Negro, o aumento da profundidade do solo de 3,0 para 5,7 m, também não teve o efeito esperado. Mesmo com a maior profundidade do solo, a ET da bacia foi dominada pela evaporação da água interceptada pelo dossel e, a transpiração da vegetação, no período chuvoso, se manteve muito baixa (inferior a 1 mm dia^{-1}).

Na bacia do rio Madeira, na simulação utilizando solos com 7 metros de profundidade, 62% da ET estimada pelo modelo VIC era proveniente da evaporação da água interceptada pelo dossel. Esta quantia corresponde a 46% da precipitação. Para a bacia do rio Negro, 86% da ET estimada era proveniente da interceptação. Tais valores são muito elevados, principalmente quando consideramos que trabalhos observacionais apontam perdas por interceptação da ordem de 20 a 25% da ET ou 9 a 13 % da PPT (SHUTTLEWORTH, 1987; UBARANA, 1996). Constatou-se também que, durante a época chuvosa, em ambas as bacias, a transpiração da vegetação era muito reduzida, chegando a menos de 30 mm mês^{-1} (menos de 1 mm dia^{-1}) na bacia do Madeira e a 20 mm mês^{-1} na bacia do Negro. Portanto, a ET simulada pelo modelo hidrológico VIC é dominada pela evaporação da água interceptada pelo dossel (Figura 47).

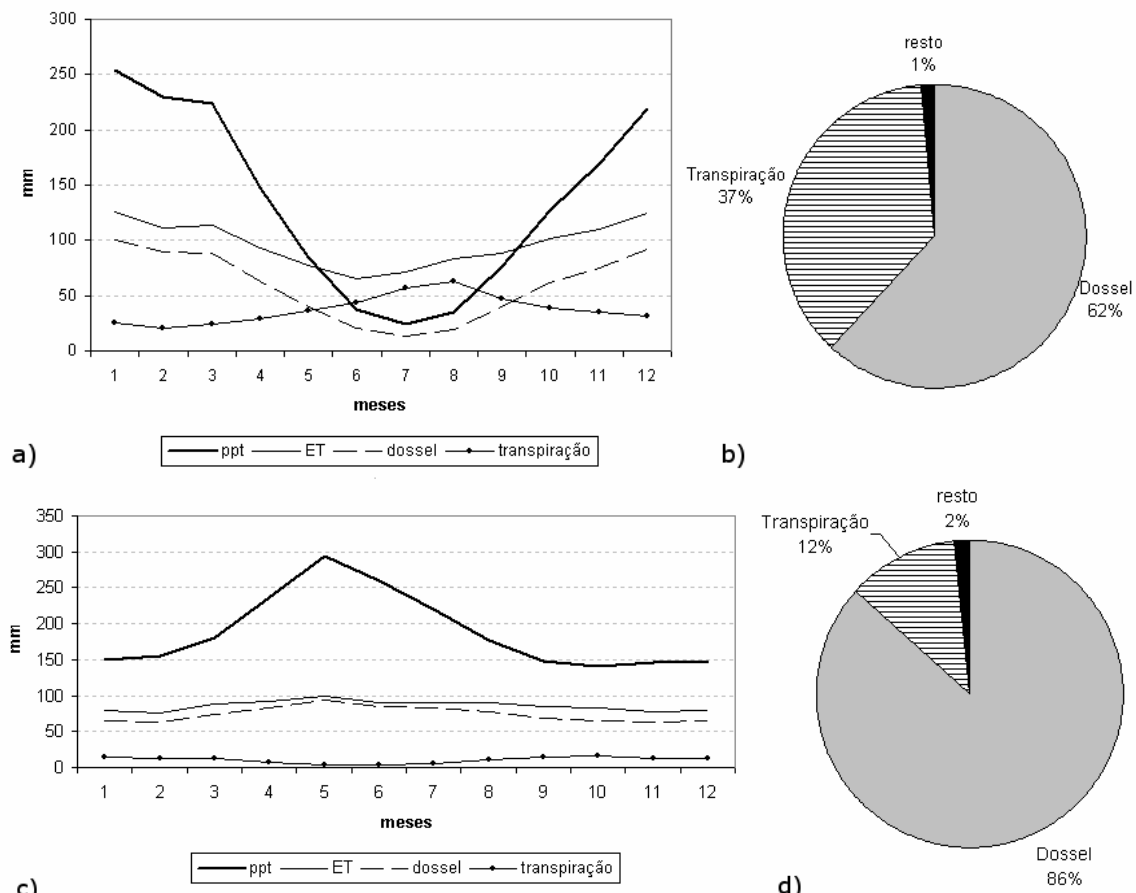


Figura 47. Médias mensais de precipitação (ppt), evapotranspiração (ET), as componentes evaporação do dossel e transpiração da vegetação e a proporção destas componentes na ET total das bacias do Madeira (a, b) e Negro (c, d)

Uma análise mais detalhada de como a ET é estimada no modelo VIC mostrou a provável origem do problema. Inicialmente, o modelo calcula a demanda atmosférica para, em seguida, distribuí-la entre três fontes distintas: 1) evaporação da água armazenada no dossel, 2) transpiração da vegetação e 3) evaporação da umidade do solo. Como a evaporação da água armazenada no dossel é a que apresenta a menor resistência (água livre), o modelo “evapora” toda a água interceptada e reduz este total da demanda atmosférica. A demanda restante é suprida pelas outras fontes: transpiração e evaporação do solo.

Originalmente, o modelo foi formulado para trabalhar com passo de tempo horário. Porém, ao utilizar passos diários, a precipitação passou a ser tratada como se fosse igualmente distribuída ao longo do dia. Em locais com baixa precipitação, esta divisão não implica em grandes problemas, uma vez que a quantidade de água interceptada é baixa. Contudo, em regiões com elevada precipitação como a Amazônica, esta forma de tratar a precipitação faz com que o volume de água interceptado pelo dossel se mantenha sempre elevado. Ou seja, à medida que a

água armazenada no dossel é removida pela evaporação, a precipitação se encarrega de recarregar o reservatório, mantendo-o sempre cheio. Com isso, toda a demanda atmosférica é suprida pela evaporação da água do dossel, principalmente no período chuvoso, resultando em ausência de demanda atmosférica para a transpiração da vegetação.

Para contornar o problema foi incluído no modelo um limitante à evaporação proveniente do dossel. Considerou-se que grande parte das precipitações na região Amazônica ocorre na forma de pancadas isoladas e não como eventos de longa duração. Desta forma, o preenchimento do armazenamento de água pelo dossel ocorre somente uma vez ao dia. Na prática, o modelo foi alterado de forma a limitar a evaporação da água do dossel. Para cada cobertura vegetal, o modelo VIC define uma quantidade de água que pode ser interceptada, em função do índice de área foliar (IAF). A modificação no modelo limitou a evaporação diária proveniente do dossel à apenas uma vez o volume máximo que pode ser interceptado pela vegetação. Assim, o restante da demanda atmosférica deve ser, necessariamente, suprido pela transpiração da vegetação ou evaporação da umidade do solo. Pela formulação original, o armazenamento do dossel poderia ser evaporado e preenchido várias vezes ao dia, fazendo com que a demanda atmosférica fosse suprida pela evaporação da água interceptada, sem que ocorresse transpiração pela vegetação.

Esta modificação foi testada apenas na bacia do rio Madeira e mostrou-se eficaz, limitando a evaporação do dossel e aumentando a transpiração da vegetação. No entanto, uma nova calibração do modelo se mostrou necessária. A espessura do solo foi elevada para 7,3 metros (0,3 + 3,0 + 4,0), com raízes até 7 m de profundidade. Foi também preciso reduzir a resistência estomática mínima da floresta (R_{min}) de 170 s m^{-1} para 115 s m^{-1} para que a descarga simulada fosse próxima aos valores observados. Os coeficientes de ajuste da vazão, obtidos na etapa de calibração foram bons: $R_{Nash} = 0,814$; $R_{log} = 0,813$ e $\Delta V = 0,025$ (Figura 48).

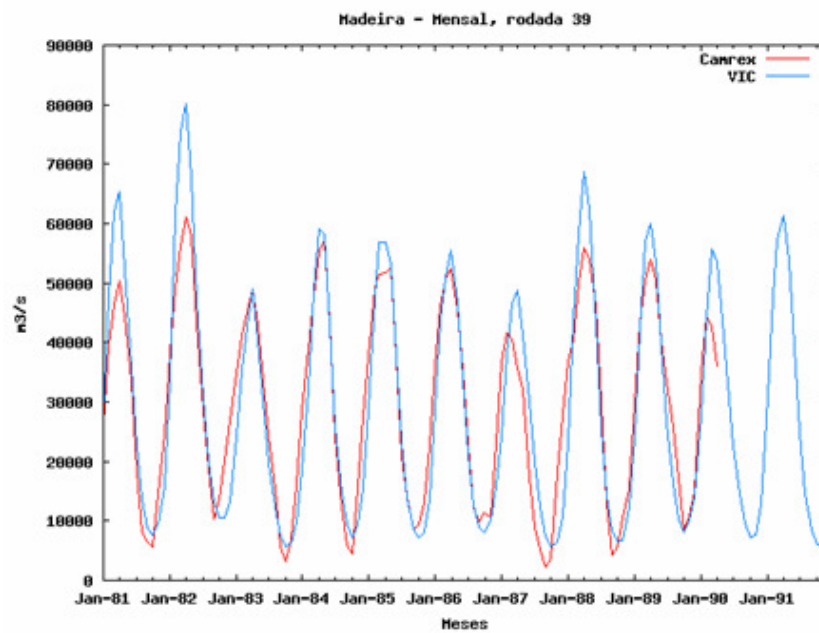


Figura 48. Descarga mensal modelada (VIC, linha azul) e observada (Camrex, linha observada) para a bacia do Madeira de 1981 a 1990 (Período de calibração), utilizando modelo com limitação da evaporação de água do dossel. Coeficientes de ajuste se mostraram muito bons: RNash (0,814), Rlog (0,813) e ΔV (-0,025)

A descarga simulada também mostrou bom ajuste no período de verificação, de março de 1996 a dezembro de 2006 (Figura 49), com RNash = 0,80, Rlog = 0,69 e ΔV = -0,09.

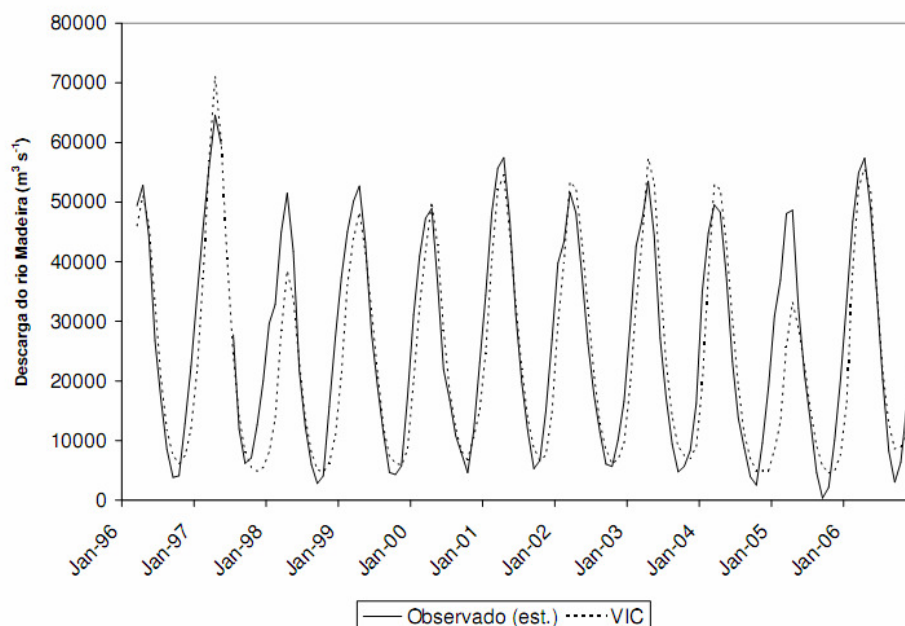


Figura 49. Descarga mensal modelada (VIC, linha tracejada) e observada (Camrex, linha cheia) para a bacia do Madeira de 1996 a 2006 (período de verificação), utilizando modelo com limitação da evaporação de água do dossel. Coeficientes de ajuste se mostraram bons: RNash (0,80), Rlog (0,69) e ΔV (-0,09)

A ET mensal média simulada pelo modelo modificado foi inferior à estimada pela formulação original, com 7 metros de profundidade de solo ($78,27 \text{ mm mês}^{-1}$ contra 97 mm mês^{-1}). Esta ET média de 78 mm mês ($2,8 \text{ mm dia}^{-1}$) é ligeiramente inferior às medidas e estimativas da ET realizadas por outros trabalhos. Ou seja, apesar da redução nos valores de resistência estomática mínima, para que a descarga simulada na bacia do rio Madeira se equiparasse aos dados observados, a estimativa da ET parece estar subestimada. Houve ligeira redução na ET mensal mínima simulada ($57,8 \text{ mm mês}^{-1}$ ante 61 mm mês^{-1}) e uma maior redução da ET mensal máxima ($97,0 \text{ mm mês}^{-1}$ contra 139 mm mês^{-1}). Apesar dos valores de ET simulados estarem um pouco abaixo das outras estimativas na literatura, a modificação no modelo fez com que a contribuição da evaporação do dossel e da transpiração da vegetação na ET total também foi alterada. Na nova formulação, 70% da ET é proveniente da transpiração da vegetação (Figura 50). Esta alteração também resultou na redução do total de água precipitada que é interceptada pelo dossel e evaporada. Originalmente, a relação evaporação do dossel / precipitação era de 46% e foi reduzida para 17% na bacia do rio Madeira.

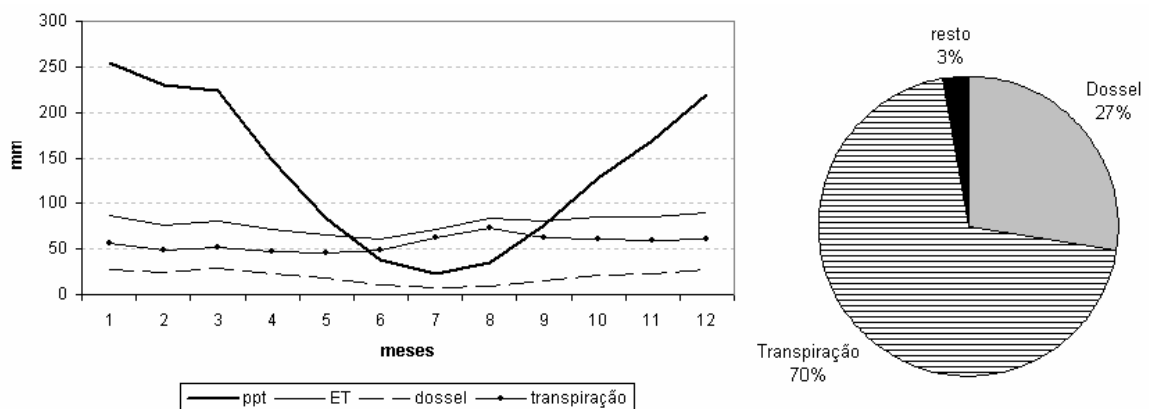


Figura 50. Médias mensais de precipitação (ppt), evapotranspiração (ET), componentes evaporação do dossel e transpiração da vegetação (esquerda) e a proporção destas componentes na ET total (direita) para a bacia do Madeira, simulada com o modelo VIC alterado.

A modificação do modelo também resultou em uma menor correlação entre a ET mensal simulada para a bacia do Madeira e a precipitação. A simulação com a formulação original apresentou correlação muito significativa entre a precipitação e evapotranspiração mensais ($r^2 = 0,89$ e teste-f = 82,0). Para a nova formulação, a correlação entre PPT e ET mensais reduziu significativamente ($r^2 = 0,3$ e teste-f = 4,3). Contudo, em ambas formulações, as épocas em que foram simuladas as ETs máximas e mínimas continuaram sendo as mesmas, dezembro e junho,

respectivamente. Isto implica que, apesar da alteração no modelo ter reduzido a grande participação da interceptação do dossel e aumentado a contribuição da transpiração na evapotranspiração, ainda pode ser observada relação entre a precipitação e a ET. A diminuição da correlação foi devido à redução da variação mensal da ET (Figura 51), e não ao aumento desta nas épocas com menor pluviosidade e maior disponibilidade de energia. Por se tratar da ET média de uma área extensa (bacia do rio Madeira), esta pode apresentar variações espaciais dos fatores limitantes da evapotranspiração. Com isso, não seria possível obter sinal claro de limitação por energia ou déficit hídrico em área tão extensa e heterogênea.

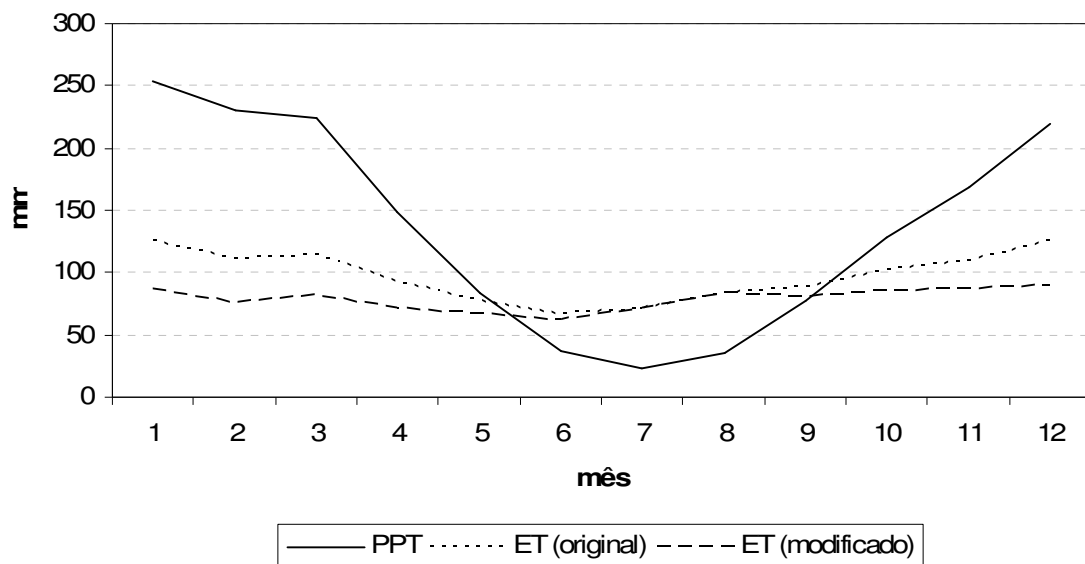


Figura 51. Precipitação (PPT) e evapotranspiração (ET) mensal média (1981 a 2006), simuladas pelo modelo VIC para a bacia do rio Madeira. A ET calculada pela formulação original apresenta maior variação mensal, em fase com a precipitação. A modificação no modelo reduziu a variação mensal da ET e, conseqüentemente, a correlação desta com a precipitação. Porém, as ETs máximas e mínimas mensais continuam em fase com a precipitação.

Os problemas relativos à interceptação da precipitação e a predominância da evaporação do dossel na ET foram relatados aos desenvolvedores do modelo hidrológico. Uma nova versão do modelo VIC (v. 4.1.1) foi lançada recentemente, e inclui alterações na forma como a evaporação do dossel é calculada quando o modelo é utilizado com passo de tempo diário. Outras melhorias nesta nova versão incluem a simulação de lagos e áreas inundadas, ausentes na versão 4.0.5. Espera-se que estas alterações no modelo corrijam os problemas aqui relatados quanto à interceptação da precipitação. No entanto, não foi possível testar a adequabilidade da nova versão às condições amazônicas.

4. Conclusões

Os bancos de dados de precipitação com passo de tempo diário para a bacia Amazônica apresentam problemas quanto ao total de chuvas na região do Andes. Isso compromete a simulação hidrológica da bacia Amazônica como um todo, possibilitando a simulação apenas das bacias com pequena ou nenhuma área de contribuição andina, caso do Madeira, Purus, Juruá e Negro. A utilização de dados de precipitação advindos de sensores remotos (ex. *TRMM – Tropical Rainfall Measuring Mission*) pode possibilitar a simulação da bacia como um todo, no entanto, estes dados não possuem a mesma cobertura temporal dos dados provenientes de estações meteorológicas. Os dados do programa TRMM, por exemplo, estão disponíveis a partir de 1995.

É preciso verificar se os algoritmos do modelo MTCLIM, utilizados pelo modelo VIC para estimar a radiação solar incidente a partir da amplitude térmica diária, são adequados ao clima tropical úmido da Amazônia, levando em consideração os efeitos dos aerossóis oriundos das queimadas.

O modelo VIC-nL apresentou problemas ao particionar a evapotranspiração em evaporação do dossel e transpiração. Isso se deve ao modo como o modelo trata a distribuição da precipitação ao longo do dia. Em regiões com elevada precipitação e evaporação diárias, o modelo mantém o armazenamento de água do dossel da floresta sempre elevado e em constante evaporação. Desta forma, toda a energia disponível para a evapotranspiração é utilizada na evaporação de água livre no dossel, reduzindo a transpiração pela vegetação. Esta forma de funcionamento faz com que a ET das bacias simuladas apresentem clara limitação por disponibilidade de água, contrastando com diversos trabalhos observacionais.

Testes efetuados para a bacia do Madeira mostraram que, ao limitar a quantidade de água que pode ser evaporada do dossel da vegetação em um dia, o modelo foi forçado a “transbordar” o reservatório de água do dossel. Esta mudança fez com que houvesse energia disponível para a transpiração da vegetação, aumentando a participação da transpiração na evapotranspiração da floresta. A modificação também resultou em uma menor variação mensal da ET, o que reduziu a correlação entre a precipitação e a evapotranspiração.

Apesar dos problemas encontrados na ET, as descargas das bacias foram simuladas corretamente. Isso mostra que, se por um lado o modelo é capaz de

representar a vazão dos rios, devemos estar atentos para outras variáveis simuladas pois erros internos no modelo podem se compensar, gerando um resultado final satisfatório porém de forma errada.

As alterações efetuadas no modelo foram testadas apenas na bacia do Madeira. Mais testes devem ser conduzidos para determinar a necessidade destas modificações para outras bacias. O modelo VIC-nL é amplamente utilizado por diversos grupos de pesquisa e, quaisquer alterações no seu funcionamento, principalmente as que impliquem na recalibração, devem ser estudadas em detalhe para que não resultem em problemas nas suas diversas aplicações. Uma nova versão do modelo (v. 4.1.1) incluiu alterações na estimativa da evaporação do dossel quando este é utilizado com passo de tempo diário, porém, não foi possível avaliar tais modificações para as condições amazônicas.

REFERÊNCIAS

- ABBOTT, M. B.; BATHURST, J. C.; CUNGE, J. A.; O'CONNELL, P. E.; RASMUSSEN, J. An introduction to the European Hydrological System-Système Hydrologique Européen, SHE. II: Structure of a physically-based, distributed modelling system. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 87, n. 1-2, p. 61-77, 1986.
- ABDULLA, F. A.; LETTENMAIER, D. P.; WOOD, E. F.; SMITH, J. A. Application of a macroscale hydrologic model to estimate the water balance of the Arkansas-Red River Basin. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 101, n. d3, p. 1449-7459, 1996.
- ALMEIDA, A. C.; LANDSBERG, J. J. Evaluating methods of estimating global radiation and vapor pressure deficit using a dense network of automatic weather stations in coastal Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 118, n. 3-4, p. 237-250, 2003. doi: 10.1016/S0168-1923(03)00122-9.
- ALVES, F.; FISCH, G.; VENDRAME, I. Modificações do microclima e regime hidrológico devido ao desmatamento na Amazônia: estudo de um caso em Rondônia (RO), Brasil. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 29, n. 3, 1999.
- ANA - AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. Região Hidrográfica Amazônica. Disponível em: <http://www.ana.gov.br/mapainicial/pgMapaA.asp>, Acesso em: 14 Julho 2009.
- ARTAXO, P. Mudanças Climáticas - Mudanças climáticas globais: cenários para o planeta e a Amazônia. **Mudanças climáticas globais: cenários para o planeta e a Amazônia**, 2008 10. Disponível em: <http://www.mudancasclimaticas.andi.org.br/content/mudancas-climaticas-globais-cenarios-para-o-planeta-e-amazonia>, Acesso em: 8 Julho 2009.
- BALLESTER, M. V. R.; VICTORIA, D. C.; KRUSCHE, A. V.; ET AL. A remote sensing/GIS-based physical template to understand the biogeochemistry of the Ji-Parana river basin (Western Amazonia). **Remote Sensing of Environment**, Amsterdam, v. 87, n. 4, p. 429-445, 2003.
- BATJES, N. H. A world dataset of derived soil properties by FAO-UNESCO soil unit for global modelling. **Soil Use and Management**, Hoboken, v. 13, n. 1, p. 9-16, 1997.
- BEVEN, K. J. **Distributed hydrological modelling: Applications of the TOPMODEL concept**. Chichester, UK: John Wiley & Sons Ltd, 1997.
- BIGGS, T. W.; DUNNE, T.; MURAOKA, T. Transport of water, solutes and nutrients from a pasture hillslope, southwestern Brazilian Amazon. **Hydrological Processes**, Hoboken, v. 20, n. 12, p. 2527-2547, 2006.

BOSCH, J.; HEWLETT, J. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 55, n. 1-4, p. 3-23, 1982. doi: 10.1016/0022-1694(82)90117-2.

BRASIL. **Projeto RadamBrasil**. Rio de Janeiro: Departamento de Produção Mineral, 1973-1984. (Levantamento de Recursos Naturais, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 22, 23, 26).

BRUIJNZEEL, L. A. Predicting the hydrological impacts of land cover transformation in the humid tropics: the need for integrated research. In: **Amazonian Deforestation and Climate**. p.Cap. 2, 15 - 55. Chichester: John Wiley & Sons Ltd (Import), 1996.

BRUNO, R. D.; ROCHA, H. R. D.; FREITAS, H. C. D.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D. Soil moisture dynamics in an eastern Amazonian tropical forest. **Hydrological Processes**, Hoboken, v. 20, n. 12, p. 2477-2489, 2006. doi: 10.1002/hyp.6211.

CHAVES, J.; NEILL, C.; GERMER, S.; ET AL. Land management impacts on runoff sources in small Amazon watersheds. **Hydrological Processes**, Hoboken, v. 22, n. 12, p. 1766-1775, 2008.

CHERKAUER, K. A.; LETTENMAIER, D. P. Hydrologic effects of frozen soils in the upper Mississippi River basin. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 104, n. d16, p. 19559-19610, 1999.

COE, M. T.; COSTA, M. H.; SOARES-FILHO, B. S. The influence of historical and potential future deforestation on the stream flow of the Amazon River—Land surface processes and atmospheric feedbacks. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 369, n. 1-2, p. 165–174, 2009.

COE, M. T. Modeling terrestrial hydrological systems at the continental scale: Testing the accuracy of an atmospheric GCM. **Journal of Climate**, Boston, v. 13, n. 4, p. 686-704, 2000.

COE, M. T.; COSTA, M. H.; BOTTA, A.; BIRKETT, C. Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 107, 2002. doi: 10.1029/2001JD000740

COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica de grandes bacias**. Tese (Doutorado em engenharia de recursos hídricos e saneamento ambiental), UFRGS, 2001, dez. Disponível em: <http://galileu.iph.ufrgs.br/collischonn/ClimaRH/teses/teseWalter.htm>, Acesso em: 19 junho 2008.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin. **Journal of Geophysical Research. D. Atmospheres**, Washington, v. 104, p. 14, 1999.

COSTA, M. H.; BOTTA, A.; CARDILLE, J. A. Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Southeastern Amazonia. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 283, n. 1-4, p. 206-217, 2003. doi: 10.1016/S0022-1694(03)00267-1.

CPTEC. El Niño e La Niña. Disponível em: <http://enos.cptec.inpe.br/>, Acesso em: 14 Julho 2009.

CUARTAS, L. A.; TOMASELLA, J.; NOBRE, A. D.; ET AL. Interception water-partitioning dynamics for a pristine rainforest in Central Amazonia: Marked differences between normal and dry years. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 145, n. 1-2, p. 69-83, 2007. doi: 10.1016/j.agrformet.2007.04.008.

DAWES, W.; HATTON, T. J. **TOPOG-IRM. 1. Model Description**, CSIRO Division of Water Resources. p.33. Tech Memo, CSIRO, 1993.

DE MORAES, J. M.; SCHULER, A. E.; DUNNE, T.; FIGUEIREDO, R. O.; VICTORIA, R. L. Water storage and runoff processes in plinthic soils under forest and pasture in Eastern Amazonia. **Hydrological Processes**, Hoboken, v. 20, n. 12, p. 2509–2526, 2006.

EMBRAPA, EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Mapa de solos do Brasil. . Escala 1:5.000.000, Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos, 1981.

EROS; USGS. GTOPO 30. Disponível em: http://eros.usgs.gov/#/Find_Data/Products_and_Data_Available/gtopo30_info, Acesso em: 19 Novembro 2009.

EVA, H. D.; BELWARD, A. S.; MIRANDA, E. E. D.; ET AL. A land cover map of South America. **Global Change Biology**, Hoboken, v. 10, n. 5, p. 731-744, 2004. doi: 10.1111/j.1529-8817.2003.00774.x.

FISHER, R.; WILLIAMS, M.; DELOURDESRUIVO, M.; DECOSTA, A.; MEIR, P. Evaluating climatic and soil water controls on evapotranspiration at two Amazonian rainforest sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 148, n. 6-7, p. 850-861, 2008. doi: 10.1016/j.agrformet.2007.12.001.

FLEISCHBEIN, K.; WILCKE, W.; VALAREZO, C.; ZECH, W.; KNOBLICH, K. Water budgets of three small catchments under montane forest in Ecuador: experimental and modelling approach. **Hydrological Processes**, Hoboken, v. 20, n. 12, p. 2491-2507, 2006. doi: 10.1002/hyp.6212.

GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. **Amazonian Deforestation and Climate**. John Wiley & Sons Ltd (Import), 1996.

HASLER, N.; AVISSAR, R. What Controls Evapotranspiration in the Amazon Basin? **Journal of Hydrometeorology**, Boston, v. 8, n. 3, p. 380-395, 2007. doi: 10.1175/JHM587.1.

HUETE, A. R.; DIDAN, K.; SHIMABUKURO, Y. E.; ET AL. Amazon rainforests green-up with sunlight in dry season. **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 33, 2006. Disponível em: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2006/2005GL025583.shtml>, Acesso em: 7 Julho 2009.

IPCC. **Climate Change 2007: Synthesis Report**, IPCC Fourth Assessment Report. p.104. IPCC, 2007. Disponível em: http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_ipcc_fourth_assessment_report_synthesis_report.htm, Acesso em: 13 Julho 2009.

KIMBALL, J. S.; RUNNING, S. W.; NEMANI, R. An improved method for estimating surface humidity from daily minimum temperature. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 85, n. 1-2, p. 87–98, 1997.

KRUSCHE, A. V.; BALLESTER, M. V.; VICTORIA, R. L.; ET AL. Efeitos das mudanças do uso da terra na biogeoquímica dos corpos d'água da bacia do rio Ji-Paraná, Rondônia. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 35, n. 2, p. 197–205, 2005.

KUCHARIK, C. J.; FOLEY, J. A.; DELIRE, C.; ET AL. Testing the Performance of a Dynamic Global Ecosystem Model: Water Balance, Carbon Balance, and Vegetation Structure. **Global Biogeochem. Cycles**, v. 14, n. 3, p. 795-825, 2000.

LEOPOLDO, P. R.; FRANKEN, W.; MATSUI, E.; SALATI, E. Estimativa da evapotranspiração de floresta amazônica de terra firme. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 12, n. 3, p. 23-28, 1982.

LEOPOLDO, P. R.; FRANKEN, W. K.; VILLA NOVA, N. A. Real evapotranspiration and transpiration through a tropical rain forest in central Amazonia as estimated by the water balance method. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 73, n. 1-3, p. 185-195, 1995.

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. d7, p. 14415-14428, 1994.

LIANG, X.; WOOD, E. F.; LETTENMAIER, D. P. Modeling ground heat flux in land surface parameterization schemes. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 104, n. d8, p. 9581-9600, 1999.

LINHARES, C. D. A. **Influência do desflorestamento na dinâmica da resposta hidrológica na Bacia do Rio Ji-Paraná/RO**. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto), INPE, São José dos Campos, 2005.

MARENGO, J. A. Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River Basin Water Budget. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 24, n. 1, p. 11-22, 2005. doi: 10.1007/s00382-004-0461-6.

MARENGO, J. A. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade-caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI**. p.214. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2007.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; ET AL. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**, Boston, v. 21, n. 3, p. 495-516, 2008.

MITCHELL, T. D.; JONES, P. D. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. **International Journal of Climatology**, Hoboken, v. 25, n. 6, p. 693-712, 2005. doi: 10.1002/joc.1181.

MORAES, J. L. **Conteúdos de carbono e nitrogênio e tipologia de horizontes nos solos da Bacia Amazônica**. Dissertação (Mestrado em Ciências), Centro de Energia Nuclear na Agricultura. Universidade de São Paulo, 1991.

MORAES, J. L.; CERRI, C. C.; MELILLO, J. M.; ET AL. Soil carbon stocks of the Brazilian Amazon basin. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 59, n. 1, p. 244, 1995.

NEGRÓN JUÁREZ, R. I.; HODNETT, M. G.; FU, R.; GOULDEN, M. L.; VON RANDOW, C. Control of Dry Season Evapotranspiration over the Amazonian Forest as Inferred from Observations at a Southern Amazon Forest Site. **Journal of Climate**, Boston, v. 20, n. 12, p. 2827-2839, 2007.

NEILL, C.; ELSENBEER, H.; KRUSCHE, A. V.; ET AL. Hydrological and biogeochemical processes in a changing Amazon: results from small watershed studies and the large-scale biosphere-atmosphere experiment. **Hydrological Processes**, Hoboken, v. 20, n. 12, p. 2467-2476, 2006.

NEILL, C.; DEEGAN, L. A.; THOMAS, S. M.; CERRI, C. C. Deforestation for pasture alters nitrogen and phosphorus in small Amazonian stream. **Ecological Applications**, Ithaca, v. 11, n. 6, p. 1817-1828, 2001. doi: 10.1890/1051-0761(2001)011[1817:DFPANA]2.0.CO;2.

NEPSTAD, D. C.; DE CARVALHO, C. R.; DAVIDSON, E. A.; ET AL. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. **Nature**, London, , n. 6507, 1994.

NEPSTAD, D. C.; MOUTINHO, P.; DIAS-FILHO, M. B.; ET AL. The effects of partial throughfall exclusion on canopy processes, aboveground production, and biogeochemistry of an Amazon forest. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 107, 2002. doi: 10.1029/2001JD000360

NEPSTAD, D. C.; TOHVER, I. M.; RAY, D.; MOUTINHO, P.; CARDINOT, G. Mortality of large trees and lianas following experimental drought in an Amazon forest. **Ecology**, Ithaca, v. 88, n. 9, p. 2259-2269, 2007. doi: 10.1890/06-1046.1.

NIJSSEN, B.; O'DONNELL, G.; HAMLET, A.; LETTENMAIER, D. Hydrologic Sensitivity of Global Rivers to Climate Change. **Climatic Change**, Amsterdam, v. 50, n. 1, p. 143-175, 2001b. doi: 10.1023/A:1010616428763.

NIJSSSEN, B.; O'DONNELL, G.; LETTENMAIER, D. P.; LOHMANN, D.; WOOD, E. F. Predicting the discharge of global rivers. **Journal of Climate**, Boston, v. 14, n. 15, p. 3307–3323, 2001a.

OLIVERA, F.; LEAR, M. S.; FAMIGLIETTI, J. S.; ASANTE, K. Extracting low-resolution river networks from high-resolution digital elevation models. **Water Resources Research**, Washington, v. 38, n. 11, p. 1-8, 2002.

RICE, A. H.; PYLE, E. H.; SALESKA, S. R.; ET AL. Carbon balance and vegetation dynamics in an old-growth Amazonian forest. **Ecological Applications**, Ithaca, v. 14, n. sp4, p. 55-71, 2004. doi: 10.1890/02-6006.

RICHEY, J. E.; MELACK, J. M.; AUFDENKAMPE, A. K.; BALLESTER, V. M.; HESS, L. L. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. **Nature**, London, v. 416, n. 6881, p. 617–620, 2002.

RICHEY, J. E.; BROCK, J. T.; NAIMAN, R. J.; WISSMAR, R. C.; STALLARD, R. F. Organic Carbon: Oxidation and Transport in the Amazon River. **Science**, Washington, v. 207, p. 1348-1351, 1980.

RICHEY, J. E.; HEDGES, J. I.; DEVOL, A. H.; ET AL. Biogeochemistry of Carbon in the Amazon River. **Limnology and Oceanography**, Canmore, v. 35, n. 2, p. 352-371, 1990.

RICHEY, J. E.; VICTORIA, R. L.; HEDGES, J.; ET AL. Pre-LBA Carbon in the Amazon River Experiment (CAMREX) Data. , 2008. Disponível em: <http://daac.ornl.gov>, Acesso em: 10 fevereiro 2006

DA ROCHA, H. R.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; ET AL. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. **Ecological Applications**, Ithaca, v. 14, n. sp4, p. 22-32, 2004. doi: 10.1890/02-6001.

ROLLENBECK, R.; ANHUF, D. Characteristics of the water and energy balance in an Amazonian lowland rainforest in Venezuela and the impact of the ENSO-cycle. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 337, n. 3-4, p. 377–390, 2007.

SALESKA, S. R.; DIDAN, K.; HUETE, A. R.; DA ROCHA, H. R. Amazon Forests Green-Up During 2005 Drought. **Science**, Washington, v. 318, n. 5850, p. 612, 2007. doi: 10.1126/science.1146663.

SANTHI, C.; SRINIVASAN, R.; ARNOLD, J. G.; WILLIAMS, J. R. A modeling approach to evaluate the impacts of water quality management plans implemented in a watershed in Texas. **Environmental Modelling and Software**, Amsterdam, v. 21, n. 8, p. 1141-1157, 2006.

SANTIAGO, A. V. **Simulações dos efeitos da cobertura vegetal no balanço hídrico da bacia do rio Ji-Paraná, RO**. Tese (Doutorado em Agronomia), Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz (ESALQ), 2005.

SHI, W.; HIGGINS, R. W.; YAROSH, E.; KOUSKY, V. E. **The Annual Cycle and variability of Precipitation in Brazil**, NCEP/Climate Prediction Center ATLAS n9. NOAA, 2000. Disponível em: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/research_papers/ncep_cpc_atlas/9/index.html, Acesso em: 7 Julho 2009.

SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R.; ET AL. Amazonian evaporation. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 2, n. 1, p. 179 - 191, 1987.

SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E.; SHI, W.; HIGGINS, R. W. An Improved Gridded Historical Daily Precipitation Analysis for Brazil. **Journal of Hydrometeorology**, Boston, v. 8, n. 4, p. 847-861, 2007.

SOLOMON, S.; PLATTNER, G.; KNUTTI, R.; FRIEDLINGSTEIN, P. Irreversible climate change due to carbon dioxide emissions. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, Washington, v. 106, n. 6, p. 1704-1709, 2009.

SOUZA FILHO, J. D. D. C.; RIBEIRO, A.; COSTA, M. H.; COHEN, J. C. P. Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta tropical no nordeste da amazônia. Control mechanisms of the seasonal variation of transpiration in a northeast amazonian tropical rainforest. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 35, p. 223-229, 2005.

THORNTON, P. E.; RUNNING, S. W. An improved algorithm for estimating incident daily solar radiation from measurements of temperature, humidity, and precipitation. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 93, n. 4, p. 211–228, 1999.

UBARANA, V. N. Observations and modelling of rainfall interception at two experimental sites in Amazonia. In: **Amazonian deforestation and climate**. Gash, JHC; Nobre, Carlos Alfonso; Robert, JM; Victoria, RL (eds.). p. Cap. 8, p 151-162. John Wiley & Sons Ltd, 1996.

UNEP/GRID. Gridded FAO/UNESCO Soil Units. . Digital raster data on a 2-minute Geographic (lat/long) grid, 1984. Disponível em: <http://www.ngdc.noaa.gov/maps/interactivemaps.html>, Acesso em: 10 Novembro 2009

USACE. **Water Resources Assessment of Ecuador**. US Army Corps of Engineers, 1998. Disponível em: <http://www.sam.usace.army.mil/en/wra/Ecuador/Ecuador.html>, Acesso em: 23 Novembro 2009.

VIEIRA, S.; DE CAMARGO, P. B.; SELHORST, D.; ET AL. Forest structure and carbon dynamics in Amazonian tropical rain forests. **Oecologia**, Berlin, v. 140, n. 3, p. 468-479, 2004. doi: 10.1007/s00442-004-1598-z.

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

WERTH, D.; AVISSAR, R. The Regional Evapotranspiration of the Amazon. **Journal of Hydrometeorology**, Boston, v. 5, n. 1, p. 100-109, 2004.

WIGMOSTA, M. S.; NIJSSEN, B.; STORCK, P.; LETTENMAIER, D. P. The distributed hydrology soil vegetation model. In: V. P. Singh D. K. Frevert (Eds.); **Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications**. p.7-42. Littleton, CO: Water Resource Publications, 2002.

WILLMOTT, C. J.; ROWE, C. M.; MINTZ, Y. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. **International Journal of Climatology**, Hoboken, v. 5, n. 6, p. 589-606, 1985. doi: 10.1002/joc.3370050602.