

ANÁLISE DE INFORMAÇÕES SATELITAIS E DADOS CONVENCIONAIS DA
REDE PLUVIO-FLUVIOMÉTRICA COMO CONTRIBUIÇÃO À MODELAGEM
HIDROLÓGICA NA REGIÃO AMAZÔNICA - ESTUDO DE CASO: BACIA DO
RIO GUAMÁ - PARÁ

Victor Hugo da Motta Paca

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS
PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE
FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS
NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM
ENGENHARIA CIVIL.

Aprovada por:

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

Prof. José Paulo de Azevedo Soares, Ph.D.

Prof. Julio Domingos Nunes Fortes, D.Sc.

Prof. Rosa Maria Formiga Johnsson, Docteur

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

MARÇO DE 2008

PACA, VICTOR HUGO DA MOTTA

Análise de informações satelitais e dados convencionais da rede pluvio-fluviométrica como contribuição a modelagem hidrológica na região Amazônica - Estudo de caso: bacia do Rio Guamá – Pará [Rio de Janeiro] 2008

XI, 121 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, M.Sc., Engenharia Civil, 2008)

Dissertação - Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE

1. Balanço hídrico de bacias hidrográficas
2. Consistência de dados pluviométricos e fluviométricos
3. Dados de chuva por satélite TRMM
4. Modelagem hidrológica

I. COPPE/UFRJ II Título (série)

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, meus familiares, ao Professor Otto, colegas da CPRM, da COPPE/UFRJ, e a todos que de alguma forma me ajudaram.

ACKNOWLEDGEMENT^{*}

The data used in this study were acquired as part of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). The algorithms were developed by the TRMM Science Team. The data were processed by the TRMM Science Data and Information System (TSDIS) and the TRMM Office; they are archived and distributed by the Goddard Distributed Active Archive Center. TRMM is an international project jointly sponsored by the Japan National Space Development Agency (NASDA) and the U.S. National Aeronautics and Space Administration (NASA) Office of Earth Sciences.

*

Este reconhecimento é solicitado pela NASA's Earth Science Enterprise (ESE) quando do uso de dados do TRMM

Resumo da Dissertação apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

ANÁLISE DE INFORMAÇÕES SATELITAIS E DADOS CONVENCIONAIS DA REDE PLUVIO-FLUVIOMÉTRICA COMO CONTRIBUIÇÃO A MODELAGEM HIDROLÓGICA NA REGIÃO AMAZÔNICA - ESTUDO DE CASO: BACIA DO RIO GUAMÁ - PARÁ

Victor Hugo da Motta Paca

Março/2008

Orientador: Otto Corrêa Rotunno Filho

Programa: Engenharia Civil

Apesar da relativa simplicidade, os processos de medição da precipitação, de cota e de vazão dos cursos de água podem ser afetados por erros que se acumulam ao longo das diversas etapas, que englobam as medições em campo, digitação dos dados e a acessibilidade aos usuários finais. Portanto, a análise de consistência possui importante papel no processo de obtenção e de avaliação de informações hidrológicas, e assim poder utilizá-las no balanço hídrico de bacias hidrográficas como subsídio à regionalização de vazões. Nesse contexto, o principal objetivo deste trabalho foi avaliar o balanço hídrico da sub-bacia 31, na estação fluviométrica de Bom Jardim, no Rio Guamá. Em particular, foi dado destaque, no cálculo do balanço, aos dados pluviométricos, procurando contrastar a rede convencional de pluviômetros com dados de sensoriamento remoto a partir do satélite TRMM/NASA. Essa análise comparativa entre dados de natureza pontual e diária com dados de natureza espacial disponíveis a cada três horas permitiu efetuar uma avaliação da sensibilidade dessas informações com respeito aos efeitos no balanço hídrico das bacias estudadas. Os resultados indicaram a confiabilidade dessa nova base de dados de chuva por satélite, e, em especial, mostraram a possibilidade do emprego desse tipo de informação em áreas extensas e de difícil acesso, como é o caso da Amazônia brasileira. Quanto ao balanço hídrico, pode-se visualizar o aperfeiçoamento tanto no tempo quanto no espaço, que levará ao desenvolvimento de modelos hidrológicos distribuídos, que assimilarão mais adequadamente a nova base de dados de satélite.

Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M. Sc.).

ANALYSIS OF SATELLITE INFORMATION AND CONVENTIONAL DATASET
FROM RAIN FLOW GAUGES NETWORK AS CONTRIBUTION FOR
HYDROLOGICAL MODELLING IN AMAZON REGION - CASE STUDY-
GUAMÁ RIVER WATERSHEDS – PARÁ

Victor Hugo da Motta Paca

March/2008

Advisor: Otto Corrêa Rotunno Filho

Department: Civil Engineering

Even though the relative simplicity, the processes of measurement of precipitation, level and river flows can be affected by errors that are subjected to accumulation along different stages, such as field measurements, digitation errors and the availability for the final users. Therefore, the consistency analysis plays an important role in the process of obtaining and evaluating hydrologic information, in such way to use them in the watershed water balance as subsidy to flow regionalization. Under this framework, the main objective of this work was to evaluate the water balance for 31 watershed. More specifically, the contrast between rainfall conventional dataset and rainfall remotely sensed through satellite TRMM / NASA was emphasized. This evaluation, which involved the comparison between point and daily rainfall with rainfall derived from a spatial dataset allowed to perform a study of sensitivity analysis of these information with regard to the effects in the water balance of the studied watersheds. The results indicated the reliability of this new rainfall satellite dataset, showing the possibility of using this information for large areas, including the ones of difficult access, such as the Amazon basin. With respect to the water balance, it is possible to envisage the potential improvement in time and in space, which is a driving force for the development of distributed hydrological models. These models can assimilate the new rainfall satellite database more appropriately.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	01
1.1 Considerações iniciais	01
1.2 Modelos chuva-vazão	03
1.3 Motivação do trabalho	03
1.4 Objetivo e escopo do trabalho	05
CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	09
2.1 Modelagem hidrológica	09
2.2 Modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão	12
2.3 Classificação dos modelos matemáticos	13
2.4 Usos da modelagem hidrológica	16
2.5 Calibração de um modelo hidrológico	18
2.6 Aspectos de calibração-validação aplicados modelos hidrológicos distribuídos com base física	20
2.7 Críticas e diretrizes para modelos hidrológicos distribuídos com base física	21
2.8 Análise de sensibilidade em modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão	22
2.9 Diretrizes da integração hidrológico-atmosférica	25
2.10 Sensoriamento remoto aplicado a hidrologia	29
2.10.1 Base de dados de chuva	33
2.10.1.1 Radar meteorológico	34
2.10.1.2 Satélite TRMM/NASA	36
2.10.2 Interpolação espacial	39
CAPÍTULO 3 – METODOLOGIA	42
3.1 Consistência de dados	42
3.2 Organização das informações	42
3.3 Diretrizes para a consistência de dados hidrológicos	44
3.3.1- Séries de precipitação	45
3.3.2 – Análise de dados pluviométricos	47
3.3.3 – Verificação da homogeneidade dos dados	48

3.3.4 - Séries de vazão	51
3.3.5 - Análise de dados fluviométricos – ajuste da curva-chave	52
3.4 Método do balanço hídrico sazonal - BHS	57
3.5 Descrição dos fundamentos teóricos do modelo SMAP	60
3.5.1 Os reservatórios	60
3.5.2 Translação da hidrógrafa de saída	64
CAPÍTULO 4 - DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	67
4.1 Localização e potamografia	67
4.2 Geologia	67
4.3 Geomorfologia	68
4.4 Vegetação	68
4.5 Climatologia	69
4.6 Rede hidrometeorológica	69
CAPÍTULO 5 - ANÁLISE DE DADOS PLUVIOMÉTRICOS E FLUVIOMÉTRICOS	80
CAPÍTULO 6 - RESULTADOS DO BHS E MODELAGEM HIDROLÓGICA	91
CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	101
7.1 Considerações finais	101
7.2 Conclusões	102
7.3 Recomendações	104
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	106
Anexo A - Avaliação do comportamento das informações de chuvas das estações pluviométricas e do satélite TRMM	115

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 - Espectro Eletromagnético	30
Figura 2.2 - Representação Esquemática da Aquisição de Dados Pelo Sensor de Microondas (TMI, Varredura Verde), Radiômetro (VIRS, Varredura Amarela) e Radar Meteorológico (PR, Varredura Vermelha) do Satélite TRMM.	36
Figura 2.3 - Fluxograma de dados para geração de estimativas do projeto TRMM	38
Figura 2.4 - Precipitação mensal de cada pixel TRMM sobre a área de drenagem da estação fluviométrica de Bom Jardim para o mês de janeiro de 2000.	41
Figura 3.1 - Polígonos de Thiessen – áreas de influência dos postos na bacia	47
Figura 3.2 - Verificação da homogeneidade dos dados – exemplo de curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto de Ourém – 00147016 – sub-bacia 31	50
Figura 3.3 - Determinação do início e do fim do período de análise de recessão	59
Figura 3.4 - Esquema do modelo SMAP	60
Figura 3.5 - Histograma de retardo de uma bacia	65
Figura 4.1 - Localização das estações hidrometeorológicas da sub-bacia 31	75
Figura 4.2 - Diagrama das estações fluviométricas e rios monitorados da sub-bacia 31	76
Figura 4.3 - Diagrama unifilar da drenagem fluvial da sub-bacia 31	77
Figura 4.4 - Área de drenagem e Polígonos de Thiessen da estação fluviométrica de Bom Jardim (31520000) e localização das estações plúvio-fluviométricas	78
Figura 4.5 - Hipsometria das áreas de drenagem das estações fluviométricas 31520000 e 3149000	79
Figura 5.1 - Curva chave estação de 31490000 – Vila Capoeira no Rio Guamá	80
Figura 5.2 - Curva chave em gráfico logaritmo estação de 31490000 – Vila Capoeira no Rio Guamá	81
Figura 5.3 - Curva chave estação de 31520000 – Bom Jardim no Rio Guamá	81
Figura 5.4 - Curva chave em gráfico logaritmo estação de 31520000 – Bom Jardim no Rio Guamá	82
Figura 5.5 - Perfil transversal de Bom Jardim	83

Figura 5.6 - Perfil transversal de Vila Capoeira	83
Figura 5.7 – Hidrograma de cotas brutas da estação fluviométrica de Vila Capoeira	84
Figura 5.8 – Hidrograma de cotas brutas da estação fluviométrica de Bom Jardim	84
Figura 5.9 - Comparação entre as precipitações médias acumuladas via pluviômetros e via TRMM na sub-bacia 31	85
Figura 5.10 - Comparação entre a precipitação diária observada no pluviômetro e pelo satélite TRMM no período de 2000 a 2005	86
Figura 5.11 - Comparação entre a precipitação diária observada no pluviômetro e do satélite TRMM no ano de 2005	87
Figura 5.12 - Comparação entre a precipitação mensal acumulada observada no pluviômetro e do satélite TRMM entre 2000 e 2005	88
Figura 5.13 - Comparação entre a precipitação anual acumulada observada no pluviômetro e pelo satélite TRMM entre 2000 e 2005	88
Figura 5.14 - Dados dos pluviômetros para um período chuvoso e para um período seco	89
Figura 5.15 – Contraste entre as informações espacializadas do satélite TRMM e dos pluviômetros	90
Figura 6.1 – Evapotranspiração obtida a partir do BHS	91
Figura 6.2 – Evapotranspiração BHS acumulada comparada à [P-Q] acumulada	92
Figura 6.3 – Estimativa de KSUP e KSUB através da análise das recessões	94
Figura 6.4 – Simulação das vazões para os dados iniciais	95
Figura 6.5 – Período de calibração de 2000 a 2002	96
Figura 6.6 – Período de validação de 2003 a 2005	96
Figura 6.7 – Análise de calibração e validação para a primeira hipótese	97
Figura 6.8 – Período de calibração de 2000 a 2001	97
Figura 6.9 – Período de validação de 2002 a 2005	98
Figura 6.10 – Análise de calibração e validação para a segunda hipótese	98
Figura 6.11 – Geração de vazões para Vila Capoeira com os parâmetros de Bom Jardim	99
Figura 6.12 – Geração de vazões para o satélite TRMM com os parâmetros de Bom Jardim	100

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1 - Relação entre os apoios e a estação analisada de Ourém	50
Tabela 4.1 - Monitoramento fluvio-pluviométrico da sub-bacia 31	70
Tabela 4.2 - Recomendação da OMM para redes pluviométricas mínimas	70
Tabela 4.3 - Recomendação da OMM para redes fluviométricas mínimas	70
Tabela 4.4 - Densidade da rede pluviométrica x recomendações OMM	71
Tabela 4.5 - Densidade da rede pluviométrica x recomendações OMM	71
Tabela 4.6 - Digrama com a disponibilidade de dados com a relação dos anos em operação e falhas das estações da sub-bacia 31	73
Tabela 4.7 - Situação atual das estações fluviométricas ativas e extintas da sub-bacia 31	74
Tabela 5.1 - Parâmetros revisados e atualizados das curvas-chave da sub-bacia 31	82
Tabela 6.1 - Parâmetros utilizados no modelo SMAP para Bom Jardim	94
Tabela 6.2 - Parâmetros utilizados no modelo SMAP para os dados satelitais	100

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 Considerações iniciais

A água, ao lado da energia solar, é um bem essencial para a vida e um componente fundamental para o desenvolvimento sustentável das Nações. O clima é um dos fatores importantes na distribuição geográfica dos tipos de vegetação e dos seres vivos em geral sobre os continentes. Por exemplo, a distribuição das florestas, dos cerrados e das caatingas no Brasil correlaciona-se com o total de precipitação e com a duração das estações secas.

O estoque de água no planeta Terra é de 1.385.984 mil km³, dos quais 97,5% são águas salgadas e apenas 2,5% são águas doces. Estas ocorrem sob a forma de neve permanente e geleiras (68,7%); de aquíferos subterrâneos (30,1%); de umidade do solo, pântanos, *permafrot* e na atmosfera (0,97%); e apenas 0,27% nos lagos e rios, e 0,003% na composição dos seres vivos.

A energia solar é essencial, também aqui, para manter em movimento o ciclo da água na Terra, denominado ciclo hidrológico, causando a evaporação da água dos oceanos, rios e lagos, e a transpiração das plantas e animais. O vapor gerado é transportado por correntes de convecção para a atmosfera, onde se condensa e se precipita sobre os continentes, mantendo a umidade do solo, essencial para as plantas, e abastecendo os rios, lagos, geleiras e lençóis freáticos, e os aquíferos do subsolo. Eventualmente, toda essa água, quando não é armazenada, evaporada ou transpirada, escoar para os oceanos por gravidade. Embora didaticamente a água seja estudada como um recurso natural renovável e infinito, os estudos técnicos e científicos não demonstram a inesgotabilidade deste recurso. A sociedade humana intervém de várias formas no ciclo hidrológico, substituindo a vegetação natural pela agricultura, desviando grandes quantidades de água para irrigação, construindo barragens nos rios, drenando áreas úmidas ou usando rios e lagos para diluir esgotos urbanos ou efluentes industriais, entre outras atividades. Com efeito, a humanidade utiliza hoje 26% da evapotranspiração terrestre total e 54% do escoamento superficial acessível no espaço e no tempo. O aumento do uso da evapotranspiração é limitado pelo fato da maior parte das terras adequadas para a agricultura não irrigada já estarem em produção. A construção de novas barragens poderia aumentar em 10% o acesso ao escoamento nos

próximos 30 anos, enquanto a população está projetada para aumentar 45% no mesmo período.

Além de representar um recurso essencial para a vida e a sociedade humana, a água também representa um denominador comum em qualquer análise e avaliação do meio ambiente e dos recursos naturais terrestres e aquáticos de uma região.

A unidade operativa fundamental para a implementação de estratégias para a gestão de recursos hídricos é a bacia, incluindo-se aí a sua delimitação superficial e seus limites subterrâneos. Como exemplos de estratégias de gestão de recursos hídricos que dependem fortemente da unidade bacia podemos citar: a operação ótima de reservatórios de usinas hidrelétricas, que passam a ter cada vez mais seu uso diversificado entre a geração de energia elétrica, abastecimento de água, e atenuação de cheias; o controle da demanda de água para seus diferentes usos (9.433/1997, chamada Lei das Águas) o controle do balanço de emissões de gases de efeito estufa e suas conseqüências relativas ao aquecimento global e possíveis mudanças climáticas.

No presente, em virtude do atual estágio de conhecimento, os hidrólogos não possuem a habilidade de realizar previsões das respostas das grandes bacias através de modelos. Dois pontos são determinantes para esta deficiência. Os modelos precisam ter sua concepção física baseada na escala da bacia e seus parâmetros devem poder ser estimados *a priori* sem a necessidade de calibração, ou seja, para bacias sem medição. Os debates anteriores nessa área concentraram-se nas vantagens e desvantagens em torno dos modelos físicos, distribuídos contra modelos conceituais concentrados. Esses debates não foram capazes de produzir avanços significativos em nossa capacidade de modelagem de grandes bacias e de bacias sem medição.

Em particular na região amazônica os problemas ambientais, relacionados às ações antrópicas provocam uma preocupação crescente com os recursos naturais da região, tanto em âmbito nacional como internacional, uma vez que qualquer impacto antrópico ao meio terrestre trará, conseqüências diretas ou indiretas aos recursos hídricos abundantes na região.

A presente dissertação enquadra-se no conjunto de pesquisas que procuram abordar parte da região Amazônica, tratando mais especificamente a região situada no estado do Pará, correspondente a bacia hidrográfica 31. Essa região carece de estudos de análise de consistência de dados hidrológicos e de balanço hídrico via modelagem hidrológica conceitual, enfoques que serão priorizados nesta dissertação. Adicionalmente, explorar-se o uso de dados de chuva obtidos via satélite, o que pode

constituir em uma alternativa promissora em áreas extensas e pouco monitoradas, como ainda é o caso da região Amazônica.

1.2 Modelos Chuva-Vazão

A necessidade do uso de modelos matemáticos para a obtenção de respostas, mais rápidas e precisas, nos problemas de projeto e operação de sistemas hidráulicos resultou em grande desenvolvimento nessa linha de pesquisa.

Os modelos conceituais do tipo chuva-vazão aparecem para suprir a carência de conhecimento acerca do comportamento físico de bacias hidrográficas. Esses modelos atuam com base no conceito de balanço hídrico, equilibrando, a cada unidade de tempo estipulada (diária ou mensal, em geral), as parcelas atuantes do ciclo hidrológico que representam ganhos e perdas de água no sistema. Em outras palavras, quantificadas a entrada de água no sistema, através da precipitação incidente sobre a bacia, e as perdas por evapotranspiração inerentes à bacia, o modelo deve ser capaz de estimar a saída de água da bacia, sob a forma de vazão na seção exutória.

Entre esses modelos tipo chuva-vazão, devem ser mencionados, em função das diversas aplicações realizadas, tanto em pequenas como em grandes bacias, sempre com resultados aceitáveis, o modelo Dawdy e O'Donnell (Dawdy e O'Donnell, 1965), o modelo de simulação de vazões e regulação de reservatórios (*streamflow simulation and reservoir regulation model* – SSARR), elaborado por Rockwood em 1958 (Tucci, 1998) e até hoje utilizado por FURNAS Centrais Elétricas (Oliveira, 2003), e o modelo de bacias de Stanford (*Stanford watershed model* – SWM), conforme Crawford e Linsley (1966).

1.3 Motivação do Trabalho

A abordagem estocástica relaciona causa e efeito do fenômeno hidrológico, sem explicitar suas componentes, como o solo, o escoamento superficial, o escoamento subterrâneo, evaporação, entre outros. Os modelos adotados no setor elétrico, por exemplo, definem, em geral, a previsão de vazões com base em análise estatística de séries temporais, como é o caso, por exemplo, dos modelos do tipo auto regressivo (AR) ou média móvel (MA), descritos em Kottegoda (1980).

Tais modelos buscam os ciclos ocorridos no passado para a previsão de regimes hidrológicos. Entretanto, atualmente o setor elétrico tem se voltado para a necessidade de entendimento dos processos físicos, de forma a homogeneizar os critérios de análise com a preocupação de preservar o tratamento isonômico entre os concessionários de geração de energia elétrica. É sabido, por exemplo, que problemas reais ocorrem na previsão de vazões do subsistema sul, onde o regime hidrológico é caracterizado por não apresentar sazonalidade marcante anual e por apresentar grande variabilidade mensal (ONS 2004).

Por outro lado, modelos determinísticos ou conceituais são tradicionalmente adotados pelas concessionárias de energia elétrica, como é o caso do modelo SMAP (*soil moisture accounting procedure*), apresentado originalmente por Lopes, Braga e Conejo (1981), e do modelo SSARR (Rockwood, 1958, descrito em Tucci, 1998), para estudos internos de previsão de vazões. Entretanto, para efeito de planejamento da operação, a cadeia de modelos do Centro de Pesquisas da Eletrobrás (CEPEL) é fundamentada nos modelos estocásticos.

A evolução na aplicação dos modelos determinísticos indica que esses modelos passam, cada vez mais, a não apenas trabalhar com a variável temporal, mas também explicitar e modelar a variabilidade de informações espaciais, adotando o sensoriamento remoto como tecnologia para viabilizar respostas aceitáveis para tal desafio.

Apesar da evolução na modelagem hidrológica apontar para pesquisas em torno de modelos distribuídos de base física, ainda hoje existe uma vertente que investe no estudo de modelos concentrados devido à sua aplicabilidade prática amplamente reconhecida e bem definida. Essa corrente apóia-se em algumas premissas como o fato de que avanços no entendimento do ciclo hidrológico na bacia hidrográfica devem ser feitos diretamente na escala da bacia. Emprega-se, na discussão, uma analogia com a área de medicina, onde um médico quando desenvolve o seu diagnóstico sobre um dado paciente, examina a pessoa como um todo e não as células que compõem essa pessoa em particular. Nesse sentido, o presente estudo adota essa última perspectiva, embora entenda que ambas as abordagens, seja de baixo para cima (*upward* ou *bottom-up*) como de cima para baixo (*downward* ou *top-down*), são complementares para o melhor entendimento dos processos físicos que ocorrem na bacia hidrográfica e para a extensão desse tipo de estudo em regionalização de vazões na perspectiva da década (2003-2013) proposta pela Associação Internacional de Ciências Hidrológicas (*International*

Association of Hydrological Sciences - IAHS) para estudo do predição de vazões em bacias pouco ou não monitoradas (PUB – *prediction on ungaged basins*).

1.4 Objetivo e Escopo do Trabalho

Os dados hidrológicos são medidos em locais definidos, seja por um ou mais pluviômetros numa bacia hidrográfica seja por um posto fluviométrico instalado numa seção de um rio. O primeiro tipo de instrumento observa a ocorrência da precipitação como uma amostra pontual de um processo espaço-temporal, enquanto o segundo permite avaliar a integração espacial do escoamento na bacia hidrográfica ao longo do tempo. Uma rede hidrológica desses postos dificilmente cobre todos os locais de interesse necessários ao gerenciamento dos recursos hídricos de uma região. Existem lacunas temporais e espaciais que necessitam ser preenchidas para posteriores estudos hidrológicos. A análise criteriosa da consistência de dados elimina substancialmente o risco na utilização incorreta dos dados hidrológicos em futuros projetos de uso dos recursos hídricos. Em particular, o conhecimento climatológico da Amazônia oriental brasileira tem muitas lacunas. Os postos de medidas são pouco numerosos, ocorrendo muitos problemas de observação e conservação dos postos.

Nesse sentido, o objetivo do presente trabalho é o estudo e avaliação dos dados hidrológicos via análises pluviométricas e fluviométricas conduzidas para a sub-bacia 31, com destaque para uma sub-bacia do rio Guamá (postos 31520000 e 31490000), que representa uma região de influência socioeconômica no estado do Pará, com desenvolvimento de diversas atividades (mineração, agroindústria, pecuária, industrial), sendo responsável por boa parte da carga tributária do estado.

No tocante à consistência fluviométrica, foram constatados os erros que são observados nas séries temporais de vazão, reavaliando-se curvas-chaves das estações com medição de descarga, adequando-as ao tipo equação exponencial para sua melhor utilização na região de estudo.

No caso da análise de consistência pluviométrica, foram avaliados dados dos pluviômetros, que produzem uma informação de natureza pontual. A distribuição espacial irregular dessas estações e as grandes distâncias entre a maioria delas não permite capturar a variabilidade espacial das chuvas. Por outro lado, investigou-se, conjuntamente com essa base convencional de dados, um novo conjunto de informações obtidos via satélite TRMM/NASA (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), que trata de

uma missão de medição das chuvas em região tropical, de natureza espacial, obtidos de intervalos temporais de três anos e resolução espacial de 25 km.

Realizado esse primeiro estudo de cunho mais geral que abrangeu o referencial de interesse e geográfico desta dissertação, optou-se, então, por conduzir um estudo mais aprofundado de balanço hídrico via modelagem hidrológica conceitual, de natureza determinística, na sub-bacia definida pelo posto 31520000, que abrange uma área de aproximadamente 5000 km². Foi efetuado o balanço hídrico sazonal (Dias e Kan, 1998), e empregado o modelo hidrológico concentrado SMAP para os estudos preliminares de simulação empreendidos neste trabalho, que permitem visualizar o potencial do emprego dessa ferramenta em estudos de extensão de séries de dados hidrológicas e especialmente de transferência de informações entre bacias e, de forma mais geral, na condução de estudos de regionalização de vazões. Em particular, são realizadas análises hidrológicas para o posto 31490000, que define uma sub-bacia na área abrangida pelo posto 31520000, investigando-se o potencial dessa alternativa de regionalização de vazões.

No Capítulo II, é apresentada uma revisão bibliográfica sobre o assunto, que procura estabelecer o referencial de importância e os fundamentos da pesquisa realizada, destacando o avanço da vertente determinística na modelagem hidrológica. Destaca-se, também, neste capítulo, a importância do reconhecimento dos significados físicos dos parâmetros dos modelos tipo chuva-vazão para uma adequada simulação hidrológica, com um detalhamento que envolve as principais etapas do processo. O procedimento inicia-se com a escolha do modelo, tem seqüência com a adequada consistência dos dados hidrometeorológicos e condução do balanço hídrico na bacia hidrográfica de interesse, passa pela etapa de calibração automática dos parâmetros, incluindo a definição da função objetivo, e chega à validação e aplicações propriamente ditas, realizando-se, assim, um breve histórico da evolução do conhecimento em cada uma das etapas e apresentando-se as dificuldades usualmente enfrentadas no processo como um todo.

O Capítulo III apresenta a metodologia empregada para a consecução do objetivo proposto, com destaque para a caracterização hidrológica da região, que abrangeu análise de consistência, preenchimento de falhas e balanço hídrico, visando a elaboração dos arquivos de entrada do modelo hidrológico. Também é apresentado, em maiores detalhes, o modelo utilizado no trabalho, o SMAP II (Lopes, Braga e Conejo, 1981; Dib, 1986), o qual trabalha com três reservatórios lineares conceituais

(superficial, solo e subsolo). A avaliação do desempenho desse modelo em uma bacia hidrográfica da região norte do país é um caminho exploratório sem registros disponíveis.

No Capítulo IV faz-se uma caracterização geral da região escolhida como estudo de caso, a bacia do rio Guamá, até a estação fluviométrica de Bom Jardim, código ANA - 31520000, afluente da Baía do Guajará. Nessa bacia, localiza-se o município de Ourém (PA), onde foi possível contar com um conjunto de medições suficientes para desenvolver e aplicar a metodologia proposta nesta pesquisa.

O Capítulo V investiga o comportamento de dados fluviométricos e pluviométricos para a área abrangida pela sub-bacia 31. Mais especificamente, examinou-se o comportamento da chuva e da vazão para a sub-bacia correspondente ao posto fluviométrico de Bom Jardim, cobrindo uma área de aproximadamente 5000 km². Em particular, enfatiza-se a análise comparativa que foi realizada entre os dados de chuva convencional e chuva de satélite obtidos via TRMM. Nessa avaliação, estudaram-se as séries de dados de 31 postos pluviométricos inseridos na sub-bacia 31, que englobam os 7 postos pluviométricos localizados na sub-bacia para a qual foi desenvolvido o trabalho de integração dos dados de chuva, vazão e evapotranspiração. Nesse sentido, o texto aborda apenas alguns exemplos dessa extensa análise realizada. Optou-se por adicionar o Anexo A, que descreve de forma sucinta o conteúdo da análise comparativa entre dados de pluviômetro e dados de satélite TRMM realizada nas escalas de tempo diária, mensal e anual, apresentada e ilustrada em mídia digital, via planilha eletrônica, juntamente com o presente documento.

O Capítulo VI traz os resultados da aplicação da metodologia ao caso em estudo, onde foi aplicado o balanço hídrico sazonal para obtenção da série de evapotranspiração para as áreas de drenagem das estações de Bom Jardim (31520000) e de Vila Capoeira (3149000). Adicionalmente, foram comparados os dados reais e simulados, tecendo-se as devidas considerações sobre os procedimentos de calibração e validação. Foi ainda analisada a sensibilidade do modelo SMAP frente ao emprego de séries temporais de chuva proveniente de pluviômetros e face ao uso de dados de satélite.

O Capítulo VII encerra a dissertação apresentando as conclusões e recomendações. Destaque especial é dado para o potencial do emprego de modelos concentrados do tipo chuva-vazão em estudos de regionalização de vazões.

Finalmente, apresentam-se as referências bibliográficas deste trabalho e o Anexo A. Esse anexo descreve sucintamente o trabalho de comparação entre dados de

pluviômetro e dados de satélite TRMM empreendido neste trabalho, cuja correspondente disponibilização pode cumprir um papel de grande utilidade técnica para usos gerais na engenharia.

CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Modelagem hidrológica

A água é uma das mais importantes e fundamentais substâncias no sistema terra-atmosfera. O entendimento das leis mais gerais que governam a distribuição de água no planeta é essencial para o seu uso racional e proteção. Mais especificamente, o estudo e modelagem dos processos físicos que compõem o ciclo hidrológico é parte fundamental da ciência hidrológica. Adicionalmente, pode-se compreender a bacia hidrográfica como a unidade onde são modelados os processos físicos ou como a unidade de gestão dos recursos hídricos sob a perspectiva do planejamento urbano e regional.

A hidrologia trabalha, principalmente, com o movimento, a distribuição e armazenamento da umidade. Partindo de uma perspectiva global, três sistemas estão envolvidos: sistema atmosférico, sistema terrestre e sistema oceânico. O domínio da hidrologia está confinado ao sistema terrestre, mas pode incluir aspectos dos sistemas atmosférico e oceânico, que diretamente afetam o movimento da umidade no sistema terrestre.

Por outro lado, a busca constante de um equilíbrio entre desenvolvimento e meio ambiente deve ser uma meta permanente a ser atingida pela sociedade. Uma bacia hidrográfica, apesar de suas variadas características topográficas, geológicas, climáticas e diversidade de sua utilização, representa um clássico exemplo de ecossistema, onde as relações entre o homem e a natureza merecem ser estudadas e entendidas.

Atualmente, não é mais aplicável a ação empírica e isolada na resolução e tomada de decisão acerca dos problemas que provocam direta ou indiretamente impactos, conflitos e depredações ao meio ambiente, sendo essencial o desenvolvimento de uma visão holística na identificação e abordagem das variáveis pertinentes a um estudo ambiental e, mais especificamente, sob a ótica do gerenciamento de recursos hídricos em uma bacia hidrográfica. A preservação da qualidade ambiental em uma bacia hidrográfica é altamente desejável, não só ao bem estar e segurança do homem como de todos os seres vivos que vivem em parceria naquela área.

O planejamento urbano e regional no contexto de bacias hidrográficas constitui um desafio, pois a ocupação não ordenada dessas áreas, principalmente em regiões metropolitanas, acarreta inúmeras alterações ambientais que, em última análise, afetam

milhares de habitantes. Dentre tais alterações, destaca-se a modificação do regime hídrico de microbacias e macrobacias, com conseqüente agravamento do problema de enchentes.

Uma das formas de estabelecer o planejamento urbano e regional de uma bacia hidrográfica é o conhecimento da ocupação do solo dessa área através de mapas de uso do solo. As técnicas tradicionais para elaboração desses mapas exigem detalhada coleta de dados, quase sempre onerosa pela logística necessária aos levantamentos de campo. Esses mapas ficam, muitas vezes, defasados no tempo, dada a forma intensa, rápida e desordenada de ocupação de uma bacia. Os avanços observados nas técnicas de análise de imagens digitais e na tecnologia de sua aquisição (sensores a bordo de plataformas orbitais) possibilitam a geração de mapas quase em tempo real e uma otimização dos levantamentos de campo. Dessa forma, uma imagem pode ser usada nos modelos de determinação e monitoramento da ocupação do solo.

Os modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão, por sua vez, procuram representar os fenômenos físicos em uma bacia hidrográfica com o objetivo de melhor entender o ciclo hidrológico e simular efeitos como os causados pelas inundações, mudança na cobertura do solo, desmatamento, poluição, erosão do meio natural, entre outros. O progresso nessa área tem sido atingido através do desenvolvimento e uso de duas grandes classes de modelos: concentrados e distribuídos. Contudo, muitos tópicos permanecem em aberto para discussão tais como a melhora nas fontes de dados, calibração, validação, parametrização e escalas de alimentação e operação desses modelos.

Nos últimos anos, grande esforço tem sido dedicado na melhor compreensão da fase terrestre do ciclo hidrológico através de trabalhos experimentais e modelagem matemática. Como Dooge (1986) diz, a maioria dos problemas que surgem na modelagem hidrológica de bacias hidrográficas não se enquadram no contexto da mecânica analítica ou da mecânica estatística. Na verdade, o estudo hidrológico de bacias hidrográficas situa-se na categoria de sistemas complexos com algum grau de organização.

Os processos hidrológicos podem ser analisados com base na hidráulica e na física do solo, mas o elevado grau de variabilidade espacial em bacias hidrográficas de diferentes tamanhos sugere problemas sérios na especificação de parâmetros. Beven (1989) preocupou-se com o tratamento do problema de excesso de parâmetros na modelagem hidrológica. Jakeman e Hornberger (1993) abordaram o problema da

parametrização em excesso através de um referencial estatístico definindo em que nível os dados de entrada limitam a complexidade de modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão. Larsen *et al.* (1994) estudaram o problema da similaridade de processos de escoamento superficial entre bacias, além do uso de parametrizações adimensionais para quantificá-los. Apesar de todo esse esforço, a definição dos parâmetros associados com processos físicos, tal como infiltração, utilizados em modelos hidrológicos, permanece um problema em aberto. Em função da grande variabilidade espacial de muitas das variáveis envolvidas como chuva, topografia, propriedades físicas do solo e vegetação, os hidrólogos usualmente recorrem a modelos genéricos do sistema hídrico sem referência à estrutura mais detalhada dos componentes dos processos físicos envolvidos. A natureza da operação do sistema é inferido a partir das observações de entrada e de saída, através de algum processo de ajuste do modelo.

Talvez a propriedade mais importante de um modelo matemático é o grau de representação dado às variações espaciais e temporais nos parâmetros de entrada e saída. Pode-se, então, diferenciar entre um modelo concentrado e um modelo distribuído. Enquanto, nos modelos concentrados, assume-se que os parâmetros e variáveis variam somente com o tempo, define-se modelos distribuídos como aqueles em que os parâmetros e variáveis variam tanto no espaço quanto no tempo.

No passado, seguindo Beven e O'Connell (1982), modelos concentrados de uma natureza física/semi-empírica têm se constituído no tipo mais comum. Esses modelos não tem necessariamente permitido aumentar a compreensão dos sistemas sob análise, nem os parâmetros desses modelos tem obrigatoriamente uma base física sólida. Contudo, esses modelos ainda têm um importante papel nas aplicações de engenharia.

Na última década do século XX, o foco foi alterado em direção ao desenvolvimento de modelos hidrológicos espacialmente distribuídos. Beven e O'Connell (1982) propuseram algumas áreas nas quais modelos distribuídos fisicamente embasados poderiam ser aplicados, tais como mudanças na bacia hidrográfica, entradas e saídas espacialmente variáveis, movimento de poluentes e sedimentação através da bacia e previsão da resposta hidrológica de bacias hidrográficas não monitoradas.

Na medida em que a evolução em modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão é notável, pareceu valioso abordar, no presente capítulo, algumas das discussões que têm sido apresentadas na literatura durante os últimos anos, relativas a esse tipo de modelo.

2.2 Modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão

Modelos de simulação hidrológica têm se tornado uma parte fundamental de quase todos os aspectos de hidrologia. Por exemplo, condições do tempo existentes e previsíveis são fornecidas aos modelos para estimar futuras vazões de enchente para operações de emergência, combate a inundações e regularização de reservatórios. Modelos são utilizados em estudos de planejamento para avaliar os benefícios e impactos de planos alternativos de uso da terra ou medidas de controle de enchentes. Em estudos de projetos, modelos são utilizados para ajudar no desenvolvimento de especificações para as estruturas de engenharia de forma a resolver problemas de controle de enchentes, navegação e abastecimento de água.

Devido à complexidade dos processos físicos que ocorrem na natureza, sugestões são feitas para simplificar a representação desses processos em um modelo hidrológico, de modo que se chegue tão próximo do comportamento da natureza quanto possível. Canedo (1989) mostrou, através de um exemplo, como simplificações adotadas em modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão podem gerar incertezas em termos de balanço de massa de água. Uma das razões é que dois ou mais processos que ocorrem simultaneamente na natureza são, muitas vezes, representados como ocorrendo seqüencialmente.

Aitken (1973) estudou 17 aplicações de modelos do tipo chuva-vazão, publicadas na literatura, notando que, em muitas delas, a vazão era superestimada ou subestimada em função da estrutura dos modelos utilizados. O'Donnell e Canedo (1980) apresentaram uma breve revisão a respeito das incertezas que ocorrem quando se modela uma bacia hidrográfica. Essas incertezas estão dadas a seguir:

Registro de dados

- erros na coleta de dados brutos,
- informações pontuais são tomadas como médias espaciais,
- informações contínuas são referenciadas por médias temporais,
- processos de estimação para variáveis não diretamente observadas (por exemplo evaporação).

Estrutura do modelo

- conhecimento imperfeito dos processos físicos que ocorrem na bacia,
- aproximações introduzidas na representação dos processos físicos,

- substituição de propriedades variáveis espacialmente na bacia por valores concentrados (por exemplo, capacidade de infiltração),
- tratamento de processos que ocorrem simultaneamente como se cada um desses processos ocorresse isoladamente,
- omissão de alguns processos que ocorrem, dado que não atendem o objetivo de uma certa modelagem.

Calibração do modelo

- escolha da função objetivo,
- tamanho da amostra a ser utilizada na fase de ajuste do modelo, variabilidade que pode afetar o processo de calibração em virtude do uso de diferentes amostras, critérios para declarar convergência dos parâmetros no processo de otimização, dificuldades na estimação adequada dos parâmetros.

Através da identificação, separação e quantificação das fontes de incerteza e seus efeitos no processo de modelagem, uma visão quantitativa mais apropriada da confiabilidade da modelagem de bacias hidrográficas emergirá.

2.3 Classificação dos modelos matemáticos

Segundo Clarke (1973), os modelos matemáticos podem ser divididos em quatro grupos principais: a) estocástico-conceitual; b) estocástico-empírico; c) determinístico-conceitual; d) determinístico-empírico.

De acordo com Chow (1964), se a chance de ocorrência das variáveis é levada em conta e o conceito de probabilidade é introduzido na formulação do modelo, o processo e modelo são ditos estocásticos. Por outro lado, se a chance de ocorrência das variáveis envolvidas no processo é ignorada, e o modelo segue uma lei definida que não a lei das probabilidades, o modelo e os processos são ditos determinísticos. Yevjevich (1974) discutiu as características determinísticas e estocásticas de variáveis hidrológicas.

A segunda parte da classificação, ou seja, a distinção entre modelos conceituais e empíricos, baseia-se no fato de se querer diferenciar modelos que utilizam equações que levam em consideração os processos físicos que ocorrem na natureza e modelos que fazem uso de equações empíricas que simulem esses mesmos processos. Esses modelos que fazem uso de relações empíricas são, muitas vezes, denominados, na literatura, como modelos do tipo caixa-preta. No entanto, essa distinção é extremamente difícil em vista do

fato de que alguns modelos, classificados e reconhecidos como conceituais, apresentam, na verdade, determinadas equações empíricas para exprimir um determinado processo físico. Isso justifica a tendência de se classificar os modelos hidrológicos atuais como semi-conceituais e quase empíricos, ainda que todos os modelos possam ser considerados como construções conceituais.

Os modelos podem ainda ser classificados como do tipo concentrado ou distribuído. Um modelo concentrado é aquele no qual os parâmetros e variáveis modificam-se somente em função do tempo, enquanto, em um modelo distribuído, esses componentes variam em função do tempo e espaço. Uma categoria adicional seria a dos modelos semi-distribuídos de forma a preencher o espaço entre modelos concentrados e modelos distribuídos com base física.

Uma discussão interessante é desenvolvida por Beven e O'Connell (1982) sobre esse último tipo de classificação. Alguns de seus argumentos são reproduzidos a seguir. Os parâmetros de modelos concentrados são médias sobre a bacia hidrográfica. O cálculo de tais parâmetros são dependentes de técnicas de ajuste que procuram combinar os valores observados e os valores previstos. Para tanto se requer um período de dados históricos para calibração e validação do modelo, bem como implica que a interpretação física dos valores dos parâmetros deveria ser cuidadosamente feita. Modelos clássicos desse tipo são o modelo Stanford (Crawford e Linsley, 1966) e seus derivados.

A chamada categoria de modelos com base física totalmente distribuídos é definida com base em equações do contínuo teoricamente aceitas. O principal objetivo desses modelos é representar o comportamento de um processo físico, procurando-se, dessa forma, ganhar maior compreensão com relação a esse processo. Intuitivamente, esperar-se-ia que modelos com base física fornecessem simulações melhores do que outros modelos, uma vez que refletiriam mais adequadamente o mundo real. Todavia, há também limitações. Em particular, a definição matemática de modelos com base física é freqüentemente de tal forma que soluções analíticas para as equações não podem ser encontradas, procurando-se, então, definir soluções numéricas aproximadas baseadas em discretizações no espaço e no tempo através de diferenças finitas, elementos finitos ou elementos de contorno. Tais modelos, nesse caso, também envolvem um grau de promediação dos processos físicos que ocorrem na bacia hidrográfica ao nível da escala da malha de representação desses processos utilizada na modelagem. A escala de representação será freqüentemente maior do que a escala de operação dos processos hidrológicos em função de limitações computacionais. Em segundo lugar, os modelos com

base física baseiam-se em relações que são essencialmente empíricas (por exemplo, a lei de Darcy ou a equação de fluxo uniforme tal como a equação de Manning). Adicionalmente, as equações da mecânica do contínuo, teoricamente aceitáveis, foram desenvolvidas para processos pontuais em lugar de processos espaciais. Por essa razão, há ainda considerável subjetividade na definição de modelos distribuídos com base física. Contudo, a diferença importante que existe entre modelos distribuídos e modelos concentrados reside no fato de que as relações físicas utilizadas podem ser validadas através de medidas no campo e aperfeiçoadas ao longo do tempo como decorrência dos resultados de novos experimentos da mesma maneira que outras leis científicas. Assim, modelos distribuídos com base física possuem, em princípio, parâmetros mensuráveis no campo.

A classe adicional de modelos semi-distribuídos, categoria em que os modelos hidrológicos distribuídos atuais seriam classificados, vem a preencher a lacuna entre modelos físicos idealmente distribuídos e os modelos concentrados comumente utilizados até esse momento na prática de engenharia. Os modelos semidistribuídos utilizam relações funcionais conceituais para diferentes processos hidrológicos aplicadas a um grupo de sub-áreas relativamente homogêneas da bacia hidrográfica tratadas como unidades concentradas. Esses modelos semidistribuídos constituem essencialmente uma extensão dos modelos conceituais concentrados e, até certo ponto, sujeitos a limitações similares. Enquanto alguns desses modelos podem ser aplicados com base em parâmetros medidos somente no campo (Beven e Kirkby, 1979), é mais usual para os modelos que permaneçam relativamente simples serem calibrados por processos de otimização com base em registros de vazão (Gupta e Solomon, 1977 a; Solomon e Gupta, 1977). Esses modelos permitem, contudo, a incorporação de dados hidrológicos, solo e vegetação em um processo de calibração.

Com base na análise da estrutura de modelos hidrológicos distribuídos, pode-se visualizar basicamente três diferentes abordagens de como o processo de espacialização da informação é correntemente feito. Essas abordagens são denominadas, na literatura, unidade hidrológica de resposta (HRU), área elementar representativa (REA) e unidade de resposta grupada (GRU).

Uma unidade de resposta hidrológica é uma região considerada homogênea em uma bacia hidrográfica. A bacia é discretizada em unidades hidrológicamente similares, usualmente com base na cobertura vegetal, tipo de solo e declividade. A localização de cada HRU na bacia é importante para efeito de propagação de vazões e o escoamento

superficial gerado por cada HRU precisa ser considerado individualmente na aplicação de um modelo (Anderson, 1973).

Uma área elementar representativa é entendida como uma escala crítica na qual hipóteses implícitas de continuidade podem ser utilizadas sem conhecimento do real padrão de comportamento topográfico, bem como do solo e da chuva, ainda que seja necessário considerar a variabilidade implícita desses parâmetros. Em outras palavras, para bacias hidrográficas maiores do que as zonas de influência definidas por estruturas de correlação espacial associadas ao solo e à chuva, considera-se os reais padrões de variabilidade através de médias e variâncias (Wood et al., 1990).

Uma unidade de resposta grupada é uma região na bacia que pode ser agregada de uma maneira conveniente para a modelagem. Esse procedimento pode ser conduzido com base em zonas meteorologicamente uniformes, que é conveniente para integração com mapas e informações obtidas por sensoriamento remoto (Tao e Kouwen, 1989; Kite e Kouwen, 1993). Na abordagem GRU, regiões com respostas hidrológicas similares dentro de uma unidade são agrupadas, independente da localização, e tratadas separadamente no cálculo de vazões. A localização de cada unidade de resposta dentro de uma GRU não é importante para efeito de produção de escoamento ou propagação de vazões. As unidades de resposta hidrológica dentro de uma GRU são usualmente definidas por tipo de cobertura da superfície.

2.4 Usos da modelagem hidrológico

O uso de um modelo chuva vazão usualmente apresenta principalmente os seguintes tópicos a serem discutidos: escolha, calibração, validação e aplicação. O problema a ser enfrentado por muitos dos praticantes da área de hidrologia é a seleção de um modelo apropriado para uma bacia hidrográfica. Por modelo apropriado, entende-se a capacidade do modelo em reproduzir adequadamente os vários aspectos dos hidrogramas de saída que são de interesse para o hidrólogo.

No presente momento, há duas classes gerais de modelos a partir das quais a seleção pode ser feita. Pode-se selecionar um modelo chuva-vazão (concentrado ou distribuído) que se propõe a ter base física ou selecionar um modelo mais simples que tenha base empírica ou que seja derivado em função da teoria dos sistemas lineares, da análise de séries temporais ou, mais recentemente, de redes neurais. Para as pessoas que trabalham com modelos do tipo chuva-vazão, existe a crença de que esses tipos de

modelos são mais precisos nas suas representações relativas ao comportamento da bacia hidrográfica. Por outro lado, modelos mais simples (por exemplo, séries temporais, modelos lineares, redes neurais, entre outros) são usualmente mais fáceis de construir e calibrar, mas tem sido criticados por empregar hipóteses não realistas sobre a natureza do sistema físico. Em favor de modelos mais simples, têm sido argumentados, algumas vezes, que, a partir do ponto de vista da engenharia, a utilidade de um modelo de bacia hidrográfica não necessita depender tanto do seu realismo conceitual quanto de sua capacidade de reproduzir o comportamento de entrada e saída. Alguns pesquisadores têm procurado comparar o desempenho de modelos do tipo chuva-vazão com modelos mais simples (Gupta and Solomon, 1977b; Loague, 1991). Os resultados apresentados na literatura não estabelecem uma regra definida sobre qual espécie de modelo tem um desempenho superior.

O problema de se empregar um modelo mais simples ou um modelo chuva-vazão é, de fato, apenas uma faceta de um problema maior, isto é, como decidir sobre o nível de complexidade da estrutura do modelo apropriada para a modelagem de uma dada bacia hidrográfica. No centro do problema, está a questão de escolha da escala de modelagem do sistema a ser modelado, que é freqüentemente ignorada. Na verdade, os pesquisadores que têm trabalhado com modelo chuva-vazão reconheceram essa questão recentemente e a discussão sobre a promediação nesse tipo de modelo é ainda um tópico a ser abordado. Contudo, aplicações de modelos do tipo chuva-vazão bem como modelos de séries temporais têm sido realizadas sem caracterizar as escalas espaciais e temporais do problema, modelando-se bacias hidrográficas com áreas que variam de dezenas de quilômetros quadrados a dezenas de milhares de quilômetros, fornecendo previsões com antecedência, em termos temporais, de minutos a dias.

A calibração é a fase do processo de simulação onde os parâmetros devem ser identificados e estimados. Essa é a fase que tem recebido grande atenção na literatura. Merece maiores considerações e, portanto, será melhor analisada no próximo item.

A fase de validação consiste em utilizar o modelo já calibrado, com dados diferentes daqueles usados no ajuste. Validação e calibração estão intrinsecamente conectadas. Há diferentes formas de validar um modelo. Se, por exemplo, um modelo que requer dados diários é utilizado e um registro de dados diários está disponível, adota-se o procedimento de se dividir a amostra em duas partes de tal forma que, enquanto a primeira parte é utilizada na fase de calibração do modelo, a segunda serve para fazer a verificação ou validação do modelo calibrado. Uma forma alternativa de se

calibrar e validar o desempenho de um modelo é o uso de um conjunto de eventos, alguns dos quais utilizados para calibração e outros empregados para validação. É importante salientar que há dúvidas sobre a melhor forma de se conduzir à avaliação de desempenho de um modelo.

A quarta e última fase é a aplicação. É a fase em que o modelo é utilizado para representar situações onde se desconhece a saída do sistema. A qualidade dos resultados obtidos depende, essencialmente, da representatividade dos períodos usados no ajuste e da capacidade intrínseca ao modelo em simular as alternativas escolhidas pelo hidrólogo.

2.5 Calibração de um modelo hidrológico

Conforme Kuczera (1983a), a literatura indica cinco grandes campos de aplicação de modelos chuva-vazão:

- extensão de séries de descarga;
- geração de estatísticas sobre descargas;
- acesso aos efeitos provenientes das mudanças no uso do solo;
- predição de vazões em bacias não monitoradas;
- predição dos efeitos provenientes das mudanças no uso do solo em regimes hidrológicos.

É aceito, em geral, que as três primeiras aplicações têm sido implementadas com sucesso. Para tanto, é suficiente identificar e ajustar um modelo capaz de converter satisfatoriamente entradas de variáveis hidrológicas como chuva, por exemplo, em saídas como as vazões em uma dada seção do rio.

Contudo, a implementação das duas últimas aplicações é consideravelmente mais difícil. Basicamente, o problema surge quando é tentado o desenvolvimento de relações de regressão entre os parâmetros oriundos do processo de otimização e as características físicas da bacia hidrográfica. Magette et al. (1976) desenvolveram relações de regressão entre seis parâmetros ajustados do modelo hidrológico de Kentucky e quinze características fisiográficas da bacia hidrográfica. Testes independentes revelaram que erros na predição de vazões médias anuais variavam de menos de 1% a 860%.

Uma das possíveis razões é que os parâmetros ajustados não foram corretamente identificados pelo processo de calibração. A calibração de um modelo é uma das etapas que oferece maiores dificuldades na modelagem hidrológica. Isso deve-se ao fato de que a

superfície de resposta gerada por tal modelo é muito complexa sendo usualmente constituída por múltiplos mínimos locais e muitas vezes com a ocorrência de vales e pontos de sela. Por outro lado, as ferramentas matemáticas disponíveis são capazes de resolver os problemas eficientemente quando a função associada ao modelo é bem comportada.

De forma geral, a calibração pode ser classificada em dois tipos: calibração manual pelo método da tentativa e erro e calibração automática. Na segunda abordagem, um método de otimização matemática é programado em um computador digital, sendo usado para ajustar os valores dos parâmetros desconhecidos com base nas mudanças dos valores de uma função objetivo pré-especificada.

O objetivo de um processo de calibração é obter o conjunto de parâmetros comumente denominados de ótimos. Conforme Troutman (1985), há duas maneiras de se definir o conjunto de parâmetros ótimos. A primeira é defini-lo como o conjunto de parâmetros que assumem valores fisicamente compatíveis com a natureza e, mais precisamente, com a bacia hidrográfica em questão. A segunda definição possível é aquela em que um determinado critério matemático, também chamado de função objetivo, é estabelecido. Procura-se, nesse caso, obter o conjunto de parâmetros que tornam as vazões geradas pelo modelo ajustado aos valores de vazão observados.

Na verdade, essas duas definições confundem-se, uma vez que se espera obter boas previsões de vazão de forma que o valor assumido pela função objetivo seja baixo e, ao mesmo tempo, obter-se valores para os parâmetros que sejam fisicamente reais. Se houvesse um modelo que representasse exatamente a natureza, o conjunto ótimo de parâmetros atenderia as duas definições. Na prática, não temos um modelo perfeito, o que acarreta a obtenção de valores para os parâmetros que diminuem uma determinada função objetivo, mas que, muitas vezes, não conduzem a valores fisicamente reais, caso não seja feito uso de restrições aos valores dos parâmetros. Problemas nessa área têm sido reconhecidos por Diskin e Simon (1977), Canedo (1979), Sorooshian e Dracup (1980), Moore e Clarke (1981), Sorooshian e Arfi (1982), Sorooshian *et al.* (1983), Gupta e Sorooshian (1983,1986), Duan *et al.* (1992), entre outros. Johnston e Pilgrim (1976) apresentam as seguintes características dos modelos hidrológicos e correspondentes metodologias de calibração, que apresentam dificuldades para encontrar estimativas precisas dos parâmetros:

- interdependência entre os parâmetros do modelo;
- indiferença da função objetivo aos valores de parâmetros tipo patamar;

- descontinuidade da superfície de resposta;
- presença de ótimos locais devido à não convexidade da superfície de resposta.

2.6 Aspectos de calibração-validação aplicados em modelos hidrológicos distribuídos com base física

Como Jensen e Mantoglou (1992) afirmam, modelos distribuídos com base física ainda estão na fase de desenvolvimento, onde as bases teóricas da descrição dos processos individuais consistentes com as escalas selecionadas não estão completamente resolvidas. Há poucos testes rigorosos e validação de modelos de bacias hidrográficas publicados na literatura. Todavia, estudos estão sendo conduzidos para abordar esses problemas.

Bathurst e O'Connell (1992) ressaltam que a calibração eficiente de modelos distribuídos com base física requer que estudos de campo constituam parte integrada ao procedimento de calibração, em vez de serem percebidos como atividades isoladas. Falta de dados suficientes é sempre um problema ou razão para críticas em estudos hidrológicos, uma vez que o tempo e os custos envolvidos são usualmente altos. Contudo, esses obstáculos devem ser vencidos para que se abram possibilidades de novos progressos nessa área.

Em primeiro lugar, a incorporação de um programa de campanhas de medição em campo significa que uma ampla base de dados de calibração e validação torna-se disponível, com base nas necessidades do modelo. Tais dados incluem variáveis internas, como umidade do solo, níveis da superfície do freático, profundidades da camada de neve, entre outras, essenciais para fornecer um convincente exercício de calibração e validação. A dependência de registros de dados passados ou a implementação de um estudo de balanço de água tradicional como uma atividade isolada são prováveis em permitir uma calibração, somente levando-se em conta a vazão na seção de saída da bacia hidrográfica. Como essa vazão representa uma integração de efeitos dentro da bacia, poderia ser possível obter-se uma calibração aparentemente satisfatória com base em representações errôneas mas, por outro lado, compensadoras, relativas aos processos internos. Tal calibração não formaria uma base segura para subseqüentes predições. Com informações sobre variáveis internas do modelo, contudo, seria possível realizar uma calibração interna bem mais satisfatória e consistente. Em segundo lugar, na medida que os primeiros dados ficam disponíveis, ou se houver registros de dados passados, pode-se fazer uso do modelo para uma investigação preliminar sobre as diferentes hipóteses a respeito do

comportamento da bacia hidrográfica, provendo diretrizes com relação a que medidas adicionais devem ser feitas e em que locais. Em terceiro lugar, testes de sensibilidade podem indicar, através de resultados de simulação, os parâmetros mais sensíveis, ou seja, aqueles que causam maiores incertezas na variável de saída, definindo os parâmetros que deveriam ser medidos com maiores detalhes.

2.7 Críticas e diretrizes para modelos hidrológicos distribuídos com base física

Como Grayson et al. (1992 a, 1992 b) comentam, há uma certa arrogância associada com modelos distribuídos com base física em relação à superioridade sobre modelos concentrados ou empíricos, e essa presunção precisa ser superada para novos avanços em modelagem hidrológica. A consequência é que o uso de equações que são teoricamente corretas em uma certa escala poderia ter aplicação universal, de forma que o modelo resultante fosse muito mais utilizado do que um modelo que necessite de calibração, com base em estudos de campo, de parâmetros empíricos. O centro da discussão reside, na prática, se há quaisquer diferenças entre tais classes de modelos, a não ser pelo aumento significativo de tempo necessário para calibrar numerosos parâmetros associados, como modelos distribuídos de base física.

O uso desses modelos pressupõe que os processos físicos possam ser representados de forma determinística, levando Beven (1989) a se referir a modelos distribuídos como modelos conceituais concentrados. Há certas hipóteses subjacentes à noção de modelos de base física como: os processos podem ser modelados como concentrados em unidades homogêneas a uma certa escala; os algoritmos e parâmetros utilizados para definir os subprocessos são apropriados na escala das unidades homogêneas; os dados de entrada estão disponíveis para uma resolução apropriada do modelo. Mesmo os modelos matemáticos mais rigorosos que descrevem a resposta da bacia hidrográfica são representações simplificadas da realidade. No entanto, o rigor teórico de alguns modelos é impressionante, o que seduz, implicando um grau de precisão que pode não existir. Aplicações em que os resultados dos modelos são ruins são raramente relatadas, perpetuando a noção de que os modelos detêm todas as respostas (Klemes, 1983).

Apesar de todas essas críticas válidas levantadas na literatura, há esperanças para o desenvolvimento de modelos hidrológicos distribuídos de base física. Reconhecer suas limitações é o primeiro passo para novos progressos nessa área.

Quais são, então, os princípios que deveriam ser aplicados e quais as futuras diretrizes no desenvolvimento de modelos hidrológicos aplicados a bacias hidrográficas? Hillel (1986) listou quatro princípios para balizar o desenvolvimento de modelos hidrológicos distribuídos do tipo chuva-vazão: parcimônia, isto é, o número de parâmetros deve ser minimizado e os valores devem ser obtidos a partir dos dados; modéstia, onde o escopo e aplicabilidade de um modelo não deve ser superestimado; precisão, ou seja, a precisão na predição não deve ser melhor do que a precisão na medida; aplicabilidade, de forma que o modelo possa ser testado e seus limites de validade definidos. Beven (1989) foi mais específico sobre o que deve ser levado em conta: a teoria de agrupar processos que acontecem em uma escala inferior à escala de operação do modelo; maior correspondência em escala entre predições feitas pelo modelo e os processos naturais; maior rigor na determinação das incertezas presentes em predições feitas pelos modelos. Através de um melhor entendimento de sistemas naturais, os modelos serão melhorados e suas aplicações assumirão um caráter mais geral.

No próximo tópico, destacam-se alguns resultados recentes relativos ao emprego e desenvolvimento da modelagem hidrológica chuva-vazão de forma a atender a algumas das críticas formuladas neste capítulo.

2.8 Análise de sensibilidade em modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão

A modelagem da fase terrestre do ciclo hidrológico, ou seja, a modelagem hidrológica, incluindo-se as componentes de escoamento superficial, subsuperficial e subterrâneo permanecem como um grande desafio para os hidrólogos. Um grande esforço em traduzir o comportamento da natureza em modelos matemáticos, acoplado com trabalhos experimentais, tem sido realizado nas últimas três décadas. A análise de sensibilidade tem sido concomitantemente utilizada como uma ferramenta para guiar os passos na direção de uma modelagem mais eficiente, na medida que se torna possível identificar as variáveis mais importantes e que apresentem potencial para serem medidas na escala da bacia. Segundo Sorooshian e Gupta (1985), a identificação de um modelo conceitual chuva-vazão, para uma determinada bacia, compreende duas etapas. A primeira, envolvendo a identificação da estrutura do modelo, inclui a definição das fronteiras do sistema a ser modelado, especificação das entradas e saídas a serem consideradas, integrando todas as variáveis envolvidas. O segundo estágio está

relacionado à identificação dos parâmetros, ou seja, à calibração do modelo. Na análise de sensibilidade, é interessante conhecer para que parâmetro ou combinação de parâmetros a saída do modelo é insensível. A região de insensibilidade é denominada de região de indiferença, que pode ser caracterizada a partir de uma superfície hiperbólica no espaço de parâmetros. A região de não identificação é descrita pelo tamanho e orientação do elipsóide.

As metodologias de análise de sensibilidade permitem a quantificação dessas noções geométricas em índices computáveis que, por sua vez, descrevem várias propriedades da região de interesse. Talvez a propriedade mais importante seja o grau para o qual a não identificação está relacionada aos efeitos de compensação de variações simultâneas de dois ou mais parâmetros de saída do modelo. A matriz de reestruturação representa matematicamente a região de interesse, permitindo a derivação de índices de sensibilidade.

Por exemplo, Sorooshian e Arfi (1982) propuseram dois índices chamados de concentricidade e interação, que mede a interdependência em subespaços de dois parâmetros. O número condição da matriz (Bard, 1974) é um outro índice interessante sobre a forma e a orientação da elipse. Ele é dado pela razão entre o maior e o menor autovalor. Nathanson e Saidel (1982) introduziram o índice de interação multiparâmetro (MPI). Ele consiste na avaliação do determinante da matriz de identificabilidade estrutural normalizada inversa. Se a inversa da matriz de identificabilidade estrutural é a matriz de covariância, então, a matriz normalizada será a matriz de correlação. Na ausência de interação entre os parâmetros, os termos fora da diagonal da matriz normalizada assumirão o valor zero e $MPI=1$. Na medida que a interação cresce, o valor de MPI reduz-se até que o modelo é denominado não identificável e $MPI=0$. Ainda que essa abordagem forneça informação sobre interdependência no espaço de parâmetros, tal informação pode ser difícil de extrair e interpretar.

Sorooshian e Gupta (1985) introduziram o índice de sensibilidade, que é uma medida atribuída a cada parâmetro do modelo. O índice de sensibilidade é obtido a partir do quociente entre a sensibilidade do parâmetro do modelo e o parâmetro de sensibilidade condicional, que representa, para cada parâmetro i do modelo, em certa região de interesse, quanto o parâmetro pode variar, enquanto permanecer dentro da região de indiferença, e os demais parâmetros forem mantidos fixos. Desta forma, o parâmetro de sensibilidade condicional não leva em conta os efeitos de compensação da variação simultânea de dois ou mais parâmetros na saída do modelo. O caso no qual o

maior e o menor eixo do elipsóide, que descrevem a região de indiferença, são orientados ao longo da direção dos eixos dos parâmetros, significa que a matriz de reestruturação é uma matriz diagonal. O máximo que cada parâmetro i do modelo pode variar (permitindo que outros parâmetros variem livremente), enquanto permanece na região de indiferença, será dado pelo seu respectivo parâmetro de sensibilidade condicional. Geralmente o elipsóide estará orientado de outra forma, indicando interdependência e efeitos de compensação entre os parâmetros. Esse resultado significa que a matriz de reestruturação não é uma matriz diagonal. Neste caso, se todos os parâmetros são livres para variar simultaneamente, o parâmetro i do modelo será capaz de mover-se numa distância máxima dada pelo índice de sensibilidade do parâmetro, como derivado por Sorooshian e Gupta (1985).

Resultados da aplicação dessa última metodologia podem ser encontrados em Sorooshian and Gupta (1985), quando os autores avaliaram a sensibilidade de parâmetros do modelo hidrológico concentrado SIXPAR. Outras aplicações da metodologia podem ser encontrados em Rotunno (1989), Rotunno (1995) e Araujo et al. (2001). Nesses últimos trabalhos, são conduzidas análises de sensibilidade para o modelo hidrológico concentrado SMAP (*Soil Moisture Accounting Procedure*) (Lopes, Braga e Conejo, 1981) e para o modelo hidrológico distribuído WATFLOOD (Kouwen, 1988; Tao e Kouwen, 1989). Esses estudos basearam-se em cenários hipotéticos produzidos pelos modelos, ou seja, assumiu-se que os modelos refletem de forma acurada o comportamento da natureza, e que o conjunto ótimo de parâmetros para a bacia em estudo é conhecido. As vazões de saída na estação de medição são produzidas a partir de chuvas observadas. Para isto, os resultados de sensibilidade são obtidos para o conjunto de parâmetros escolhidos. Outra possibilidade seria a de realizar a análise de sensibilidade para um conjunto de parâmetros obtidos através de um processo de otimização, correndo-se o risco, no entanto, que erros nas variáveis de entrada e no modelo possam causar resultados espúrios.

A conclusão mais interessante desses trabalhos está na relevância assumida pelo reservatório superficial do solo e, em especial, na importância da informação de umidade do solo, nos modelos hidrológicos.

Uma das dificuldades de desenvolver a supracitada análise de sensibilidade reside no problema de determinação dos parâmetros do modelo. Duan et al. (1992), corroborando resultados apresentados em diversos trabalhos anteriores (Johnston e Pilgrim, 1976; Mein e Brown, 1978, entre outros) demonstraram as dificuldades

existentes para a obtenção do conjunto ótimo de parâmetros, oriundas, por exemplo, da interdependência entre os parâmetros, resultante da parametrização excessiva dos modelos.

Beven e Binley (1992), ao reconhecer esse conjunto de dificuldades, e tendo em primeiro plano o grande problema de identificabilidade (Sorooshian e Gupta, 1985) presente na modelagem hidrológica, propuseram o conceito de equifinalidade. Através deste, reconhece-se que, devido à dificuldade em se reproduzir, com um modelo necessariamente simplificado e a partir de um conjunto limitado de informações, a resposta de um sistema físico, um modelo, em lugar de encontrar uma resposta ótima, poderia somente obter um conjunto de boas respostas que, segundo um critério definido *a priori*, seriam igualmente aceitas como possíveis respostas do sistema. Partindo desse conceito, os autores propuseram a metodologia de estimação de incertezas GLUE (*Generalised Likelihood Uncertainty Estimation*) (Beven e Freer, 2001). A metodologia multicritério para calibração, proposta por Sorooshian et al. (1998), utilizada por Tucci (2003), aceita implicitamente esse conceito, ao admitir a impossibilidade da obtenção do conjunto ótimo, mas apenas a de um conjunto de simulações aceitáveis.

A partir da metodologia GLUE, Xavier (2002) analisou o impacto da não consideração da distribuição real do campo de precipitação como dado de entrada do modelo hidrológico Topmodel (Beven et al., 1995).

Um resultado bastante interessante obtido em Xavier (2002), ao complementar à análise de incerteza nas vazões do modelo hidrológico distribuído Topmodel, em função de campos espaciais pluviométricos, configura-se na análise de sensibilidade conduzida para parâmetros desse modelo. A análise revelou a importância do parâmetro relacionado com o reservatório superficial do solo, mais especificamente a espessura do solo superficial, intimamente ligado com a informação de umidade do solo.

2.9 Diretrizes da integração hidrológico-atmosférica

O considerável aumento da capacidade de processamento dos últimos anos, bem como a relativa facilidade de se obter a distribuição espacial de alguns dados de entrada, tornam real a perspectiva do uso futuro de modelos hidrológicos de base física, dos quais o Sistema Hidrológico Europeu (SHE) (Abbott et al., 1986) pode ser tomado como representativo. Diante dessa perspectiva, alguns problemas associados aos modelos de base física permanecem a ser resolvidos, como, por exemplo, a

consideração de que os processos físicos ocorrem em escalas espaciais e temporais diferentes. Esse problema é particularmente relevante quando se considera que os modelos hidrológicos podem ser vistos como componentes terrestres de modelos atmosféricos, utilizados para a previsão de variáveis climáticas.

Por outro lado, no sentido de reforçar a percepção da integração entre modelos hidrológicos e atmosféricos e na direção dos estudos de sensibilidade conduzidos para modelos hidrológicos discriminados no item anterior, Araujo et al. (2001) e Araujo et al. (2003), destacam que as técnicas mais comumente utilizadas para análise de sensibilidade em modelos atmosféricos tem sido a de perturbar um único parâmetro de cada vez, dentro de uma faixa de variação fisicamente válida em torno do valor padrão do parâmetro perturbado, mantendo os demais fixos. Essa técnica tem a desvantagem de não levar em conta a interação entre as variáveis presentes. Esses efeitos, em função do fenômeno em foco, podem ter contribuições importantes. Acompanha-se, neste ponto, Araujo et al. (2001), na revisão de alguns trabalhos associados, com análise de sensibilidade em modelos atmosféricos. Consolida-se, na breve análise que segue, a importância do reservatório superficial do solo, em especial da umidade, e da cobertura e uso do solo conjuntamente com a sua textura.

Wilson *et al.* (1987) utilizou esta técnica para avaliar quatro cenários climáticos típicos. Para cada cenário identificado, foi analisada a variação, uma por vez, da rugosidade, do índice de área foliar, das classes de textura do solo e da profundidade da camada superior do solo, ao longo de uma simulação de dez dias. Os resultados apontaram uma sensibilidade considerável para a textura do solo e baixa sensibilidade ao albedo da superfície. Verificou-se ainda que a sensibilidade dos fluxos à textura do solo foi comparável à sensibilidade das características do tipo de vegetação.

Dirmeyer (2001a) utilizou o modelo COLA (*Center Ocean-Land-Atmosphere Studies*) na análise de sensibilidade, utilizando diferentes tipos de coberturas vegetais, mostrando vários efeitos em relação ao tipo de vegetação. Corrêa (2001), por sua vez, estudando a análise de sensibilidade do modelo RAMS, revelou uma grande sensibilidade do modelo em relação ao tipo de vegetação, sendo particularmente evidente o efeito produzido pela inclusão de culturas irrigadas em áreas cobertas por vegetação esparsa, típica de climas semi-áridos.

Pitman (1993) analisou a sensibilidade do modelo BATS (*Biosphere Atmosphere Transfer Scheme*), para determinadas faixas de valores dos parâmetros, avaliados individualmente, acoplando o esquema de superfície a um modelo de coluna

simplificado, capaz de produzir respostas entre a superfície e a atmosfera. Esse estudo revelou que o modelo BATS é mais sensível aos parâmetros que descrevem a disponibilidade de umidade, de energia, e a eficiência do acoplamento entre a superfície e a atmosfera. O autor percebeu, em particular, que a falta de informação a respeito da distribuição das raízes, pode representar problemas para muitos dos modelos de superfície mais avançados. Gao *et al.* (1996) realizaram uma análise de sensibilidade, empregando o modelo BATS, na forma não-acoplada, para avaliar as incertezas associadas aos processos de sinergia no sistema solo-atmosfera de uma forma controlada. A técnica utilizada foi a de construir conjuntos de curvas ajustadas, que ilustram a sensibilidade das respostas do modelo à variação de vários parâmetros de entrada, para diferentes forçantes atmosféricas prescritas. Segundo os autores, a metodologia mostrou-se capaz de aduzir novas luzes com relação ao comportamento e parametrização do modelo BATS. Algumas das principais conclusões foram: (1) o fluxo de energia dominante desloca-se do fluxo de calor sensível no solo, em regiões áridas ou semi-áridas, para o fluxo de evaporação nas regiões de floresta úmida; (2) em estudos não-acoplados, a ausência dos mecanismos de sinergia mais importantes podem levar a resultados pouco consistentes, em condições climáticas extremas; (3) as funções do modelo que determinam os fluxos de calor, do solo e da atmosfera, limitados pelo controle atmosférico e pela umidade do solo, podem ter que ser refinadas para que se possa obter uma modelagem mais real dos fluxos de energia da superfície do solo; (4) alguns componentes do modelo podem ser simplificados; (5) os erros presentes nas estimativas dos estados iniciais podem persistir por diversos anos, o que indica que se deve ter um certo cuidado com o processo de calibração do BATS, quando se utilizam dados observacionais incompletos e períodos curtos de simulação.

Outras técnicas como o método estatístico fatorial (MEF) e o teste de sensibilidade de amplitude de Fourier (FSAT) são capazes de avaliar simultaneamente a sensibilidade média da resposta do modelo à variação, em um conjunto de parâmetros. No entanto, em geral essas técnicas resultam num elevado número possível de combinações de simulação, sendo necessário uma escolha criteriosa das variáveis que serão perturbadas e os domínios de variação destas variações. Henderson-Sellers (1996) utilizou um MEF de dois níveis (dois valores para cada parâmetro) para ordenar 23 parâmetros do modelo BATS. Das 8.388.608 ($=2^{23}$) combinações possíveis para se perturbar os parâmetros, foram selecionadas apenas 32 para cada regime climático. Collins e Avissar (1994) utilizaram o teste de sensibilidade da amplitude de Fourier, e

realizaram 13.152 rodadas, perturbando um conjunto de 10 parâmetros e 5 condições atmosféricas.

Nessa linha de estabelecimento das diretrizes e sinergias de integração hidrológico-atmosférica, cabe destacar o papel do sensoriamento remoto na modelagem hidrológica distribuída e seu potencial emprego em modelos atmosféricos.

A aplicação de modelos hidrológicos distribuídos com base física requer a avaliação de um número relativamente grande de parâmetros relacionados ao solo, à vegetação e aos aspectos topográficos em uma dimensão espacial. Dois particulares problemas dizem respeito ao número de medidas e à obtenção de valores efetivos dos parâmetros, representativos na escala da malha empregada no modelo. Esforços no sentido de se resolver esses problemas estimularão desenvolvimentos nas estratégias de coletas de dados em campo e o uso da tecnologia de sensoriamento remoto.

Feita essa exposição procurando destacar a importância de se adotar um referencial centrado na integração hidrológico-atmosférica, é interessante, ao final desta seção, revisar sucintamente os possíveis usos de um modelo hidrológico, conforme apontado no item 2.5, a partir de Kuczera (1983). A lista renovada de desafios no emprego de um modelo hidrológico e:

- extensão de séries de descarga;
- geração de estatísticas sobre descarga;
- acesso aos efeitos provenientes das mudanças no uso do solo;
- possibilidade de acesso aos efeitos climáticos globais e de mesoescala;
- predição de vazões em bacias não monitoradas;
- predição de vazões provenientes das mudanças no uso do solo
- predição e avaliação da sustentabilidade de ecossistemas de rios, lagos e lagoas através das trocas entre águas subterrâneas e águas superficiais e definição de critérios de exploração e equilíbrio dinâmico de sistemas

Como expresso anteriormente, as duas primeiras aplicações têm sido implementadas com relativo sucesso. No entanto, as demais têm encontrado grandes dificuldades em apresentar resultados satisfatórios. Uma das saídas para tal dilema, conforme salientado anteriormente, é o desenvolvimento de novos modelos do tipo chuva-vazão, que apresentem uma estrutura distribuída, facilitando a incorporação de informações espaciais e temporais. Adicionalmente, destaca-se a necessidade e importância de se integrar variáveis atmosféricas e fluxos turbulentos na superfície

continental bem como a compreensão sistêmica do escoamento das águas superficiais e subterrâneas.

2.10 Sensoriamento remoto aplicado a Hidrologia

A aplicação de modelos hidrológicos distribuídos com base física requer a avaliação de um número relativamente grande de parâmetros relacionados ao solo, à vegetação e aos aspectos topográficos em uma dimensão espacial. Dois particulares problemas dizem respeito ao número de medidas e à obtenção de valores efetivos dos parâmetros, representativos na escala da malha empregada no modelo. Esforços no sentido de se resolver esses problemas estimularão desenvolvimentos nas estratégias de coletas de dados em campo e o uso da tecnologia de sensoriamento remoto.

Sensoriamento remoto significa obter informação sobre um objeto sem tocá-lo. Há dois aspectos envolvidos: a tecnologia de adquirir os dados através de um instrumento que está afastado do objeto e a análise dos dados para interpretar os atributos físicos do objeto. Essa é uma definição bem ampla. Convencionalmente, contudo, o termo sensoriamento remoto implica uma distância bastante significativa entre sensor e objeto, da ordem de quilômetros ou centenas de quilômetros. Em tal situação, o espaço interveniente é preenchido de ar (plataforma aérea) ou até mesmo parcialmente contituído do vácuo (plataforma espacial), onde somente as ondas eletromagnéticas são capazes de servir de ligação eficiente entre o sensor e o objeto. Sensoriamento remoto, como Gupta (1991) afirma, tem, por essa razão, significado a aquisição de dados de radiação eletromagnética (comumente situada na faixa de comprimentos de onda entre 0,4 μm and 30 cm) a partir de sensores colocados em plataformas aéreas ou espaciais e interpretação das características dos objetos terrestres.

O princípio básico envolvido nos métodos de sensoriamento remoto é que, em diferentes faixas de comprimentos de ondas/frequências, cada tipo de objeto reflete ou emite uma certa intensidade de luz, que é dependente dos atributos físicos ou da composição do objeto em estudo. Assim, utilizando essa informação de uma ou mais faixas de comprimentos de ondas, há possibilidade de se diferenciar diferentes tipos de objetos e mapear a sua distribuição, seja no solo seja na água.

O espectro eletromagnético é a ordenação das radiações eletromagnéticas de acordo com os comprimentos de onda ou, em outras palavras, frequência ou energia. O espectro é usualmente apresentado entre raios cósmicos e ondas de rádio, com as partes

intermediárias constituindo os raios gama, raios X, ultravioleta, visível (VIS), infravermelho próximo (NIR), infravermelho intermediário (MIR), infravermelho afastado (FIR) e microondas (Figura 2.1). O espectro eletromagnético entre comprimentos de onda de $0.02 \mu\text{m}$ a 1 m pode ser dividido em duas partes principais: faixa ótica e faixa de microondas. A faixa ótica refere-se àquela parte do espectro eletromagnético em que fenômenos óticos de reflexão e refração podem ser utilizados para análise da radiação. Essa faixa estende-se dos raios X ($0,02 \mu\text{m}$ de comprimento de onda) passando pelo visível e incluindo o infravermelho afastado (1 mm de comprimento de onda). A região de microondas compreende a faixa de comprimentos de onda de 1 mm a $0,8 \text{ m}$.

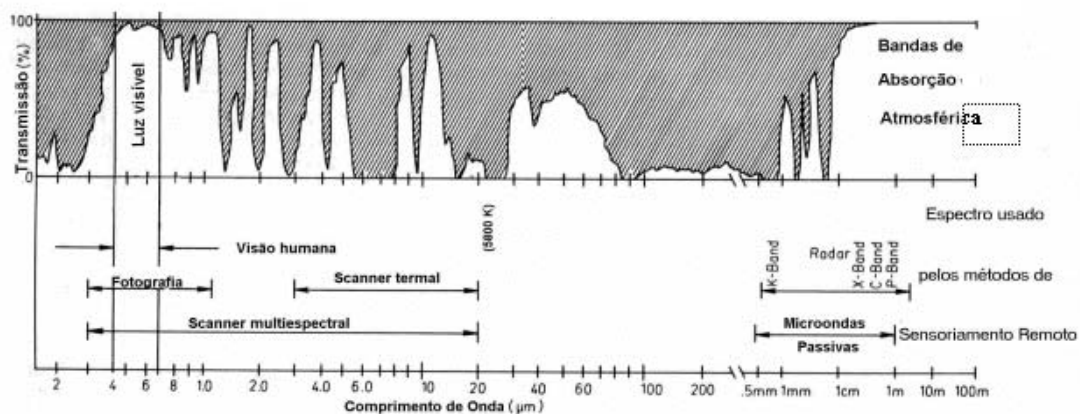


Figura 2.1 - Espectro eletromagnético (Fonte: Kronberg, 1985, *apud* ENVI, 2005).

Conforme Mulders (1987), a pesquisa na área de sensoriamento remoto procura incorporar observações sob os seguintes aspectos:

- multi-espectral, que é a observação em diferentes comprimentos de ondas, possibilitando a definição da assinatura espectral dos objetos;
- múltiplas estações, que é a observação de diferentes estações na mesma altitude (estereoscopia) ou em diferentes altitudes, com diferentes escalas;
- multi-polarização, usada para o estudo de propriedades de polarização dos objetos;
- multi-temporal, que é a observação da mesma área ou objeto em diferentes tempos; dessa maneira, características dinâmicas como qualidade da água, umidade do solo e crescimento de planta, entre outras, podem ser monitoradas;
- tratamento visual da imagem derivada de processamento digital ou proveniente de registro de fotografias.

Em hidrologia, o sensoriamento remoto é avaliado como uma abordagem viável para o estudo da variabilidade espacial de propriedades físicas da bacia hidrográfica, uma vez que os dados básicos são espaciais por natureza.

O estado da arte em pesquisa na área de sensoriamento remoto correspondente à modelagem hidrológica pode ser resumido como segue:

- aplicações na determinação da cobertura do uso do solo de uma bacia hidrográfica baseada na porção do visível e do infravermelho do espectro eletromagnético;
- medidas na faixa de microondas do espectro eletromagnético, aplicadas na identificação de água;
- avaliação de parâmetros de qualidade de água.

Link(1983) relaciona um resumo dos avanços na área de sensoriamento remoto aplicada à modelagem hidrológica. Apesar do progresso realizado através de estudos que envolvem dados de sensoriamento remoto, há um número limitado de modelos hidrológicos que têm sido usados, com sucesso, acoplados a essa nova base de dados.

Jackson et al. (1977) utilizou informação de cobertura do uso do solo, adquirida a partir de imagem Landsat, para estimar coeficientes de escoamento superficial para o modelo STORM (U.S. Army Corps of Engineers, 1976). Os autores concluíram que, exceto para bacias muito pequenas, a concordância entre simulações hidrológicas feitas com base em formas convencionais de definição do modelo e simulações feitas com base em modelos alimentados por imagens Landsat é bastante boa e aceitável para estudos de planejamento em bacias hidrográficas. Adicionalmente, os autores revelam que reduções significativas em custo, associadas com o desenvolvimento de mapeamento da cobertura de uso do solo e estimativa de parâmetros para modelos hidrológicos de planejamento, podem ser obtidas através do uso de imagens Landsat.

Tanto Ragan e Jackson (1980) quanto Harvey e Solomon (1984) utilizaram cobertura do uso do solo obtida por sensoriamento remoto para estimar a curva número, relacionada a escoamentos superficiais, como entrada para o modelo do “Soil Conservation Service”(SCS). Em ambos os estudos, imagens Landsat foram utilizadas para estimar a cobertura do uso do solo. Em ambos os casos, os resultados obtidos através do sensoriamento remoto foram aceitáveis, com valores de curva número definidos com base em cartografia convencional (SCS, 1972).

Em um outro estudo, Webb et al (1980) mostraram que os percentuais de classificação de cobertura do uso do solo derivados com base em imagens Landsat eram bastante aceitáveis para os propósitos de modelagem hidrológica. Na pesquisa realizada

por Rango et al (1983), cobertura do uso do solo obtida através de dados convencionais e imagem Landsat foram fornecidas ao modelo HEC-1 (U.S. Army Corps of Engineers, 1981) para gerar curvas de frequência de descarga. As diferenças nos resultados foram consideradas insignificantes. Também chegaram à conclusão de que, para bacias maiores do que 26 km², a abordagem envolvendo imagem Landsat era mais eficiente em termos de custo.

Fortin et al. (1986) forneceu um exemplo da aplicação da cobertura do uso do solo para previsões de enchentes no modelo CEQUEAU.

Simulações feitas com imagem Landsat deram resultados similares ou melhores do que dados cartográficos convencionais. Mais recentemente, Tao e Kouwen (1989) compararam duas alternativas, com e sem imagem Landsat, usando o modelo WATFLOOD (Kouwen, 1988) em bacia hidrográfica discretizada por uma malha de 10 km X 10 km. Dados horários de chuva foram empregados. O modelo foi utilizado em dois modos: concentrado, sem imagem Landsat, e distribuído, com imagem Landsat. Os resultados indicam melhora na estimativa do hidrograma de cheia.

Estudos realizados por Abreu (2000), Ribeiro (2001) e Santos (2002) abordam o problema do mapeamento da cobertura do solo e o problema da detecção de mudanças nessa cobertura através do uso de imagens Landsat obtidas para a bacia hidrográfica dos rios Iguaçu e Sarapuí, Rio de Janeiro, Brasil.

Com respeito à detecção de água, um grande esforço de pesquisa tem sido feito para a análise de dados de radar meteorológico (Collier, 1989; Messaoud e Pointin, 1990; Barbosa, 2000, Lou, 2004). Aplicações de dados de radar à previsão de vazões podem ser encontradas em publicações como Garland (1986), Collinge e Kirkby (1987), Collier (1989), Kouwen et al. (1993) e Pereira Filho e Crawford (1999).

Trabalhos relacionados ao mapeamento de neve (área, profundidade e conteúdo de água) estão em andamento. Rango (1993) apresentou uma revisão dos estudos desenvolvidos nessa área. Exemplos de aplicações desse tipo de mapeamento em modelos hidrológicos podem ser encontrados em Martinec e Rango (1986), Leavesley e Stannard (1990) e Donald et al. (1995), entre outros.

Na área de detecção de umidade do solo, a faixa de microondas do espectro eletromagnético tem sido explorada com vistas à aplicação em modelos hidrológicos (Jackson et al., 1997, Engman, 1990; Pietroniro, 1993; Rotunno, 1995; Araújo, 2006). Há dois modos importantes de utilizar a umidade dos solo em modelos hidrológicos. É reconhecido que a umidade inicial tem um importante papel na definição do hidrograma

(vazão ao longo do tempo) para eventos chuvosos. A segunda forma consiste em se empregar a umidade do solo em diferentes tempos para controlar e corrigir o desempenho do modelo (Kuczera, 1983a e 1983b).

Verifica-se, pois, que a grande variabilidade espacial das características físicas de uma bacia hidrográfica coloca, em evidência, o uso do sensoriamento remoto como provedor de uma nova base de dados. Essa nova base de dados é um dos elementos essenciais no desenvolvimento dos novos modelos hidrológicos distribuídos e modelos atmosféricos com base física.

2.10.1 Base de dados de chuva

Previsão de quantidade de chuva precipitada é, possivelmente, uma dos mais formidáveis desafios na hidrometeorologia, primeiramente em função de sua dependência dinâmica e termodinâmica do processo do estado da atmosfera que interage com largas escalas abaixo da escala microfísica da nuvem. Um espectro de escalas de tempo e espaço do estado atmosférico pode produzir precipitação de amplitude puramente convectivo para grandes escalas, forçando o modelo numérico de prognóstico de tempo a fornecer quantidade de precipitação no intervalo de 6 a 12 horas na escala de 10 km. Nesse contexto, o tempo de processamento para a maioria dos modelos numéricos de tempo constitui-se num desafio permanente no sentido de otimizá-lo.

A maioria dos modelos com deficiência de resolução espacial requer previsões localizadas em função do fenômeno de mesoescala não avaliada explicitamente.

O elemento crítico para simulações hidrológicas ou previsões é o campo de precipitação de intervalos de tempo passado, presente e futuro. Em termos de bases de dados, conta-se tradicionalmente com os dados de pluviômetro, de natureza pontual. Há cerca de duas décadas, estudos começaram a ser desenvolvidos empregando-se o radar meteorológico como fonte de dados complementar a rede de postos pluviométricos. Ressalte-se que esse tipo de dado apresenta uma natureza espacial, embora apresente algumas restrições em termos de cobertura espacial. Em geral, cobrem áreas em um raio de 250 km, com resolução espacial de aproximadamente 4 km² em intervalos de tempo de 10 minutos. No Brasil, por exemplo, ainda são poucos os radares meteorológicos implantados que permitiriam estudar o balanço hídrico de bacias hidrográficas brasileiras.

Por outro lado, mais recentemente, há cerca de 1 década, começaram a ser produzidos dados de chuva via satélite com cobertura planetária, banco de dados ainda pouco explorado no Brasil (Collischonn, 2006). Esta dissertação representa uma contribuição acadêmico-científica no uso dessas informações, que apresentam resolução espacial de 25 km, sendo disponibilizadas a cada 3 horas.

Na seqüência, são discutidos alguns aspectos dessas bases de dados de natureza espacial, em especial radar meteorológico e satélite TRMM, que, em certa medida, alimentam a corrente de estudos em interpolação espacial de informações.

2.10.1.1 Radar meteorológico

A maior vantagem de usar dados de radar é a sua alta resolução espacial e temporal (Pereira Filho. e Crawford,1999). A maioria das aplicações de radar são para detectar partículas de nuvens, chuvas, flocos de neves e partículas de gelo. No uso de medidas de precipitação e previsão de chuvas, existem outras aplicações, por exemplo, radar *doppler* para medir turbulência, velocidade de ventos e velocidade de ondas do mar.

Radar é baseado no princípio que a onda eletromagnética é propagada através do espaço na velocidade da luz, $2,998 \times 10^8$ m/s. A variação desta velocidade na atmosfera é pequena, se conhecida a distribuição do índice de refração média através da qual a onda é propagada. Na maioria das aplicações pode-se considerar que a onda de radar move-se na velocidade da luz, levando a ser 3×10^8 m/s, e viajando ao longo de linha reta.

O radar meteorológico convencional possui um transmissor que emite ondas eletromagnéticas de alta energia, para se alcançar grandes distâncias, por meio de uma antena móvel. Ao passar por uma nuvem, o feixe de ondas causa em cada gota uma ressonância na frequência da onda incidente, de modo que cada gota produz ondas eletromagnéticas, irradiando em todas as direções. Parte desta energia gerada pelas gotas iluminadas pelo feixe do radar volta à antena, permitindo a determinação da distância do alvo pelo cálculo do tempo de retorno do sinal. Sabendo-se a elevação da antena e o azimute correspondente, pode-se estimar a região onde está chovendo. Para uma mesma posição, são emitidos vários pulsos de alta energia, obtendo-se, então, uma média do sinal de retorno. A duração de cada pulso determina a resolução dos dados do

radar. A intensidade do sinal de retorno se refere ao tamanho e distribuição das gotas no volume iluminado pelo radar.

Um radar *doppler* é também capaz de medir a velocidade radial dos alvos meteorológicos. Para isso, possui outros componentes além dos existentes no radar convencional. Ele detecta pequenos deslocamentos de fase de um pulso para outro. Assim, para que esses deslocamentos de fase sejam detectados, o radar deve manter a frequência de transmissão e a relação de fase constante de um pulso para o próximo.

Há limitações quanto às velocidades e distâncias que podem ser resolvidas sem ambigüidade. Quando um alvo não está se aproximando nem se afastando do radar, sua velocidade radial é zero. Porém, isso não implica estacionariedade do alvo. Apenas a distância do alvo ao radar é constante. Se o alvo estiver se aproximando ou se afastando em relação ao radar, haverá um deslocamento de fase proporcional à velocidade do alvo. Há, então, um limite de velocidade que o radar *doppler* pode detectar corretamente, que é proporcional ao comprimento de onda e à frequência de repetição de pulso (PRF) utilizada no radar (Pereira Filho e Crawford, 1999). Além disso, há um limite de distância que um pulso pode percorrer a tempo de retornar ao radar antes do próximo pulso. Esse tempo é inversamente proporcional à PRF. Logo, a escolha da PRF depende de uma combinação entre a velocidade e a distância máxima, gerando o que se chama de dilema doppler. Portanto, para obter um maior espectro de velocidades, o alcance máximo deve ser reduzido, e vice-versa.

O radar não mede a quantidade de chuva diretamente. O nível de retorno dos alvos de chuva, chamado refletividade, possui uma relação física com o espectro de gotas observado. Pode-se, então, determinar uma relação entre a refletividade do radar e a taxa de precipitação correspondente, conhecida pela relação Z-R com expressão do tipo $Z = a R^b$, onde Z é o fator de refletividade (mm^6/m^3), R é a intensidade de chuva (mm/h) e a, b são coeficientes de regressão, que podem ter significado físico. Vários estudos avaliaram a estimativa de chuva utilizando a relação Z-R, não conduzindo a valores dos coeficientes a e b de uso geral. A relação depende das condições climatológicas da região estudada, do tipo de precipitação (convectiva, estratiforme, orográfica), da distribuição das gotas e do momento de ocorrência do evento.

2.10.1.2 Satélite TRMM/NASA

O satélite TRMM é um projeto desenvolvido em parceria entre a NASA e a Agência Japonesa de Exploração Aeroespacial (JAXA), tendo sido lançado, em 27 de novembro de 1997, com o objetivo específico de monitorar e estudar a precipitação nos trópicos, além de verificar a sua influência no clima global.

O satélite possui órbita oblíqua não-heliossíncrona bastante baixa (inicialmente 350 km; desde 2001, cerca de 403 km), de forma que o período de translação é bastante curto (91 minutos), permitindo resoluções espacial e temporal comparativamente altas.

Os instrumentos a bordo do TRMM são: imageador de microondas (TMI), radar de precipitação (PR), radiômetro no visível e no infravermelho (VIRS), sensor de energia radiante da superfície terrestre e das nuvens (CERES), e sensor para imageamento de relâmpagos (LIS). O sensor de microondas (TMI) é o principal instrumento na medição de precipitação, obtida através da lei inversa de Planck e correlação com temperatura de topo de nuvem. O instrumento imageia com um ângulo NADIR de 49° , o que resulta em um ângulo de incidência na superfície terrestre de $52,8^\circ$. Para refinar as estimativas, afetadas pelas diferentes formações de nuvens, faz-se uso do radar de precipitação (PR), que é o primeiro radar meteorológico a ser lançado a bordo de um satélite, permitindo produzir mapas tridimensionais de estruturas precipitantes. Esse radar é capaz de detectar taxas de precipitação muito baixas, da ordem de menos de 0.7mm/h. A Figura 2.2 mostra uma representação esquemática dos equipamentos de aquisição de dados do TRMM.

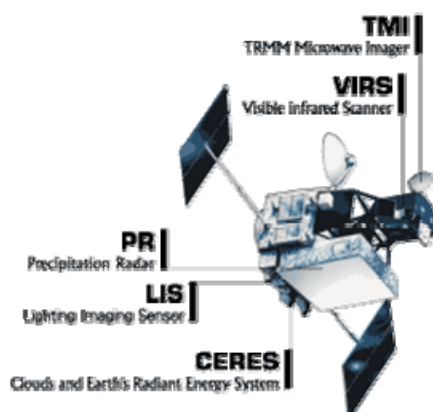


Figura 2.2 - Representação esquemática da aquisição de dados pelo sensor de microondas (TMI, varredura verde), radiômetro (VIRS, varredura amarela) e radar meteorológico (PR, varredura vermelha) do satélite TRMM (Fonte: Collischonn, 2006).

As grandezas primárias medidas pelos instrumentos TMI, PR e VIRS são, respectivamente, temperatura, potência e radiância. A partir de combinações sucessivas entre essas medidas e seu cruzamento com produtos de outros satélites, são obtidas as estimativas referentes à precipitação, cuja resolução temporal e espacial depende do refinamento da estimativa.

O projeto TRMM gera diversos produtos (estimativas) de acordo com a combinação de instrumentos usada no algoritmo de cálculo. O produto 3B42, que será usado neste trabalho, usa estimativas de precipitação por microondas do TMI, corrigidas através de informações sobre a estrutura vertical das nuvens, obtidas do PR. O projeto TRMM possui ainda um programa de validação em campo, para minimização das diferenças entre estimativas por satélite e medições no solo. Deve-se ressaltar que essa calibração com dados de campo é feita de forma bastante global e generalizada, podendo gerar estimativas locais pouco precisas. As estimativas são, então, convertidas para acumulados mensais por meio de interpolação para preencher as lacunas na continuidade temporal, decorrentes da baixa frequência de passagem, gerando o produto 3B31. Esse produto tem alta resolução espacial, de $0,25^\circ$, porém resolução temporal inadequada para a simulação em modelos chuva-vazão. Os acumulados mensais são, posteriormente, usados para corrigir estimativas baseadas em imagens do infravermelho de satélites da série GOES, os quais possuem resolução temporal de 3 horas. Consegue-se, assim, um produto que combina resoluções temporal e espacial altas.

A grande vantagem deste produto em especial é sua alta resolução temporal, de 3 horas, e espacial, de $0,25^\circ$, na faixa entre 50°S e 50°N . Por outro lado, a desvantagem é a complexidade do algoritmo e o número de dados necessários para gerar o produto, de forma que os dados não são distribuídos de forma imediata. Mesmo assim, atualmente, as estimativas de um mês qualquer são disponibilizadas até o dia 15 do mês seguinte, prazo que pode ser considerado relativamente curto.

Esquema de processamento de dados do TRMM
NASA - TSDIS / NASDA - EOC

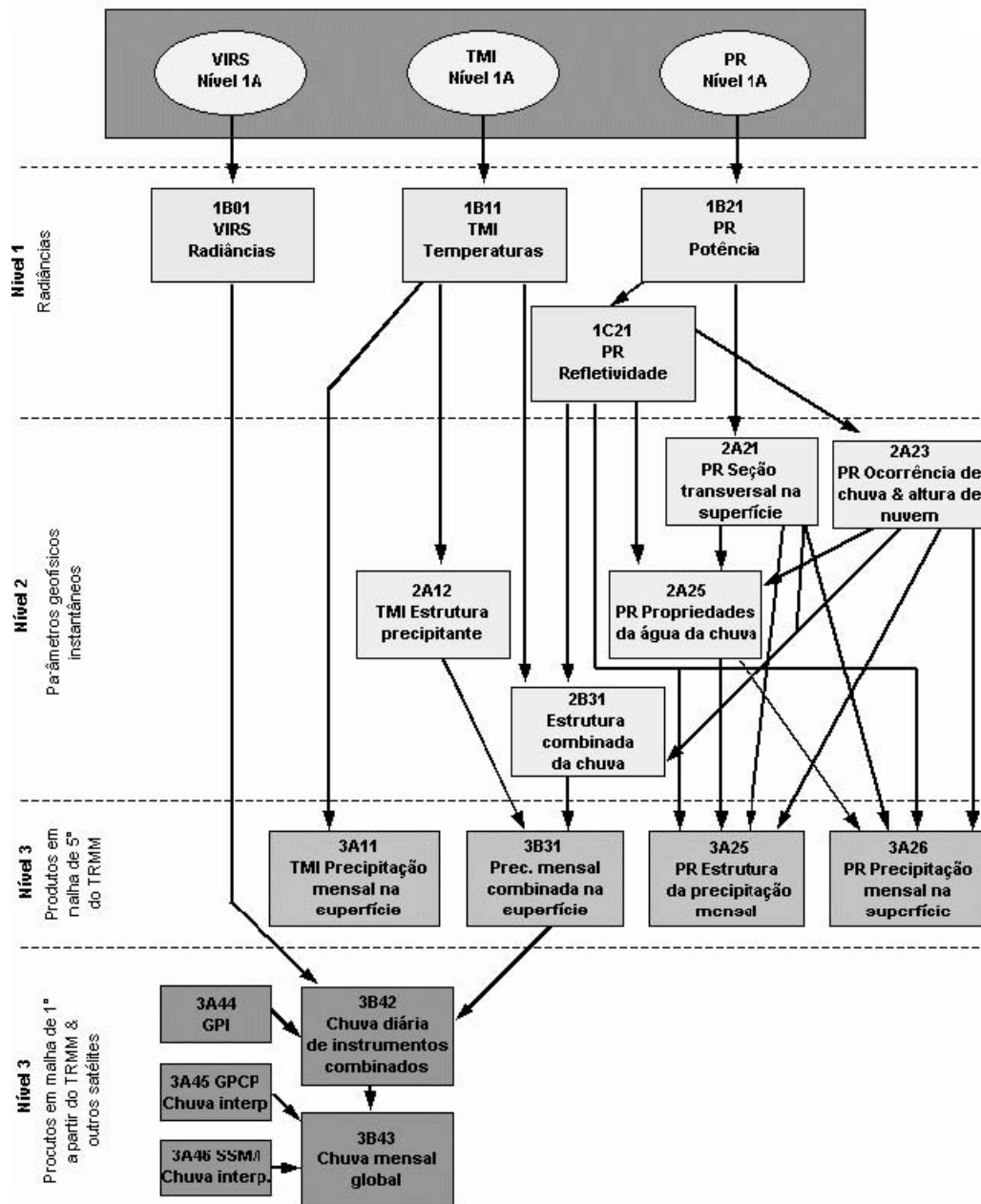


Figura 2.3 - Fluxograma de dados para geração de estimativas do projeto TRMM (Fonte: Collischonn, 2006)

Com relação à vida útil do satélite TRMM, cabe ressaltar que, inicialmente, o satélite estava previsto para fornecer dados até março de 2004 (Kummerow *et al.*, 2000). Porém, com a manobra de elevação de altitude, realizada em agosto de 2001, o satélite teve sua vida útil estendida, devido à economia no consumo de energia, embora com uma leve redução na resolução espacial dos instrumentos. Por duas vezes, a agência americana anunciou o adiamento do fim do programa. Por último, em junho de

2005, foi atingida a reserva de combustível necessária para a reentrada controlada do satélite na atmosfera, procedimento que assegura a queda do satélite no oceano. A agência decidiu, então, abrir mão da reentrada controlada, considerando que o benefício advindo da extensão das medições supera o risco de que eventuais peças que não tenham se desintegrado no choque com a atmosfera provoquem danos materiais ou físicos em terra, risco que é avaliado em 1 em 10.000. Com a renúncia ao procedimento, o combustível restante é suficiente para estender a operação do TRMM até o ano de 2010. O adiamento do fim da operação evidencia a satisfação com os resultados obtidos pelo programa, satisfação atestada por vários autores, como Flaming (2004), Hiroshima (1999) e Kummerow *et al.* (2000).

Devido a esse relativo sucesso, a NASA prepara um programa para suceder o TRMM, chamado de GPM (*Global Precipitation Measurement*), prevendo, para 2007, o lançamento de múltiplos satélites, equipados com sensores e radares similares ao anterior, porém com maior resolução (Flaming, 2004). Esse fato permite que haja certo otimismo entre hidrólogos, pois incrementa significativamente o volume de dados de chuva disponíveis, problema que tem sido um dos gargalos da modelagem hidrológica em países como o Brasil.

2.10.2 Interpolação Espacial

A interpolação espacial é muito importante em hidrologia, especialmente quando se pretende modelar a relação chuva-vazão. A visualização gráfica dos dados de chuva é necessária para caracterizar a respectiva distribuição espacial, com a produção de hipóteses e determinação de valores de ajustes em uma modelagem pluviométrica. A importância da técnica de visualização torna-se mais evidente quando o número de estações pluviométricas, assim como as séries históricas, aumenta, uma vez que se torna mais complexa a identificação do comportamento espaço-temporal dos dados.

Muitos fatores afetam a distribuição espacial da precipitação no solo. A chuva varia espacial, temporal e sazonalmente. Estão disponíveis, nos dias atuais, muitas técnicas de interpolação espacial com variados graus de complexidade. A representação contínua dos processos hidrológicos, através do interpolador espacial, permite analisar o modelo espacial de variação desse processo.

Thiessen (1911) surgiu com a primeira técnica para estimar precipitação média regional. Outro trabalho clássico em análise de dados foi realizado por Matheron

(1971), que introduziu a teoria da variável regionalizada para estimar as médias regionais considerando os processos estocásticos lançando as bases do campo de conhecimento que se convencionou chamar de geoestatística. A geoestatística está baseada na teoria das variáveis regionalizadas (Journel e Huijbregts, 1978), que constituem uma função definida em um domínio do espaço. São variáveis em que os valores estão relacionados, de alguma maneira, com a posição que ocupam no espaço. Essa teoria conduziu ao desenvolvimento da técnica de krigagem e suas variantes. Mesmo tendo sua origem ligada a problemas específicos encontrados na mineração, a geoestatística, pela generalidade de seu desenvolvimento e por lidar com dados distribuídos espacialmente, pode ser utilizada criteriosamente na interpretação e estudo de grande parte dos fenômenos que aparecem nos domínios das ciências da natureza, como, por exemplo, na geologia, na geofísica, na engenharia florestal, na cartografia e também na hidrologia.

Adicionalmente, uma outra técnica distinta para interpolação espacial, que tem sido bastante empregada, chama-se IDW (distância inversa ponderada). A seguir, será realizada uma breve exposição dos conceitos básicos da técnica IDW, empregada neste trabalho. Uma das razões para seu uso ampliado tem sido a facilidade de empregá-la sob o ponto de vista operacional e computacional. Note-se que deve ser empregada com cuidado, uma vez que intrinsecamente pressupõe uma certa estrutura de correlação espacial, podendo ser mais ou menos adequada em função do processo físico em análise e em função dos dados disponíveis.

Este método de interpolação IDW (distância inversa ponderada) assume que cada dado de entrada tem uma influência local que diminui com a distância. Ele pondera mais os pontos que estão mais próximos das células em processamento do que as que estão mais afastadas. Tsanis e Gad (2001) explicam esse interpolador. O método IDW baseia-se na linearidade ponderada da combinação do conjunto de dados de precipitação coletados em cada um dos postos, no qual o fator de ponderação é o inverso da distância. Uma proximidade maior dos dados define uma superfície interpolada que possui maiores detalhes.

O método IDW, determinado pela regra do inverso quadrado, atribui maior ponderação aos valores observados que estão localizados mais próximos do centróide (centro) da célula, e a ponderação diminui com o quadrado da distância da célula na malha ao centróide. Esse método de ponderação ajuda a minimizar a indução causada pela heterogeneidade espacial, existente em certos dados de estações de monitoramento, ao redor de cada célula da malha.

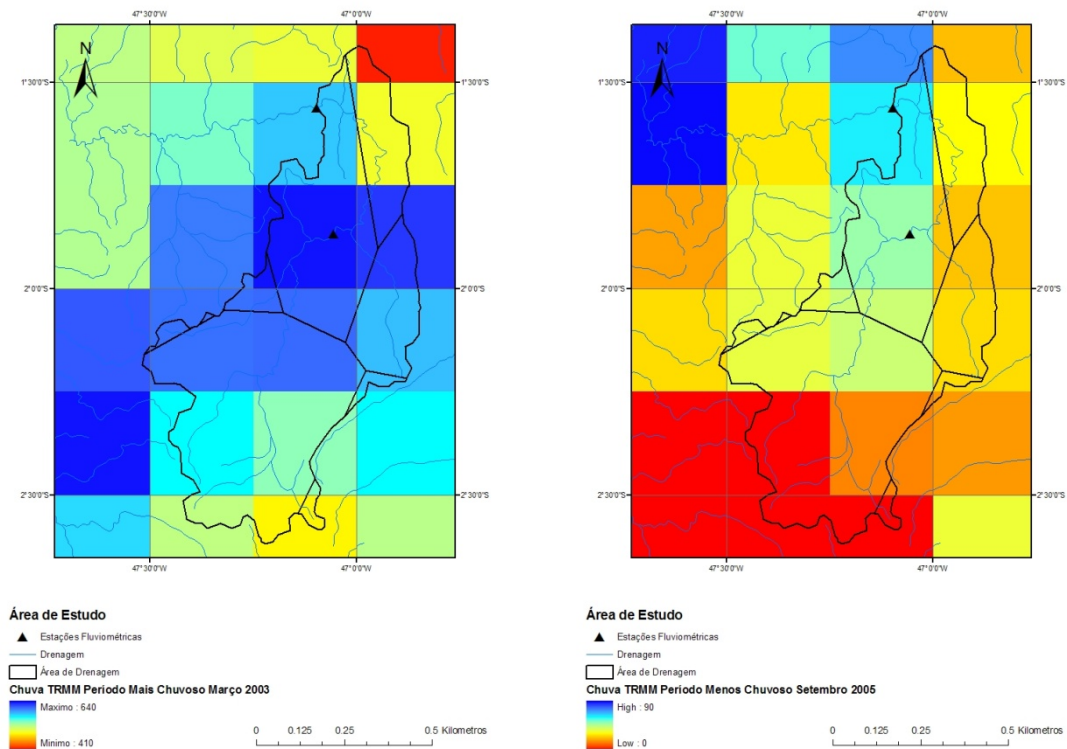


Figura 2.4 – Interpolação da precipitação mensal do TRMM sobre a bacia da estação fluviométrica de Bom Jardim para os meses de março/2003 e setembro/2005.

CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA

Nesta dissertação buscou-se produzir um estudo de consistência de dados pluviométricos e fluviométricos com vistas a subsidiar estudos de modelagem hidrológica na sub-bacia 31 – Rio Guamá/PA. Nesse sentido, optou-se por desenvolver um estudo de balanço hídrico e modelagem hidrológica, inicialmente para a bacia definida pelo posto 31520000 (Bom Jardim), inserido na bacia 31, conforme descrito no Capítulo 4. Em um segundo momento, são conduzidas essas análises para o posto 31490000, inserido, por sua vez, na bacia hidrográfica delimitada pelo posto 31520000, permitindo contrastar, por exemplo, as vazões geradas a partir de estimativa dos parâmetros da modelagem, via calibração automática, mediante o método de Rosenbrock, para o posto 31520000, com os dados observados de vazão da estação 31490000 na perspectiva de regionalização de vazões.

Feita esse breve preâmbulo, o Capítulo 3 apresenta a série de etapas do procedimento metodológico cumprido nesta pesquisa, base para os resultados apresentados nos capítulos seguintes.

3.1 Consistência de dados

Os dados coletados no campo estão sujeitos a incorreções diversas, sejam elas erros de leituras, de transcrição ou falhas. Assim sendo, suas séries não se encontram adequadas para utilização imediata. Dessa forma, faz-se necessário submetê-las à análise de consistência, objetivando depuração e correção de erros e preenchimentos de falhas que possam interferir na análise e resultados da regionalização de vazões (CPRM/ANA, 2004).

3.2 Organização das informações

- Mapa da bacia

No mapa, além da hidrografia, estão plotadas as estações hidrométricas e os correspondentes traçados dos roteiros de acesso. Nele são identificadas as estações em análise e as que poderão ser utilizadas como apoio, inclusive as pluviométricas. Além disso, o conhecimento do roteiro é útil, pois, muitas vezes, é necessário recorrer às equipes de hidrometria na complementação ou confirmação de alguma informação.

Tendo por base o mapa, para cada estação em análise, deve-se selecionar as estações de apoio e anotar sua equipe de operação.

- Fichas descritivas

Além das características dos locais de seções de réguas e de medições de vazão e áreas de drenagem, as fichas contêm informações sobre a existência de obras hidráulicas ou outros fatores que possam influenciar o regime fluvial.

- Croqui de localização

No croqui, encontra-se a posição da estação em relação a pontos notáveis como arruamentos, edificações, pontes e outras estruturas.

- Históricos

O histórico condensa algumas informações da ficha de inspeção preenchida no campo. Caso haja informações que sugiram funcionamento inadequado da estação (régua caída, coberta ou desnivelada, problemas com linígrafo, falhas do observador, entre outras) ou indiquem a possibilidade de qualquer alteração em sua operação (por exemplo, mudança do zero da régua, troca de observador, construção de obras hidráulicas), elas devem ser anotadas.

- Seções transversais

Deve-se registrar os levantamentos das seções de réguas para compará-los com os de anos anteriores. Ressalta-se que, nas estações onde a seção de réguas está localizada próxima à seção de medição de vazão, o levantamento da seção é realizado apenas na de medição.

A apresentação, em um mesmo gráfico, de seções levantadas em diferentes anos facilita a verificação de alterações ocorridas, o que pode permitir avaliar a mudança de tendência das medições e conseqüente alteração da curva-chave. Além disso, o conhecimento da geometria da seção é fundamental para uma extrapolação adequada.

- Boletins de campo

Eventualmente, algumas informações relevantes, não relatadas nos históricos, são encontradas no campo de observações dos boletins. Complementarmente, sua

análise possibilita a avaliação da confiabilidade do observador e também dirimir dúvidas em relação aos dados.

- Fichas de medição de vazão

Através delas, podem ser dirimidas dúvidas quanto à fidelidade dos resultados das medições. Recalculando a medição é possível verificar valores duvidosos e corrigir erros eventuais. Adicionalmente, a partir das cotas e horários iniciais e finais das medições, é possível verificar se houve grande variação no gradiente hidráulico.

- Linigramas

Com os linigramas, é possível confirmar ou corrigir valores apresentados nos boletins de campo e também preencher falhas nas leituras de régua. Entretanto, alguns fatores podem causar diferenças entre os valores lidos nas régua e nos linigramas. Os principais fatores são: amortecimento no tanque, obstrução da entrada de água, atraso ou adiantamento do relógio e diferença de nível do linígrafo e das régua, quando situam-se distantes.

- Dados pluviométricos

Dados pluviométricos de estações localizadas na bacia em análise possibilitam a confirmação de dados e a identificação de falsas leituras.

- Diagrama unifilar

O diagrama unifilar permite a identificação rápida dos apoios, áreas de drenagem e existência de barramentos no trecho estudado. Pode-se aprimorar esse tipo de representação acrescentando a distância entre as estações e estimando o tempo de viagem do fluxo de água para cotas baixas, médias e altas.

3.3 Diretrizes para a consistência de dados hidrológicos

A principal fonte para a coleta dos dados hidrológicos é o banco de dados da Agência Nacional de Águas (ANA), por esta ser a responsável pela manutenção da rede hidrometeorológica nacional, parte integrante do sistema nacional de gerenciamento de recursos hídricos.

Após a coleta dos dados e seleção dos postos com séries de vazões mais extensas e com menores períodos de falhas, foram selecionados os postos de interesse para o

estudo. O critério a ser observado na seleção da bacia hidrográfica a ser analisada levará em conta a disponibilidade e a qualidade dos registros de vazão e precipitação. Deverão ser observados os procedimentos descritos nos itens seguintes para a obtenção das séries de dados hidrológicos utilizados nas simulações realizadas com o modelo SMAP.

3.3.1- Séries de Precipitação

Tendo em vista a alta variabilidade espacial e temporal do fenômeno de precipitação pluviométrica, principalmente na região tropical do Brasil, conforme bem destacado por Viana (1986), os dados medidos devem ser obtidos para o maior número de postos pluviométricos e com a maior extensão temporal possível.

O primeiro procedimento recomendável é obter os totais precipitados a nível mensal e a nível anual, comparando-se, graficamente, os postos da região. Preferencialmente, deve-se tentar obter o mapa de isoietas da região, de forma a orientar esse estudo. Postos em que a extensão das falhas no registro seja tal que os totais acabem por ser afetados pela ausência dessas informações e onde haja outros postos próximos, que possam substituí-lo, devem ser descartados, já que a sua permanência pode afetar, desfavoravelmente, a média sobre a bacia.

Um método tradicional e interessante para ser utilizado na análise de consistência entre dois postos, cujo comportamento observado de um deles seja considerado potencialmente sujeito a erros, é o da curva de dupla massa. Trata-se da plotagem simultânea do total de precipitações acumuladas dos postos, um no eixo das abscissas e o outro no eixo das ordenadas. Mudanças permanentes na declividade da linha de tendência ou mesmo a observação de uma nova linha de tendência, paralela ou não à anterior, indicam problemas no registro de um dos postos, como mudança de localização do pluviômetro, por exemplo.

Ainda que a análise dos totais mensais e anuais tenha fornecido bons resultados, é conveniente realizar análises de consistências complementares entre os dados diários de precipitação através da visualização gráfica do comportamento dos registros em postos próximos. Por exemplo, um posto situado em região central e que esteja cercado por vários outros postos não pode apresentar valores muito abaixo desses no caso de um evento de grande porte registrado em todos os demais postos. Quanto ao preenchimento de falhas a nível diário em postos pluviométricos, este deve ser realizado de forma bastante criteriosa. Deve-se evitar o preenchimento de falhas em regiões de baixa

densidade de pluviômetros, principalmente quando o posto está localizado em região de maiores índices de precipitação, sob pena de afetar significativamente o resultado médio na bacia.

No tocante à determinação da precipitação média representativa sobre a bacia, Linsley, Kohler e Paulhus (1949) afirmam que, em áreas montanhosas, onde as feições topográficas criam um padrão típico de precipitação sobre a área, dados determinados por médias das estações ou polígonos de Thiessen podem ser considerados tão somente como um indicador da precipitação média da bacia. Nesse caso, a precipitação, para o período completo de registro a ser analisado, deve ser baseada na mesma rede de estações. Se isso não puder ser efetivado, os dados de períodos anteriores devem ser ajustados de forma a torná-los comparáveis com aqueles correspondentes à coleta para a rede atual.

Entretanto, em áreas relativamente planas, onde as feições topográficas não causam uma distribuição atípica de chuva, os dados de precipitação na extensão da bacia, calculados através de médias das estações ou dos polígonos de Thiessen, podem ser assumidos como representativos da altura de precipitação média sobre a bacia. Nesse caso, substituições de uma estação pluviométrica por outra ou adições/exclusões da rede de estações não causam tendências nas médias da bacia. Em outras palavras, registros de estações recentemente instaladas podem ser utilizados diretamente, sem a interpretação de que os dados recentes são incompatíveis com os de anos anteriores. Trata-se do caso da bacia 31 do rio Guamá, onde o relevo bastante plano favorece a interpretação de que os padrões de precipitação não sofrem grandes alterações.

O método de Thiessen é relativamente simples e atende ao objetivo de cálculo das precipitações médias, opinião compartilhada por Viana (1986), que o apresenta em seu estudo do comportamento hidrológico das pequenas bacias do Nordeste, e Dias e Kan (1999), com aplicações em bacias do Paraná. Segundo o método, a precipitação média é calculada pela ponderação entre as precipitações registradas nos postos disponíveis. O fator de ponderação é a área de influência do posto, calculada através do traçado de polígonos, cujos limites encontram-se no ponto de distância média entre postos adjacentes, conforme a Figura 3.1 a seguir.

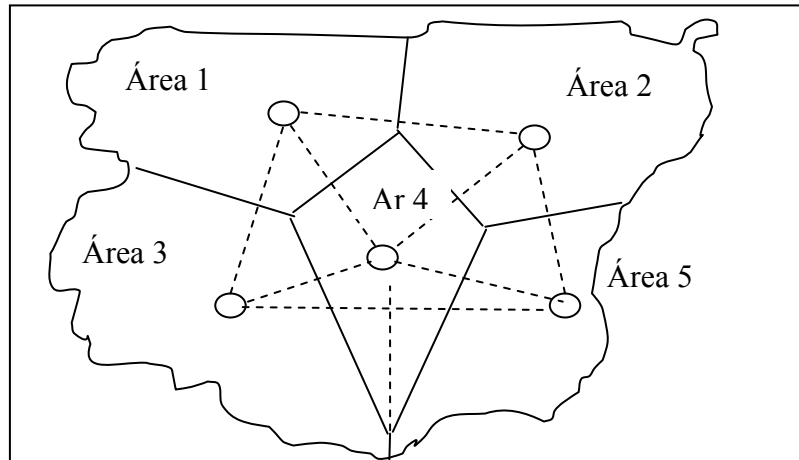


Figura 3.1 - Polígonos de Thiessen – áreas de influência dos postos na bacia

Dessa forma, o método de Thiessen para o cálculo da precipitação média sobre uma bacia resume-se à equação:

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i \times A_i}{\sum_{i=1}^n A_i} \quad (\text{Eq. 3.1})$$

3.3.2 – Análise de dados pluviométricos

Na seqüência, apresentam-se os erros mais comuns a serem observados na análise de dados pluviométricos, conforme apresentados na ficha descritiva e no boletim do posto.

Na ficha descritiva, destacam-se:

- mudança de observador e causa da mudança;
- justificativas para ausência de leituras;
- observador despreparado;
- exposição prejudicada;
- pluviômetro / pluviógrafo desnivelado;
- pluviômetro / pluviógrafo amassado;
- altura irregular do pluviômetro / pluviógrafo;
- obstrução do pluviômetro / pluviógrafo;
- vazamento do pluviômetro / pluviógrafo;
- reinstalação e/ou mudança de local;

- falta de proveta;
- período de mau funcionamento do pluviógrafo e, se possível, a causa;
- falta de acesso;
- atos de vandalismo;
- construção de cercado;
- correções das irregularidades encontradas.

Por outro lado, no boletim, podem ser ilustrados os seguintes aspectos:

- preenchimento incorreto do cabeçalho (código, nome, mês e ano);
- preenchimento incorreto das leituras de acordo com o número de dias do mês;
- mudança de caligrafia;
- ilegibilidade das anotações;
- falta de decimal ou mais de um decimal;
- repetição de valores iguais, diferentes de zero;
- valores múltiplos de provetas;
- leituras de totais diários significativos (por exemplo, maiores do que 100mm);
- totais mensais discordantes dos valores observados nos apoios.

3.3.3 – Verificação da homogeneidade dos dados

Mudanças na locação ou exposição de um pluviômetro ou das condições do aparelho ou modificação no método de observação podem causar um efeito significativo na quantidade de precipitação que ele mede, conduzindo a dados inconsistentes ou, em outras palavras, dados de naturezas diferentes inseridos no mesmo registro.

De forma a contornar tal situação, avalia-se o grau de homogeneidade dos dados disponíveis no posto em análise com relação às observações registradas em postos vizinhos, configurando o método usualmente denominado de dupla massa. O método da dupla massa, desenvolvido originalmente pelo *U.S. Geological Survey*, é uma prática comum adotada no Brasil, sendo válido para séries mensais ou anuais.

O método consiste em selecionar os postos de uma região, acumular para cada um deles os valores anuais, e plotar conjuntamente, num gráfico cartesiano, os valores acumulados correspondentes ao posto a consistir (na ordenada) e a média acumulada dos outros postos de apoio adotados como base de comparação (na abscissa). Se os valores do posto a consistir são diretamente proporcionais aos observados na base de

comparação, os pontos devem alinhar-se segundo uma única reta. A declividade da reta determina o fator de proporcionalidade entre ambas as séries. Por outro lado, também é possível que os postos não se alinhem segundo uma única reta, podendo apresentar as seguintes situações:

- mudança na declividade, determinando duas ou mais retas- constitui o exemplo típico derivado da presença de erros sistemáticos, mudança nas condições de observação ou a existência de uma causa física real, como alterações climáticas no local provocadas pela presença de reservatórios artificiais; Para se considerar a existência de mudança na declividade, é prática comum exigir a ocorrência de pelo menos cinco pontos sucessivos alinhados segundo a nova tendência;
- alinhamento dos pontos em retas paralelas- ocorre quando existem erros de transcrição de um ou mais dados ou pela presença de anos extremos em uma das séries plotadas; a ocorrência de alinhamentos, segundo duas ou mais retas aproximadamente horizontais (ou verticais), pode ser a evidência da comparação de postos com diferentes regimes pluviométricos;
- distribuição errática dos pontos- geralmente, é resultado da comparação de postos com diferentes regimes pluviométricos, sendo potencialmente inadequada associação que se deseje fazer entre os dados dos postos plotados.

Para corrigir os valores correspondentes ao posto em análise, há duas possibilidades: corrigir os valores mais antigos para a situação atual ou corrigir os valores mais recentes para a condição antiga. Por intermédio da análise dessas curvas, avalia-se a melhoria da qualidade das séries, apurando-se, ainda, a necessidade do reexame de algumas. Em alguns casos, deve-se processar novamente os cálculos, utilizando-se a série consistida, verificando-se, algumas vezes, inconsistências antes despercebidas. Na maioria dos casos, as curvas duplo-acumulativas de dados consistidos apresentam diminuição significativa tanto na dispersão dos pontos quanto no número de inflexões observadas.

Matematicamente, a correção dos dados inconsistentes pode ser feita da seguinte forma:

$$P_a = \frac{M_a}{M_0} P_0 \quad (3.2)$$

onde P_a são os valores corrigidos;

P_0 são dados a serem corrigidos;

M_a é o coeficiente angular da reta no período mais recente;

M_0 é o coeficiente angular da reta no período anterior a sua mudança de inclinação.

Em síntese, como descrito anteriormente, a verificação da homogeneidade dos dados pode ser feita através da análise de dupla-massa. Esse método compara os valores acumulados anuais (ou sazonais) da estação X com os valores da estação de referência, que é usualmente a média de diversos postos vizinhos. A título de ilustração, a Figura 3.2 exibe a curva duplo-acumulativa dos dados consistidos da estação 00147016 – Ourém – sub-bacia 31, identificando um exemplo de aplicação desse método, no qual a curva obtida apresenta uma pequena mudança na declividade, o que significa que houve algum grau de anormalidade.



Figura 3.2 - Verificação da homogeneidade dos dados – exemplo de curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto de Ourém – 00147016 – sub-bacia 31

Tabela 3.1 - Relação entre os apoios e a estação analisada de Ourém – sub-bacia 31

Ano	Estações de Apoio					Estação em Análise			
	00147011 Col. Santo Antonio	00146011 SANTA LUZIA DO PARA	00146005 Tararua-Ponte	00147002 CAPANEMA	00147019 NOVA TIMBOTEUA	Média	Somatório	00147016 Ourem	Somatório
2000	2771	2294	2001	2673	2172	2382.1	2382.1	1771	1771.0
2001	2292	2843	1863	2806	1878	2336.3	4718.5	1968	3739.0
2002	2219	2489	1532	2148	2372	2151.9	6870.4	2156	5895.0
2003	2492	2752	2203	2734	2218	2479.8	9350.2	2388	8283.0
2004	2063	2825	1999	1509	1931	2065.5	11415.7	2221	10504.0
2005	2158	2517	2131	1630	1697	2026.6	13442.3	1815	12319.0

3.3.4 - Séries de Vazão

Deverão ser conduzidas, para os postos fluviométricos selecionados, as análises de consistência e preenchimento de falhas nas séries de vazões, de acordo com as tradicionais técnicas empregadas em estudos hidrológicos dessa natureza, que devem resultar em séries de vazões finais consistidas e confiáveis para serem utilizadas nas simulações (DNAEE, 1983).

Primeiramente, deverão ser verificadas as curvas-chave fornecidas pela ANA, com suas faixas de cotas máximas e mínimas, bem como o período de validade temporal. Em geral, as curvas-chave são definidas de acordo com a equação

$$Q = a \times (h - h_0)^n \quad (3.3)$$

onde:

Q - vazão (m³/s);

h - cota (m);

a, h₀, n - parâmetros calibrados.

O banco de dados da ANA apresenta os parâmetros das equações das curvas válidas (a, h₀ e b), sendo necessária a plotagem dos pares ordenados de cota e vazão diários fornecidos pela ANA, a fim de permitir avaliar a presença de eventuais erros na aplicação das curvas-chave nos períodos para os quais foram validadas.

Complementarmente, cabe observar que, na escolha do local onde deverá funcionar um posto fluviométrico, são tomadas as providências de praxe, tais como:

- o estabelecimento de dois RRNN (referência de nível), devendo um deles ficar a salvo da maior enchente; deve ser determinada, através de nivelamento geométrico, a altitude desses RRNN; se não for possível, trabalha-se com cota arbitrada;
- a instalação das escalas linimétricas, referenciadas aos RRNN, cobrindo toda a variação possível dos níveis de água.
- o levantamento topográfico da seção de medidas, que será definida por duas estacas em cada margem, com uma delas servindo como ponto inicial da contagem das larguras (abscissas).

Após a realização de um certo número de medições de descarga no posto (15 ou mais medições bem espaçadas quanto à altura de água), esses resultados colhidos (pares de valores) são levados a um gráfico cartesiano (Q em abscissas e cotas em ordenadas) construído em papel milimetrado.

Ajusta-se, então, a sentimento uma curva a esses pontos plotados, obtendo uma forma parabólica, com curvatura pronunciada para os níveis baixos. Percebe-se logo, nessa curva-chave, a carência de pontos para as cotas extremas – as mais elevadas e as mais baixas. Torna-se necessário, então, prolongar a curva para baixo até a cota de nível para a qual a descarga é nula (h_0) e, superiormente, até os níveis das grandes enchentes. Trata-se da extrapolação da curva-chave. Com vistas, então, à extrapolação de uma curva chave potencialmente ideal, isto é, estável, é feita a determinação de sua expressão algébrica. Maiores detalhes dessa análise encontram-se no item seguinte.

Após a verificação das curvas-chave, deve-se analisar a consistência das informações de vazão através da comparação entre os hidrogramas de cada posto com os postos existentes à montante e à jusante, analisando as vazões incrementais. As vazões incrementais negativas, ou seja, quando a vazão de um determinado posto é inferior a do posto de montante, apesar do incremento na área de drenagem, devem ser objetos de atenção.

Também deve ser analisado o comportamento das vazões dos postos em relação a eventos extremos de cheias e estiagens. Picos de vazão superestimados em um determinado posto, se comparados a de postos nas proximidades, podem indicar falhas na região de extrapolação da curva-chave para altas vazões. Da mesma forma, vazões de estiagem, formadas, em sua essência, pelo escoamento de base, podem ser contrastadas entre postos fluviométricos próximos.

3.3.5 – Análise de dados fluviométricos

A medição da vazão de um curso de água é um processo relativamente complexo que envolve equipamentos e técnicos especializados. Não sendo economicamente viável a realização de medições de vazões de forma contínua, de modo a permitir ao hidrólogo o conhecimento pleno do regime fluvial dos rios, essas medições são feitas de forma esporádica, procurando-se definir uma relação entre o nível de água e a vazão, de tal forma que, a partir da medida da cota linimétrica, se obtenha a vazão correspondente. A relação entre essas variáveis, cota e vazão, é denominada pelos hidrólogos de curva-chave, conforme mostra a Equação (3.3).

O ajuste da curva-chave, também denominado calibragem da estação, pode ser feito através da representação gráfica, de onde empiricamente se obtém pares de pontos

para montar uma tabela, ou através da utilização de equações matemáticas (Serebrenick e Carvalho, 1970).

Esse processo de ajuste nem sempre é fácil, dado que a relação entre as duas variáveis não é perfeitamente unívoca, sofrendo modificações ao longo do tempo. A evolução no tempo pode ser avaliada analisando-se as medições. Nesta etapa, também se identificam eventuais erros cometidos no campo ou no processamento dos dados das medições, muitas vezes possibilitando sua correção. Com esta finalidade, constroem-se os gráficos cota x vazão, cota x área e cota x velocidade, com todas ou parte das medições de uma estação. À medida que os pontos (medições) são colocados no gráfico e identificam-se períodos com tendências distintas de comportamento, atribuem-se, por exemplo, cores diferentes aos respectivos conjuntos de pontos, separando-os visualmente. Será possível, então, definir uma relação cota x vazão para cada tendência identificada.

O cuidado no momento das medições de vazão permite evitar os erros mais comuns na determinação de vazões. Esses erros incluem medidas mal feitas da área da seção, número insuficiente e/ou má distribuição de verticais, número insuficiente de pontos na vertical, desvio do molinete em relação a vertical, correntes inclinadas em relação a seção transversal de medição, embarcação movimentando-se devido ao vento ou a turbulência no escoamento, regime de escoamento variável durante a medição – variação de nível não levada em conta, medidas de velocidade mal feitas, não considerando o tempo mínimo, e molinete não aferido.

Na definição da curva-chave, os casos mais simples são aqueles em que se pode considerar unívoca e permanente a relação cota x vazão, fundamentando-a na equação de Manning para o escoamento uniforme e admitindo-se a regularidade da seção transversal. Essa simplificação será válida nas seguintes condições: quando a variação da linha de água, da enchente para a vazante, for desprezível, se comparada à precisão do método de medição de vazão; houver controle definido; e a seção for regular e estável durante o período considerado.

Pode-se, nesses casos, definir uma equação matemática que represente as medições existentes, ou seja, os pares cota x vazão, apresentando, para as vazões por ela calculada, os menores desvios relativos às vazões medidas. Esse ajuste é obtido pelo método dos mínimos quadrados via Equação (3.3).

Para definir os parâmetros k , n e h_0 , faz-se a anamorfose logarítmica da equação para a reta

$$\log Q = \log k + n \log(h + h_0) \quad (3.4)$$

A definição dos parâmetros é obtida ajustando-se a reta aos pares $(\log Q, \log(h - h_0))$, que torne mínimo, para a nuvem de pontos, o somatório dos quadrados dos desvios da variável dependente $(\log Q)$ em relação à reta estabelecida.

A minimização dos desvios é verificada através do coeficiente de determinação R^2 , que deverá ser o mais próximo possível da unidade.

Para que a equação tenha significado físico, é importante, porém, observar o valor resultante para o expoente n . Esse valor não deve se afastar muito de $5/3$, que seria o expoente da profundidade média (h) , na equação de Manning (fazendo-se: área = base média x altura e altura = raio hidráulico). Expoentes próximos de 2 ou 3 seriam aceitáveis, admitindo-se que a curva-chave possa ser uma parábola de 2º ou 3º graus.

Após a definição das equações da curva, para a faixa validada pelas medições de descarga líquida, muitas vezes, torna-se necessária a sua extrapolação. Geralmente, dispõem-se de poucas medições para cotas altas, ou muito baixas, que ocorrem em situações extremas, de cheias ou estiagem, justamente as faixas de grande interesse para a maioria dos estudos hidrológicos.

A seguir, são discriminadas algumas equações de curva-chave comumente empregadas, respeitadas as características geométricas e hidráulicas da seção fluviométrica de análise. Inicialmente, fundamenta-se a obtenção da expressão (3.3) mostrada anteriormente. Seja:

$$A = Lh \quad (3.5)$$

$$R = \frac{Lh}{2h + L} \quad (3.6)$$

$$Q = ACR^{1/2}I^{1/2} = CLh \left(\frac{LhI}{2h + L} \right)^{1/2} \quad (3.7)$$

onde: A – área da seção; L – largura da seção; h – altura média da lâmina de água na seção; R – raio hidráulico; Q – vazão na seção; declividade da linha de água.

Na seção de um rio, sua maior dimensão é a largura L , sendo h é pequeno na presença de L : $R = h$ (nos casos em que $L \geq 10h$). Assim, pode-se reescrever (3.7) como:

$$Q = CLI^{1/2}h^{3/2} \quad (3.8)$$

ou

$$Q = kh^{3/2} \quad (3.9)$$

sendo k uma constante a ser calibrada para a seção em estudo.

Se o zero da escala não estiver ao nível do fundo do canal, a equação da curva da calibração será:

$$Q = k(h + h_0)^{3/2} \quad (3.10)$$

com h_0 sendo uma constante positiva ou negativa.

Portanto, para os cursos de água naturais, pode-se aplicar uma expressão do tipo:

$$Q = k(h + h_0)^n \quad (3.11)$$

com o expoente n assumindo valores um pouco superiores a 1,5.

Alternativamente, emprega-se também uma relação polinomial do segundo grau:

$$Q = A + Bh + Ch^2 \quad (3.12)$$

onde A , B e C são constantes a determinar, próprias a cada posto fluviométrico.

No presente trabalho, optou-se pela escolha da equação do tipo potência (Equação 3.3), tendo em perspectiva o fato desse tipo de equação adequar-se, via de regra, melhor aos parâmetros físicos da seção fluviométrica. A seguir, são enfatizadas algumas observações sobre os parâmetros dessa curva, a saber (Luz, 1970):

- h_0 – se, no trecho onde se localiza a estação, o rio for um canal com declividade de leito regular (sem depressão ou soleira a jusante), o h_0 , cota de vazão nula, deveria ser a cota do fundo da seção de réguas; na prática, as réguas podem estar localizadas numa depressão do terreno e o h_0 estaria um pouco acima da cota do fundo;
- k – a constante k está relacionada à largura da seção transversal; em seção de forma trapezoidal, deve estar próxima da metade da largura da seção quando $(h - h_0)$ for igual a um metro; $Q = k(h - h_0)^n$, quando $(h - h_0) = 1$, tem-se; $Q = k$, já que 1 elevado a qualquer expoente é 1; se $Q = A(\text{área}) \times V(\text{velocidade})$, então $k = A \times V$; na cota 1m, acima do h_0 , se $A(\text{área}) = L(\text{largura}) \times P(\text{profundidade})$ e se $P = 1$, $A = L$, onde $k = L \times V$; logo, a velocidade média de um canal regular de declividade média e de calha pouco rugosa, em cotas baixas, na prática, é próxima de 0,5 m/s; então, pode-se admitir que o k deve ser próximo da metade da largura média quando o rio estiver com profundidade de 1m; já o expoente n , nas situações mais comuns de declividade e rugosidade, fica próximo de 1,67 (5/3).

Esse procedimento serve como estimativa inicial aos parâmetros da curva de forma prática, analisando a seção transversal de uma estação fluviométrica semelhante à análise feita em vertedores.

Adicionalmente, observa-se que, para determinação do valor de h_0 , existem três métodos práticos, sem o conhecimento do local, sendo o h_0 a incógnita que se deve ter maiores cuidados em sua obtenção.

O primeiro método é baseado na hipótese de que o trecho inferior da curva de descarga é uma parábola. Situando os pontos $Q=f(h)$ em um gráfico, traça-se a curva de forma a englobar a maioria dos pontos. O próximo passo consiste em escolher, no eixo das abscissas, onde estão plotadas as vazões, três pontos em progressão geométrica. Escolhidos os pontos A, B, C, leva-se uma vertical até atingir a curva traçada a sentimento, encontrando os pontos D, E e F. Com isto, traçam-se paralelas ao eixo das descargas, passando por E e F, até atingir os pontos G e I, situados no prolongamento das retas AD e BE. Une-se uma reta no sentido de I a G e outra de E a D. Prolongam-se as duas retas, e elas deverão se encontrar num ponto L. Esse ponto pode estar acima, abaixo ou sobre os eixo das descargas. A distância de L ao eixo das descargas é um valor aproximado de h_0 .

Um segundo método para determinar o h_0 é baseado na linearidade da Equação (3.3) quando feita a anamorfose. O valor de k como constante ocasiona uma translação na reta; portanto, não é necessário o seu valor para esse procedimento. Plotando num gráfico log-log os valores da função $Q = f(h - h_0)$ com os valores de h_0 arbitrados, podem ser encontradas as seguintes hipóteses:

- uma curva com a concavidade voltada para cima;
- uma curva com a concavidade voltada para baixo;
- uma reta.

Assim, arbitrado um valor de h_0 , mediante correções sucessivas, o valor que permitir melhor definir uma reta é aquele mais próximo da realidade.

Pelo terceiro método, alinham-se os valores de $Q = f(h)$; esses pontos vão se apresentar como uma curva parabólica via Equação (3.3). Esta parábola é traçada a sentimento, fazendo com que ela passe pelos pontos constantes no gráfico de tal forma que tangencie o eixo das ordenadas, onde estão plotadas os valores de nível de água. A distância que vai do ponto em que a curva tangencia o eixo das ordenadas até o eixo das abscissas é o valor de h_0 .

Com vistas a determinação de k na Equação (3.4), quando a diferença $(h - h_0)$ for igual a unidade, o segundo membro será nulo; logo, a equação inicial fica reduzida a $\log Q - \log k = 0$, com $\log Q = \log k$.

No gráfico log-log com os valores de $(h - h_0)$ e de Q , adota-se, para constante k , o número determinado mediante a descarga líquida, correspondente ao valor que, no gráfico, permite obter a diferença $(h - h_0)$ igual a unidade. Para o valor de n , calcula-se a tangente formada pela reta e pelo eixo das diferenças $(h - h_0)$ nesse gráfico.

3.4 Método do balanço hídrico sazonal – BHS

O método do balanço hídrico sazonal (BHS) foi desenvolvido por Dias e Kan (1999) para estimar a evapotranspiração de uma bacia hidrográfica que atendesse, por princípio, a conservação de massa. O BHS é válido, em princípio, para bacias hidrográficas de pequeno e médio porte, onde as características físicas, geomorfológicas e de cobertura vegetal sejam relativamente homogêneas. Além disso, a bacia hidrográfica não deverá apresentar falha geológica que permita a fuga de água para o lençol subterrâneo. Caso contrário, as estimativas de evapotranspiração através desse método não serão realistas, ficando superestimadas. Adicionalmente, destaca-se que o método é válido para horizontes de tempo inferiores a 1 ano e em escala não inferior à mensal.

O comportamento da vazão no período de recessão e o armazenamento da água no solo são essencialmente influenciados pelas características do solo, de modo que quantificar a água armazenada através de medições diretas é praticamente impossível. O ponto fundamental do método BHS está em realizar estimativas da quantidade de água armazenada na bacia através da vazão em períodos de recessão bem definidos entre 15 e 160 dias. Segundo Dias e Kan (1999), para esse período, o erro associado ao desconhecimento do armazenamento na forma de umidade do solo é minimizado, ao passo que as mudanças no armazenamento de água subterrânea são estimadas por intermédio de um reservatório subterrâneo linear, onde a constante de tempo é obtida pela análise da recessão do hidrograma.

O balanço hídrico instantâneo de uma bacia pode ser definido pela equação

$$\frac{dS}{dt} = P - Q - E \quad (3.13)$$

onde:

S é o armazenamento total da bacia, como a água retida na superfície (poças), umidade do solo (soma da água na região não-saturada, ou seja, na região vadosa e na franja capilar) e água subterrânea (zona saturada);

P é a precipitação;

Q é o escoamento; e

E é a evapotranspiração.

Considerando um período de recessão na bacia hidrográfica, que compreende o número de dias em que se assume que a precipitação é praticamente nula ($P=0$), então:

$$\frac{dS}{dt} = -(Q + E) \leq -Q \quad (3.14)$$

Considerando-se uma relação empírica entre armazenamento e vazão, cujos parâmetros podem ser dados através da análise da recessão, tem-se, para um reservatório linear:

$$Q = \frac{S}{T} \quad (3.15)$$

onde T é uma constante temporal da recessão. Integrando a inequação diferencial (3.14) mostrada anteriormente, tem-se:

$$Q(t + \Delta t) \leq Q(t)e^{-\Delta t/T} \quad (3.16)$$

Dessa forma, T pode ser determinado através da envoltória linear superior da plotagem de $Q(t)$ versus $Q(t + \Delta t)$.

A Figura 3.3 ilustra o início e o fim do período temporal irregular de análise de recessão, contendo os armazenamentos no primeiro dia (S_i , em mm) e no último dia (S_f , em mm). O final de uma recessão é sempre o início da seguinte, de acordo com os seguintes critérios:

- para $\Delta t < 15$ dias, se a vazão do último dia de recessão Q_f for menor do que Q_f do período anterior, considera-se um único hidrograma a soma dos dois períodos, caso contrário, busca-se o próximo Q_f ;
- aceita-se $15 \text{ dias} < \Delta t < 60 \text{ dias}$, desde que $Q_f \leq 1,0 \text{ mm/dia}$;
- somente nos casos em que $\Delta t > 60 \text{ dias}$, admite-se $Q_f \leq 2,0 \text{ mm/dia}$;

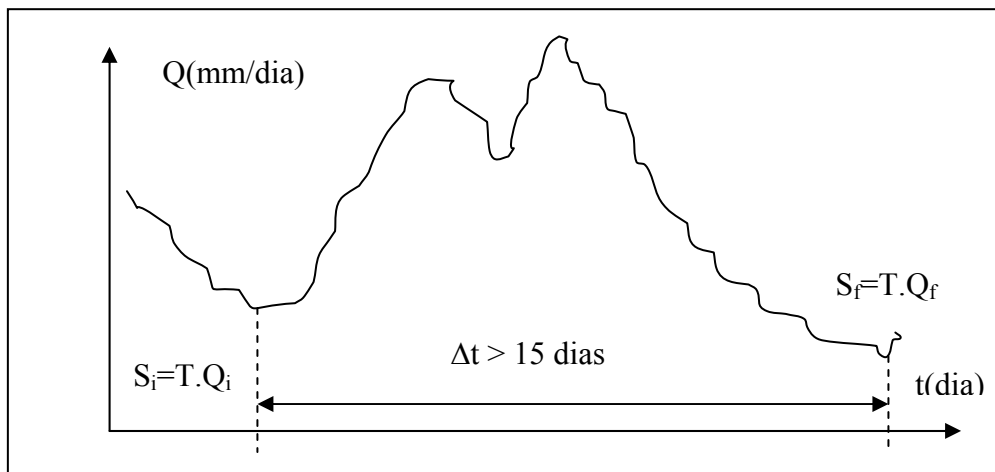


Figura 3.3 - Determinação do início e do fim do período de análise de recessão. (Fonte: Dias e Kan, 1999).

Usando-se Q_i e Q_f e a constante T calculada, determina-se S_i e S_f , que, aplicados à equação principal de balanço hídrico através das médias, fornece o valor da evapotranspiração E .

Tendo em vista que a aplicação do método fornece uma sequência de valores de E em períodos de tempo irregulares, e que os estudos hidrológicos exigem como unidade básica temporal o mês, pode-se determinar a evapotranspiração mensal através da ponderação de cada valor de E em relação ao número de dias do mês no qual é válido.

O trabalho de Dias e Kan (1999) afirma que as estimativas de sazonalidade da evapotranspiração produzidas pelo método do balanço hídrico sazonal são compatíveis, através da seleção de períodos de balanço hídrico suficientemente curtos, com os cálculos da radiação líquida mensal, da evapotranspiração potencial pelos métodos de Penman e Priestley-Taylor, da diferença entre precipitação e vazão e do déficit de vapor de água. Os autores concluem o estudo com a apresentação de resultados para duas sub-bacias, rio das Cinzas e rio Jangada, afluentes do rio Paraná, demonstrando que a aplicação da metodologia BHS em modelos hidrometeorológicos de evapotranspiração mensal preserva massa, com uma diferença total acumulada não superior a 0,25 mm/dia e erros médios quadráticos da ordem de 0,7 mm/dia.

3.5 Descrição dos Fundamentos Teóricos do Modelo SMAP

Neste item o modelo SMAP, a ser utilizado no presente trabalho, é apresentado com maiores detalhes, iniciando-se pela descrição do funcionamento dos três reservatórios conceituais lineares, de acordo com a concepção original de Lopes, Braga e Conejo (1981), passando pela incorporação dos algoritmos para translação da hidrógrafa de saída (Dib, 1986) e chegando-se à versão suavizada, exposta em sua forma mais recente por Xavier, Rotunno, e Canedo (2005).

3.5.1 Os Reservatórios

O modelo SMAP possui dois conjuntos de equações matemáticas para descrever os conceitos físicos do ciclo hidrológico, um para simulações em base diária e outro para simulações em base mensal.

A nível diário, realiza o balanço da umidade do solo baseado em 3 (três) reservatórios que representam a superfície e as zonas não-saturada e saturada do solo da bacia, conforme o esquema da Figura 3.4.

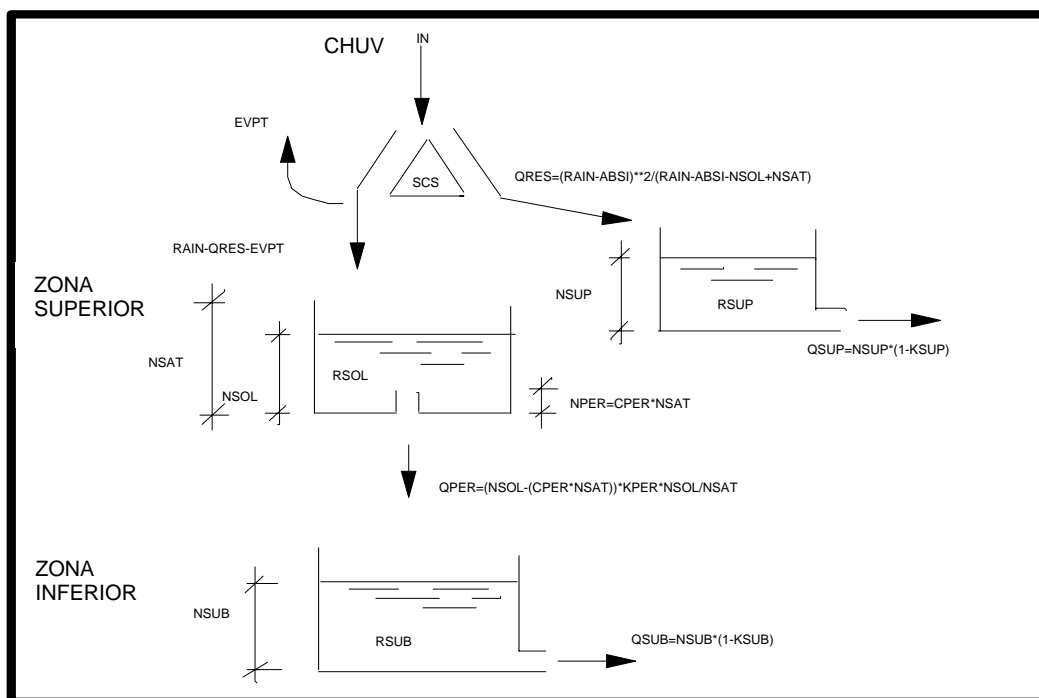


Figura 3.4 - Esquema do modelo SMAP - Fonte: Rotunno Filho (1989)

A seqüência lógica do modelo inicia-se com a separação da precipitação (PREC) através da fórmula do “Soil Conservation Service - SCS”, que fornece a parcela (QRES)

a ser transferida para o reservatório do escoamento superficial (RSUP), que representa o armazenamento da superfície. Assim, tem-se:

$$QRES = \frac{(PREC - ABSI)^2}{(PREC - ABSI + ABSP)} \quad (3.17)$$

onde:

QRES - altura que representa o volume para o escoamento superficial (mm);

PREC - altura que representa o volume de precipitação (mm);

ABSI - abstração inicial, que são as perdas antes do escoamento superficial se iniciar, incluindo todo o volume de precipitação ocorrido antes do início do escoamento superficial (mm);

ABSP - abstração potencial, que é a quantidade máxima de água que pode ser retida no solo e na superfície (mm), definida por

$$ABSP = 25,4 * \left(\left(\frac{1000}{CNUM} \right) - 10 \right) \quad (3.18)$$

onde:

CNUM - curva número do SCS (*U. S. Soil Conservation Service*), que está relacionada ao tipo de solo, cobertura vegetal e umidade antecedente da bacia, sendo um valor tabelado em função dessas grandezas (Chow, 1964).

Deve-se ressaltar que a definição da grandeza CNUM em um modelo contínuo implicaria o estabelecimento de uma função para relacionar os valores dessa grandeza à precipitação antecedente, tornando possível a obtenção de valores contínuos da abstração potencial (ABSP) através da Equação (3.18).

Entretanto, como um modelo contínuo faz uma atualização automática da umidade do solo a cada intervalo de tempo da simulação, os autores do modelo SMAP sugerem calcular a abstração potencial associada ao espaço disponível no reservatório do solo através da expressão:

$$ABSP = NSAT - NSOL \quad (3.19)$$

O nível de água do reservatório superficial (NSUP), resultante após o acréscimo de QRES nesse reservatório linear, é deplecionado a uma taxa constante (KSUP), fornecendo o escoamento direto (QSUP) pela expressão:

$$QSUP = NSUP * (1 - KSUP) \quad (3.20)$$

onde:

QSUP - parcela da vazão superficial (mm/dia);

NSUP - nível do reservatório superficial (mm);

KSUP - constante de recessão do escoamento superficial (dia^{-1}).

A lâmina restante ($\text{PREC} - \text{QRES}$) sofre perda por evaporação a nível potencial (EVPT), sendo a parcela “ $\text{QINF} = \text{PREC} - \text{QRES} - \text{EVPT}$ ” adicionada a um reservatório que representa a camada superior e não-saturada do solo (RSOL).

Nesse reservatório, a umidade é atualizada ao longo do tempo através de perdas por evapotranspiração remanescente a nível real (EVPR), equivalente à parcela não satisfeita da evapotranspiração potencial (EVPT) multiplicada pela taxa de umidade do reservatório (TSOL). Esta taxa é calculada dividindo-se o valor do nível do reservatório (NSOL) pelo seu nível máximo, ou seja, o nível de saturação (NSAT).

Além disso, existe a recarga para o aquífero (QPER), também denominada percolação profunda. Nessa transferência de água, é usado o conceito de capacidade de campo, que é a umidade máxima de armazenamento de água no solo compatível com sua capacidade de drenabilidade. Abaixo desse valor a água fica retida no solo, enquanto acima, ela é drenada. Na prática, é definida como a umidade ainda observada no solo após cerca de 2 dias (solos leves, arenosos, não pegajosos) ou 3 dias (solos pesados, argilosos) de uma chuva ou irrigação intensa, que torna o solo úmido, mas sem encharcá-lo. Em outras palavras, se o nível do reservatório (NSOL) for maior que o nível em que se pode reter água por capilaridade do solo ($\text{NPER} = \text{CPER} * \text{NSAT}$), ocorrerá a recarga para o reservatório subterrâneo por

$$QPER = (NSOL - (CPER * NSAT)) * TSOL * KPER \quad (3.21)$$

onde:

QPER - vazão de percolação profunda (mm/dia);

NSOL - nível do reservatório do solo (mm);

CPER - coeficiente ($0 < \text{CPER} < 1$);

NSAT - nível de saturação do solo (mm);

NPER - capacidade de campo do solo ($\text{NPER} = \text{CPER} * \text{NSAT}$);

TSOL - taxa de umidade do solo ($\text{TSOL} = \text{NSOL} / \text{NSAT}$);

KPER - coeficiente de recarga do aquífero (dia^{-1}).

A parcela QPER alimentará o reservatório subterrâneo (RSUB), que se trata de um outro reservatório linear do modelo. O nível de água desse reservatório (NSUB),

uma vez atualizado, é deplecionado a uma taxa constante ($KSUB$), fornecendo a vazão de base ($QSUB$) da bacia por

$$QSUB = NSUB * (1 - KSUB) \quad (3.22)$$

onde:

$QSUB$ - vazão de escoamento de base (mm/dia);

$NSUB$ - nível do reservatório subterrâneo (mm);

$KSUB$ - constante de recessão do escoamento subterrâneo (dia^{-1});

Finalmente, a soma dos escoamentos direto e básico fornecem a vazão no ponto de controle da bacia, pela expressão

$$QGER = (QSUP + QSUB) * \frac{AREA}{TEMP} \quad (3.23)$$

onde:

$QGER$ - vazão gerada pelo modelo (m^3/s);

$AREA$ - área da bacia (km^2);

$TEMP$ - constante de ajuste das unidades, de valor 86,4.

A abstração inicial ($ABSI$), assim como a abstração potencial ($ABSP$), também deveria sofrer uma atualização contínua, uma vez que, além de depender da cobertura vegetal da bacia, é função do teor de umidade do solo. Contudo, sendo o valor absoluto de $ABSI$ pequeno quando comparado aos valores de $ABSP$, além de ser complexo tornar essa grandeza variável, Lopes, Braga e Conejo (1981) sugerem a adoção de um valor constante para a mesma.

Logo, o conjunto de parâmetros do modelo para simulações a nível diário será composto pelas grandezas $KSUP$, $KSUB$, $KPER$, $ABSI$, $CPER$, $NSAT$.

Para inicializar a operação do modelo, é usual considerar nulo o nível inicial do reservatório superficial, admitindo-se que a simulação iniciar-se-á após um período de fim de estiagem, determinando-se os níveis dos reservatórios do solo e subterrâneo, respectivamente, por:

$$NSOL = SOLI * NSAT \quad (3.24)$$

$$NSUB = SUBI * \frac{TEMP}{AREA * (1 - KSUB)} \quad (3.25)$$

Além dos parâmetros AREA e TEMP, as grandezas SUBI e SOLI possivelmente poderão ser quantificadas *a priori*, e, portanto, não ficarão sujeitas ao processo de calibração automática.

A nível mensal, o modelo realiza o balanço da umidade do solo baseado apenas em 2 (dois) reservatórios, representando as zonas não saturada e saturada do solo. A representação do reservatório de armazenamento superficial é abandonada, uma vez que este reservatório perde o sentido em uma escala de tempo mensal, já que a constante de recessão do escoamento superficial se aproxima de zero, ou seja, a nível mensal, o volume precipitado sempre infiltra. A descrição detalhada do modelo SMAP a nível mensal não será abordada, uma vez que foge ao escopo desta dissertação.

3.5.1 Translação da hidrógrafa de saída

Para efetuar a determinação da hidrógrafa de saída do canal principal da bacia, o modelo SMAP II agrega o processo idealizado por Clarke em 1945 e implementado por Dib (1986), independente das simulações serem a nível diário ou mensal, onde a forma da hidrógrafa de saída é função de dois fatores:

- translação do volume de água que entra no canal; e
- armazenamento de água no canal.

Embora esses fatores ocorram simultaneamente, adota-se a premissa de considerá-los separadamente na seqüência de resolução do programa.

A translação da hidrógrafa de entrada é efetuada através do denominado histograma de retardo da bacia, ou histograma tempo-área (Figura 3.5). Esse histograma é construído dividindo-se a bacia, a partir do seu ponto de controle, através de linhas de igual tempo de percurso até este mesmo ponto, ou seja, dividindo a bacia pelas suas isócronas.

Calculando-se a área entre as isócronas, calculam-se as ordenadas do histograma em frações da área total da bacia. A expressão utilizada para determinar a vazão transladada e superposta pode ser escrita como:

$$QTRL_t = \sum_{j=0}^{n-1} QGER_{t-j} * VTDH_{j+1} \quad (3.26)$$

onde:

$QTRL_t$ - vazão transladada no tempo “t” (m^3/s);

$QGER_{t-j}$ - vazão gerada de entrada, “j” intervalos de tempo antes de “t” (m^3/s);

$VTDH_{j+1}$ - ordenada “j+1” do histograma de retardo ($\sum VTDH_i=1$);

n - número total de ordenadas do histograma de retardo.

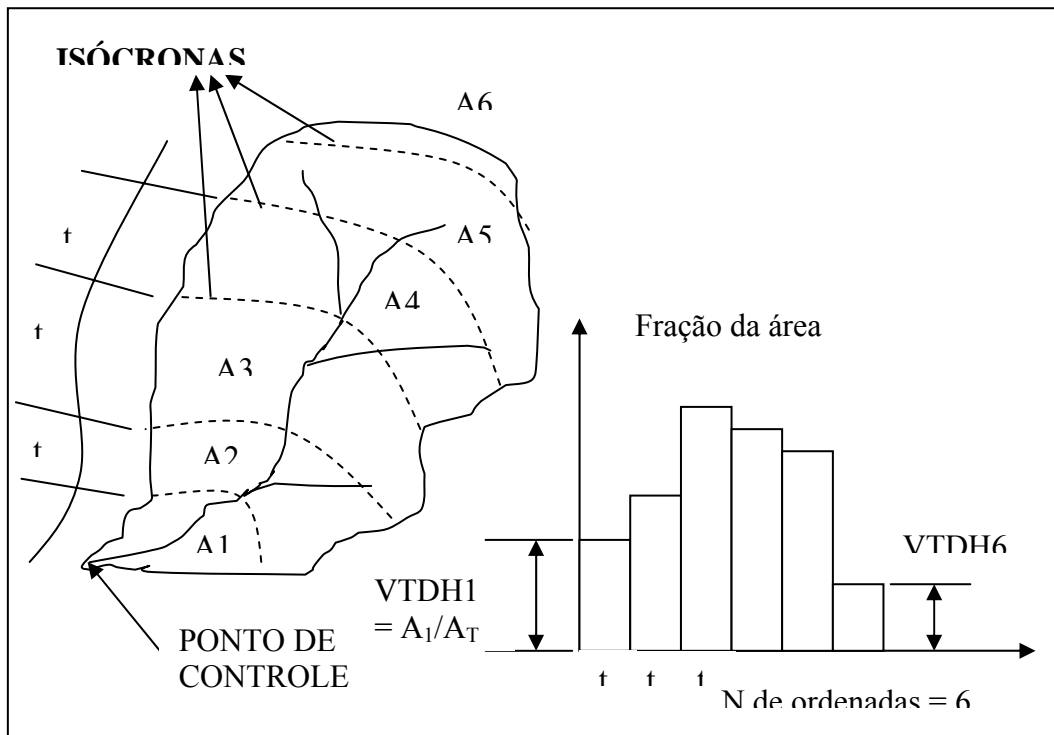


Figura 3.5 - Histograma de retardo de uma bacia

O efeito do armazenamento do canal é simulado efetuando-se a propagação das vazões trasladadas através de um reservatório com armazenamento equivalente ao do canal. Teoricamente, isso significa imaginar-se um reservatório no ponto de controle da bacia com características tais que “ $O=KS$ ”, onde “ O ” é a vazão de saída, “ S ” é o armazenamento e “ K ” a constante de armazenamento. A equação de continuidade para esse reservatório será

$$\frac{dS}{dt} = I - O \quad (3.27)$$

$$\frac{dO}{dt} = K(I - O) \quad (3.28)$$

onde:

I - vazão de entrada;

O - vazão de saída; e

S – armazenamento.

Pode-se escrever a Equação (3.28) como:

$$\frac{O_2 - O_1}{t} = K \left[\left(\frac{I_1 + I_2}{2} \right) - \left(\frac{O_1 + O_2}{2} \right) \right] \quad (3.29)$$

com os índices subscritos 1 e 2 delimitando o intervalo de tempo inicial e final da análise, ou ainda:

$$O_2 = \left(\frac{I_1 + I_2}{2} \right) - \left(\frac{\frac{1}{K} - t/2}{\frac{1}{K} + t/2} \right) * \left[\left(\frac{I_1 + I_2}{2} \right) - O_1 \right] \quad (3.30)$$

denominando $KARM = \frac{\frac{1}{K} - t/2}{\frac{1}{K} + t/2}$ e $\bar{I} = \frac{I_1 + I_2}{2}$, pode-se finalmente escrever:

$$O_2 = \bar{I} - KARM(\bar{I} - O_1) \quad (3.31)$$

Adotando-se a Equação (3.31) no modelo para simular o efeito do armazenamento no canal principal da bacia, tem-se que, quando a vazão de entrada for nula, KARM transforma-se em uma constante de recessão da vazão no canal. Por outro lado, quando a vazão for tal que o rio extravase a calha com o alagamento das regiões ribeirinhas, o armazenamento aumenta mais rapidamente que a vazão, com KARM podendo variar como uma função da vazão.

Portanto, fica claro que o número de parâmetros do modelo, tanto na versão diária quanto na versão mensal, será acrescido do total de ordenadas consideradas no histograma de retardo, apenas com a restrição do somatório dos valores dessas ser idêntico a unidade, além da grandeza KARM. Essa última deve ser calibrada automaticamente, enquanto as primeiras podem, em princípio, ser determinadas.

CAPÍTULO 4 - DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 Localização e potamografia

A sub-bacia 31, a partir deste ponto denominada simplesmente por bacia 31, que pertence ao trecho nordeste da bacia 3, corresponde à área de drenagem dos rios que deságuam no Atlântico Sul, compreendida entre a confluência do rio Tocantins, exclusive, e a confluência do rio Guamá, inclusive. Situa-se entre os paralelos 01° 20' e 04° 58' de latitude sul e os meridianos 46° 50' e 49° 30' de longitude oeste, no Estado Pará (SECTAM, 2001).

Os principais rios da bacia 31 são: Moju, Acará, Guamá e Capim, todos de regime perene. Delimitam a bacia: ao norte, o rio Pará, que banha a cidade de Belém, capital do Estado do Pará; a leste, o rio Piriá; ao sul e a oeste, o rio Tocantins.

4.2 Geologia

A área, em evidência, está localizada, geologicamente, em terrenos predominantemente fenezóicos, sobressaindo-se as litologias terciárias do grupo Barreiras que recobre, em grande parte, as bacias dos rios Capim, Guamá e Moju.

O Nefelina-Sienito de Boca Nova e os corpos graníticos Ney Peixoto e Ourém constituem a seqüência de rochas mais antigas, atribuídas ao Proterozóico e situadas às margens do rio Guamá. O arenito Guamá, de idade Eo-Palezóica, posiciona-se acima das seqüências graníticas e constitui-se em uma das atividades de exploração mineral, por seu emprego na pavimentação de ruas e em obras de construção civil.

O grupo Barreiras, parte integrante da grande cobertura fanerozóica, é de capital importância, por conter, em seus domínios, extensos depósitos de caulim, alguns deles em exploração pela Pará Pigmentos, sendo esta, atualmente, a atividade de maior desenvoltura no que tange à exploração mineral na bacia hidrográfica do rio Capim. Complementando o quadro geológico, ocorrem os sedimentos quaternários - sedimentos pós-Barreiras e aluvionares - em zonas de recobrimento do grupo Barreiras e ao longo da rede de drenagem.

4.3 Geomorfologia

Na região, são encontrados, predominantemente, quatro tipos de relevo:

- planície alúvio-coluvionar;
- zonas de platôs;
- pediplano; e,
- relevo residual.

A planície alúvio-coluvionar é constituída por uma superfície plana, horizontalizada, de baixa altitude, composta por sedimentos inconsolidados, que representa os aluviões e coluviões, e acompanha a rede de drenagem.

As zonas de platôs são representadas por pequenas formas relictas, com altitude ao redor de 50m, apresentando forma tabular, desenvolvidas sobre terrenos terciários. Representam uma antiga superfície de erosão da qual restam alguns morros alongados, com bordos abruptos e fortemente ravinados, que se destacam na paisagem monótona do pediplano regional.

O pediplano é formado por uma superfície plana a suavemente ondulada, com cotas entre 50 e 100m. É representado por uma sucessão de morros convexos, em forma de meia laranja. Apresenta uma morfogênese monótona, com colinas e topos suavemente arredondados, distribuídos aleatoriamente, sugestiva da presença do embasamento a pouca profundidade. Nas áreas de exposição das litologias do grupo Barreiras, o pediplano apresenta uma superfície de aspecto rugoso - nas imagens de radar - em decorrência do intenso ravinamento estabelecido.

O relevo residual é apresentado pelas maiores elevações existentes. Em geral, constitui morros estreitos e alongados, com predominante orientação NW/SE.

4.4 Vegetação

A vegetação pode ser encontrada nas seguintes variedades:

- vegetação de campo, de origem fluvial, rica em gramíneas e ciperáceas e, periodicamente, inundável;
- vegetação de floresta, situada em áreas que sofrem influência humana, em geral representadas por atividades agropecuárias, lavouras, entre outras;
- vegetação de capoeira, formadas em áreas de plantações abandonadas, nas terras exauridas; resulta da retirada da floresta original para comercialização da madeira de

lei; as espécimes são raquíticas, com poucos metros de altura, pouco valor comercial e raros representantes.

4.5 Climatologia

Na região em estudo, há predominância do tipo Am (tropical úmido e monções), segundo a classificação Köppen, mais precisamente do subtipo Amw. É caracterizado por ser quente e úmido, com período seco, marcante, nos meses de julho a novembro, apresentando uma estação de inverno, bem acentuada, nos demais meses do ano. A precipitação média anual na bacia varia entre 3100mm (Belém) e 2400mm (Badajós).

A temperatura do ar média anual das máximas em Belém é de 31,5°C e das mínimas é de 23°C, enquanto a umidade relativa média anual está em torno de 85%.

4.6 Rede hidrometeorológica

A análise para locação dos postos e aprimoramento de uma rede de monitoramento envolve não só características econômicas como fisiográficas das bacias em geral, como natureza da hidrografia, densidade populacional, necessidade futura de obras hidráulicas.

O papel de uma rede de monitoramento seria contar com uma distribuição espacial adequada dos dados hidrológicos e meteorológicos de forma a bem representar os processos físicos correspondentes. Para uma determinada região, existem valores recomendados, segundo a OMM – Organização Mundial de Meteorologia, para implantação de uma rede de monitoramento de postos hidrometeorológicos que seriam adequados, variando em função de sua topografia e climatologia.

A área da bacia 31 é de 82.182 km². Segundo determinação da OMM, para cada tipo de região, é estimada uma densidade tipo de estações por área.

As estações da bacia 31, catalogadas no banco de dados da ANA, fornecem as informações de quais postos estão em atividade, e por quais entidades são operadas. Desse total, para a região de estudo, aproximadamente 80% das estações são operadas pela CPRM (Tabela 4.1).

Tabela 4.1 - Monitoramento fluvio-pluviométrico da sub-bacia 31

Estações da sub-bacia 31				
Situação atual	CPRM	Outras entidades	Desativadas	Total
Estações Fluviométricas	08	01	13	22
Estações Pluviométricas	30	11	06	47

As recomendações da OMM para redes pluviométricas mínimas estão na Tabela 4.2, enquanto, para redes fluviométricas, encontram-se as correspondentes observações na Tabela 4.3.

Tabela 4.2 - Recomendação da OMM para redes pluviométricas mínimas

Tipo de região	Densidade (km² por estação)	Densidade tolerada em regiões adversas¹ (km² por estação)
I – Regiões planas de zonas temperadas, mediterrânea e tropical	600 - 900	900 - 3000
II – Regiões montanhosas de zonas temperadas, mediterrânea e tropical.	100 – 250	250 – 2000
III – Pequenas ilhas montanhosas com precipitações irregulares e rede hidrográfica muito densa	25	
IV – Regiões áridas e polares ²	1.500 – 10.000 ³	

Tabela 4.3 - Recomendação da OMM para redes fluviométricas mínimas

Tipo de região	Densidade (km² por estação)	Densidade tolerada em regiões adversas¹ (km² por estação)
I – Regiões planas de zonas temperadas, mediterrânea e tropical	1000 – 2500	3000 - 10000
II – Regiões montanhosas de zonas temperadas, mediterrânea e tropical.	300 – 1000	1000 - 10000
III – Pequenas ilhas montanhosas com precipitações irregulares e rede hidrográfica muito densa	140 - 300	

IV– Regiões áridas e polares ²	5000 - 20000 ³	
---	---------------------------	--

¹ Estas densidades são toleradas excepcionalmente para regiões com baixa densidade populacional, com dificuldades de comunicação ou por razões econômicas.

² Grandes desertos não estão incluídos.

³ Dependendo da viabilidade.

Como foi exposto na Tabela 4.2, para atender as recomendações mínimas, a quantidade atual de estações está aquém do necessário, sendo o emprego dos dados de satélite uma alternativa a essa carência de informações. A Tabela 4.4 contrasta a atual situação da bacia 31 em termos de número de postos pluviométricos com as recomendações da OMM.

Tabela 4.4 - Densidade da rede pluviométrica x recomendações OMM

	Quantidade atual	Recomendação OMM	Quantidade a instalar
Bacia 31	41	32 – 106	65

Nota-se que recomendar-se-ia, em princípio, um estudo para definição de uma nova rede no sentido de bem complementar e melhor captar a estrutura espaço-temporal dos eventos chuvosos. Nesse sentido, a disponibilidade de dados de satélite pode ser de grande utilidade como suporte a estudos hidrológicos dessa natureza.

Quanto às estações pluviométricas, pode-se observar que há também uma diferença significativa entre o número de estações cadastradas no inventário da Agência Nacional de Águas e o número de estações com dados efetivamente disponíveis. Muitas estações foram desativadas, porque os locais eram de difícil acesso e com total falta de moradores aptos a desempenhar as funções de observador hidrológico. Na Tabela 4.5, o número de postos pluviométricos da bacia estudada é comparado com as recomendações da OMM:

Tabela 4.5 - Densidade da rede pluviométrica x recomendações OMM

	Quantidade atual	Recomendação OMM	Quantidade a instalar
Bacia 31	09	38 – 95	29-86

Com relação às recomendações mínimas da OMM, a bacia encontra-se em situação insatisfatória, necessitando de um estudo especial para o adensamento da rede pluviométrica atual.

Na Tabelas 4.6 e 4.7, encontram-se as correspondentes disponibilidades de dados pluviométricos e fluviométricos para a bacia 31, respectivamente. Por outro lado, na Figura 4.1, encontra-se a disposição espacial de postos pluviométricos.

Tabela 4.6 - Digrama com a disponibilidade de dados pluviométricos com a relação dos anos em operação e falhas das estações da sub-bacia 31

	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	00	01	02	03	04	05	06				
00047007 MAGALHAES BARATA																																							
00048006 VIGIA																																							
00147008 SAO DOMINGOS DO CAPIM																																							
00147011 COLONIA SANTO ANTONIO																																							
00147016 OUREM																																							
00148003 SANTA ISABEL DO PARA																																							
00148009 ACARA																																							
00148010 ABAETETUBA																																							
00148011 VILA DO CONDE																																							
00148011 MOSQUEIRO																																							
00148017 BUJARU																																							
00148018 IGARAPE MIRI																																							
00247000 BADAJOS (PCD-SIVAM)																																							
00247003 FAZENDA JAUARA																																							
00247004 FAZENDA SAO RAIMUNDO																																							
00247006 PA-256_RIO CAPIM																																							
00247008 ACAMP MENDES JUNIOR																																							
00248001 FAZENDA URUCURE																																							
00248003 TOME ACU																																							
00248006 PA-256_RIO ACARA-MIRIM																																							
00249002 VILA ELIM																																							
00347000 PARAGOMINAS																																							
00347002 FAZ.PLANALTO																																							
00348001 FAZENDA MARINGA																																							
00348002 TAILANDIA																																							
00349001 CACHOEIRA TRACAMBEUA																																							
00349002 GOIANESIA																																							
00448000 RONDON DO PARA																																							

- Ano sem falha na observação
- Ano com falha na observação, por um período menor que 10 dias
- Ano com falha na observação, por um período menor que 30 dias
- Ano com falha na observação, por um período menor que 180 dias
- Ano com falha na observação, por um período menor que 1 ano
- Ano sem observação

Tabela 4.7 - Situação atual das estações fluviométricas ativas e extintas na sub-bacia 31

Código	Nome	Bacia	Rio	Estado	Município	Responsável	Operadora
31020000	CACHOEIRA TRACAMBEUA	31	RIO MOJU	PARÁ	MOJU	ANA	CPRM
31030000	FAZENDA URUCURE	31	RIO ACARA	PARÁ	ACARÁ	ANA	DESATIVADA
31035000	TOMÉ-AÇU	31	RIO ACARÁ-MIRIM	PARÁ	TOMÉ-AÇU	ANA	DESATIVADA
31040000	ACARÁ	31	RIO ACARA	PARÁ	ACARÁ	ANA	DESATIVADA
31050000	ACAMPAMENTO JABOTÍ	31	RIO ÁGUA AZUL	PARÁ	SÃO DOMINGOS DO CAPIM	ANA	DESATIVADA
31100000	REPARTIMENTO	31	RIO GUAMA	PARÁ	CAPITÃO POÇO	ANA	DESATIVADA
31200000	RATO	31	RIO RATO	PARÁ	CAPITÃO POÇO	ANA	DESATIVADA
31300000	TRAPICHE	31	RIO TRAPICHE	PARÁ	CAPITÃO POÇO	ANA	DESATIVADA
31400000	GUAMA	31	RIO GUAMA	PARÁ	CAPITÃO POÇO	ANA	DESATIVADA
31410000	SÃO PEDRO	31	RIO GUAMA	PARÁ	CAPITÃO POÇO	SUDAM	SUDAM
31490000	VILA CAPOEIRA	31	RIO GUAMA	PARÁ	CAPITÃO POÇO	ANA	CPRM
31500000	CACHOEIRINHA	31	RIO GUAMA	PARÁ	CAPITÃO POÇO	ANA	DESATIVADA
31520000	BOM JARDIM	31	RIO GUAMA	PARÁ	OURÉM	ANA	CPRM
31550000	OUREM	31	RIO CAFITEUA	PARÁ	OURÉM	ANA	DESATIVADA
31600000	MARAMBAIA	31	IGARAPÉ DA PRATA	PARÁ	CAPITÃO POÇO	ANA	CPRM
31630000	OUREM	31	RIO GUAMA	PARÁ	OURÉM	ANA	CPRM
31650000	TAUIRI	31	RIO CAPIM	PARÁ	SÃO DOMINGOS DO CAPIM	ANA	CPRM
31680000	FAZENDA MARINGA	31	RIO CAPIM	PARÁ	SÃO DOMINGOS DO CAPIM	ANA	CPRM
31700000	BADAJÓS	31	RIO CAPIM	PARÁ	SÃO DOMINGOS DO CAPIM	ANA	CPRM
31800000	BOA VISTA	31	RIO APEU	PARÁ	CASTANHAL	ANA	DESATIVADA
31810000	MACAPAZINHO	31	RIO APEU	PARÁ	CASTANHAL	ANA	DESATIVADA
31850000	PORTO DE MINAS	31	RIO CARAPUCU	PARÁ	SANTA ISABEL DO PARÁ	ANA	DESATIVADA

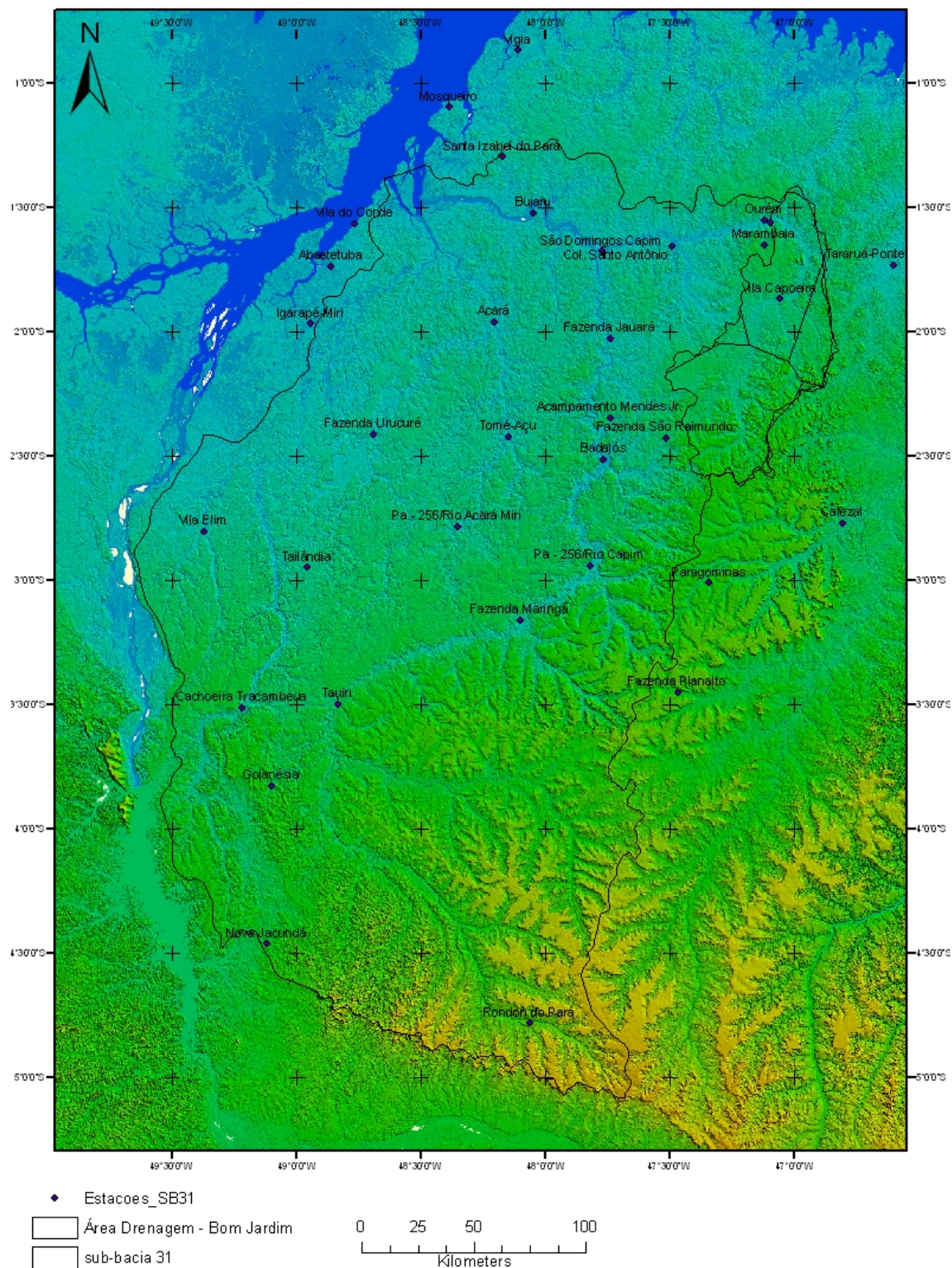


Figura 4.1 - Localização das estações pluviométricas da sub-bacia 31

Para melhor entendimento da rede hidrográfica da bacia 31, são apresentadas as estações fluviométricas e correspondentes rios sob monitoramento (Figura 4.2).

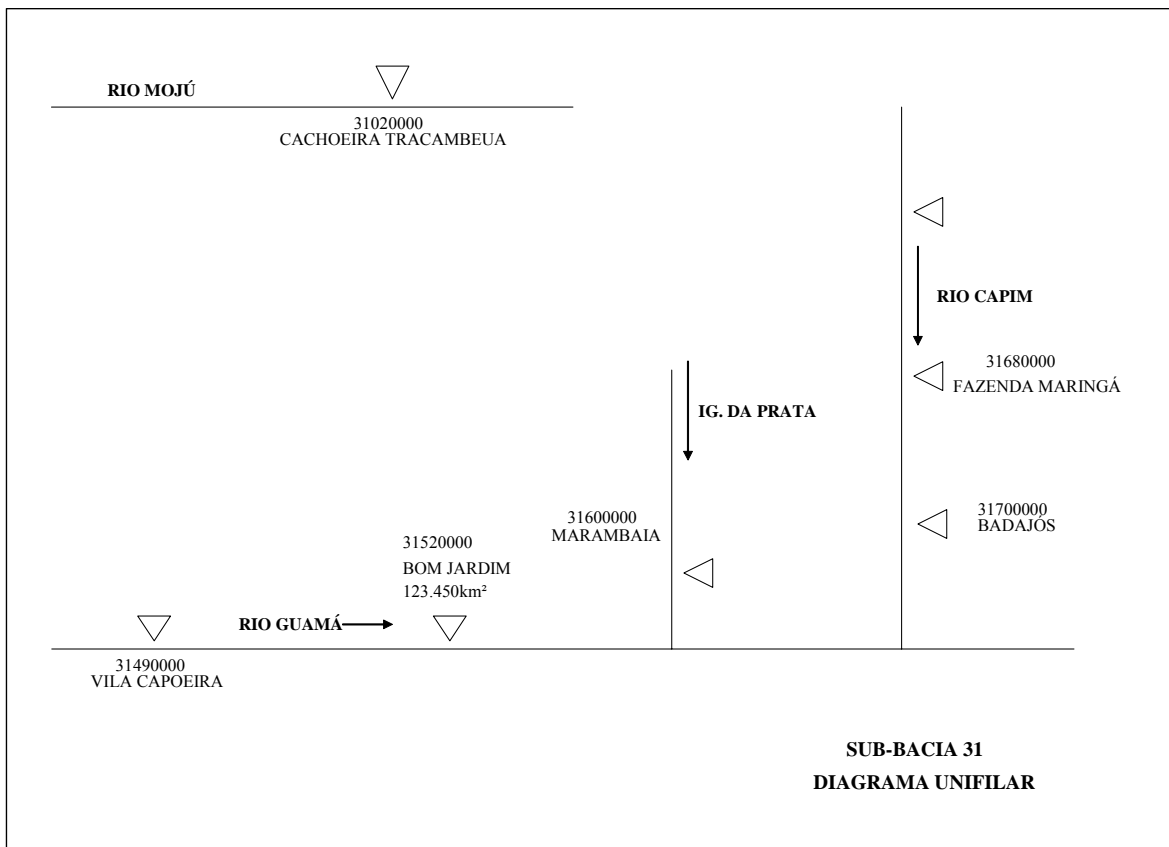


Figura 4.2 - Diagrama das estações fluviométricas e rios monitorados da sub-bacia 31

Adicionalmente, na Figura 4.3, é apresentada a rede fluvial da bacia 31. Pode-se reconhecer a precariedade da rede de observação fluviométrica, a partir do que é monitorado e da densidade de drenagem da bacia 31, mediante análise das Figuras 4.2 e 4.3. Mesmo que sejam reativadas as estações que atualmente estão inoperantes, conforme a Tabela 4.7, ainda assim a rede, nessa bacia, não atenderiam as normas da OMM. O presente estudo corresponde a um esforço no sentido de dar suporte a futuros estudos de monitoramento das vazões na bacia.

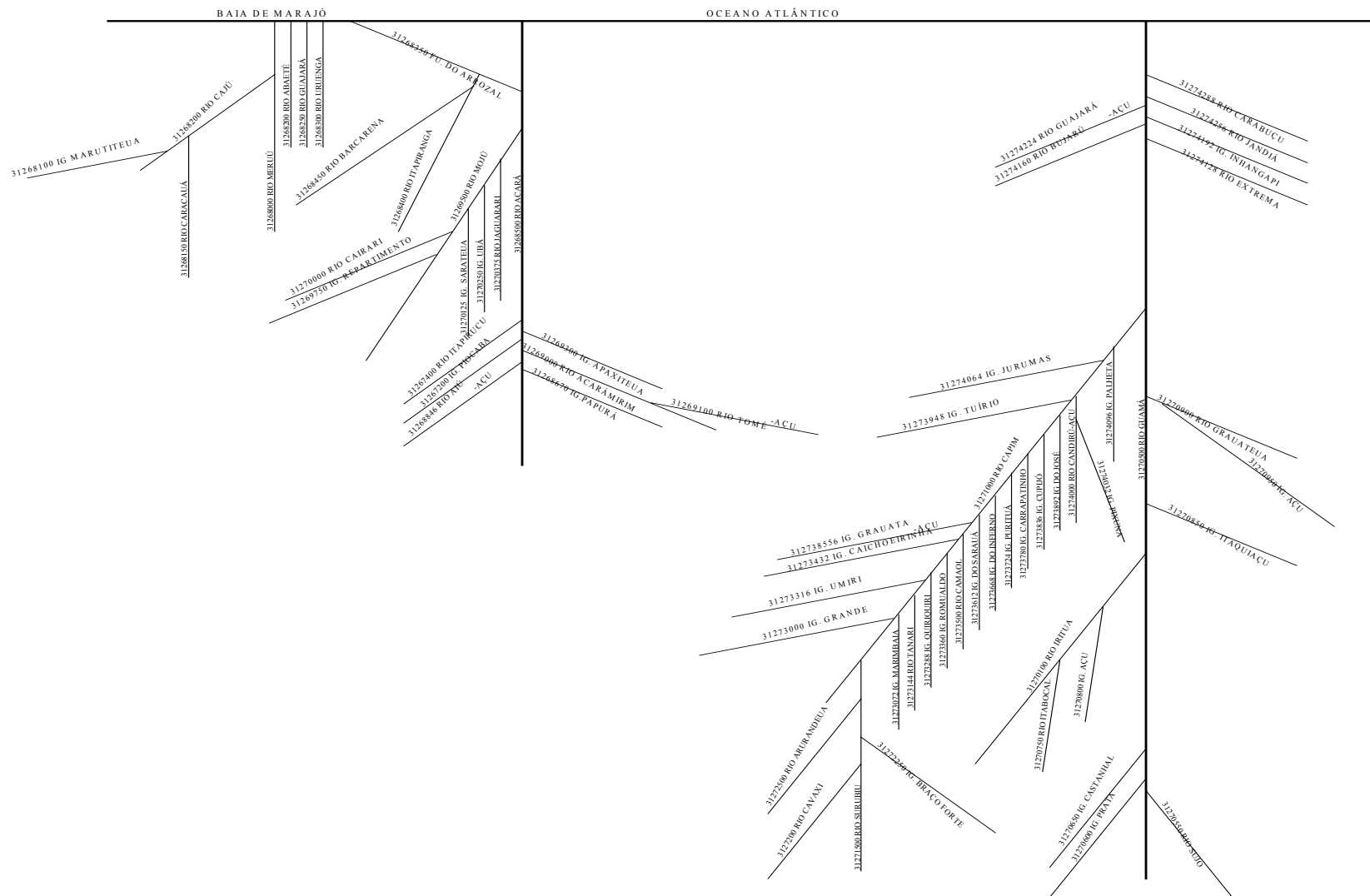


Figura 4.3 - Diagrama unifilar da drenagem fluvial da sub-bacia 31

Como a área total da sub-bacia 31, apresentada anteriormente (Figura 4.1), abrange aproximadamente 80.000 km², optou-se por um recorte para aplicação do modelo SMAP e do balanço hídrico sazonal. Assim, nesta dissertação, optou-se por definir a região de estudo, inserida na sub-bacia 31, englobando a área de drenagem da estação de Bom Jardim, código da ANA 31520000, cobrindo uma área de 4921 km² (Figura 4.4)

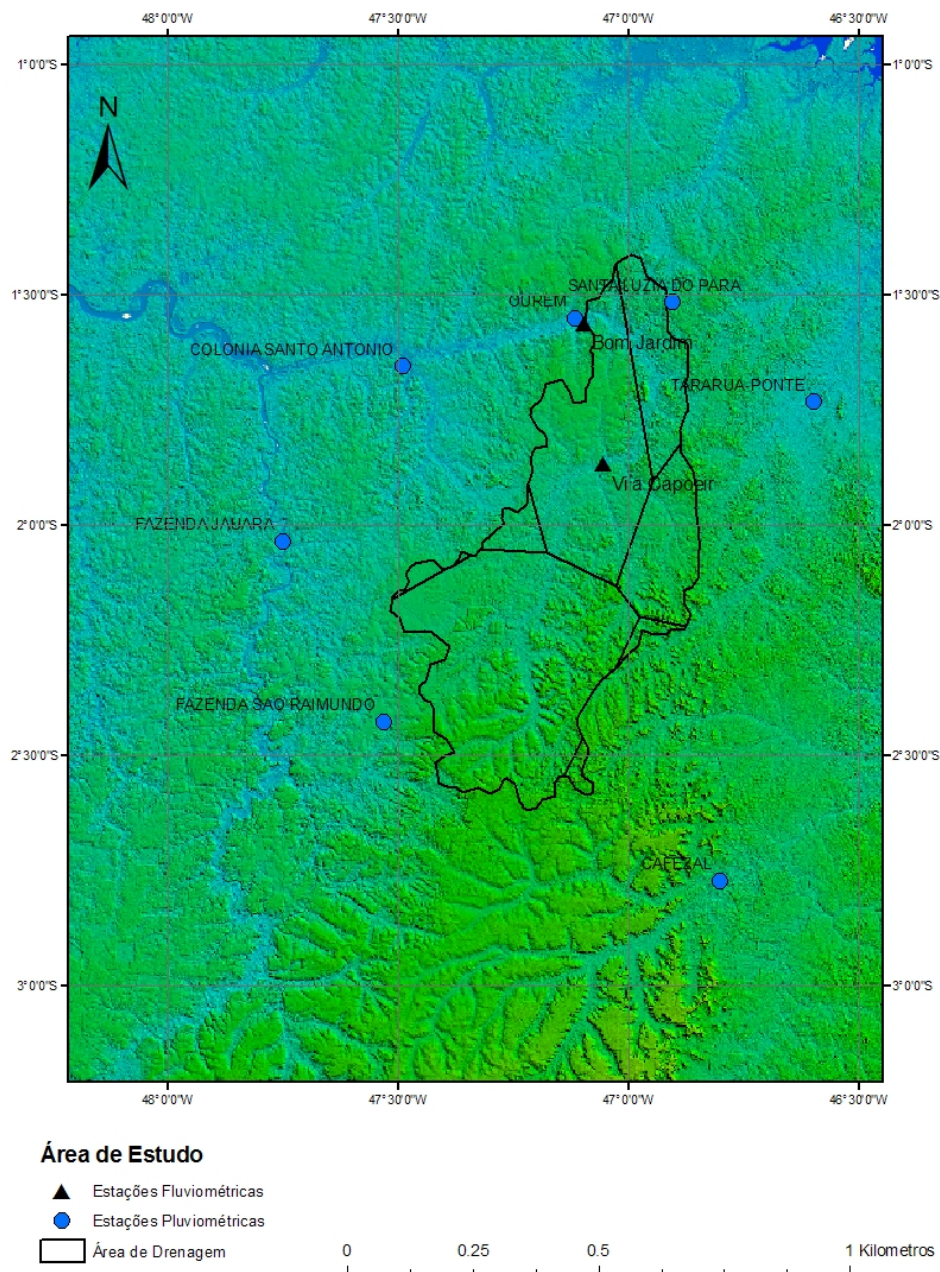


Figura 4.4 - Área de drenagem e Polígonos de Thiessen da estação fluviométrica de Bom Jardim (31520000) e localização das estações plúvio-fluviométricas

O posto fluviométrico de Bom Jardim fica localizado no município de Ourém, a cerca de 80 km da confluência dos Rios Capim e Guamá, e a cerca de 180 km da capital do estado Belém, onde não se observa mais os efeitos de maré muito acentuados pela baixa declividade na região.

Finalmente, apresenta-se a Figura 4.5, que detalha a hipsometria da bacia hidrográfica definida pelo posto fluviométrico 31520000. Adicionalmente, destaca-se o posto fluviométrico 31490000, que define uma sub-bacia. Esse destaque é feito notando-se que há dados fluviométricos disponíveis para os postos 31520000 e 31490000.

Nesse sentido, será possível desenvolver, no Capítulo 6, um estudo de balanço hídrico e modelagem hidrológica, inicialmente para a bacia definida pelo posto 31520000. Em um segundo momento, conduzir-se-ão essas análises para o posto 31390000, permitindo contrastar os resultados em termos de estimativa a priori dos parâmetros da modelagem, calibração automática mediante o método de Rosenbrock.

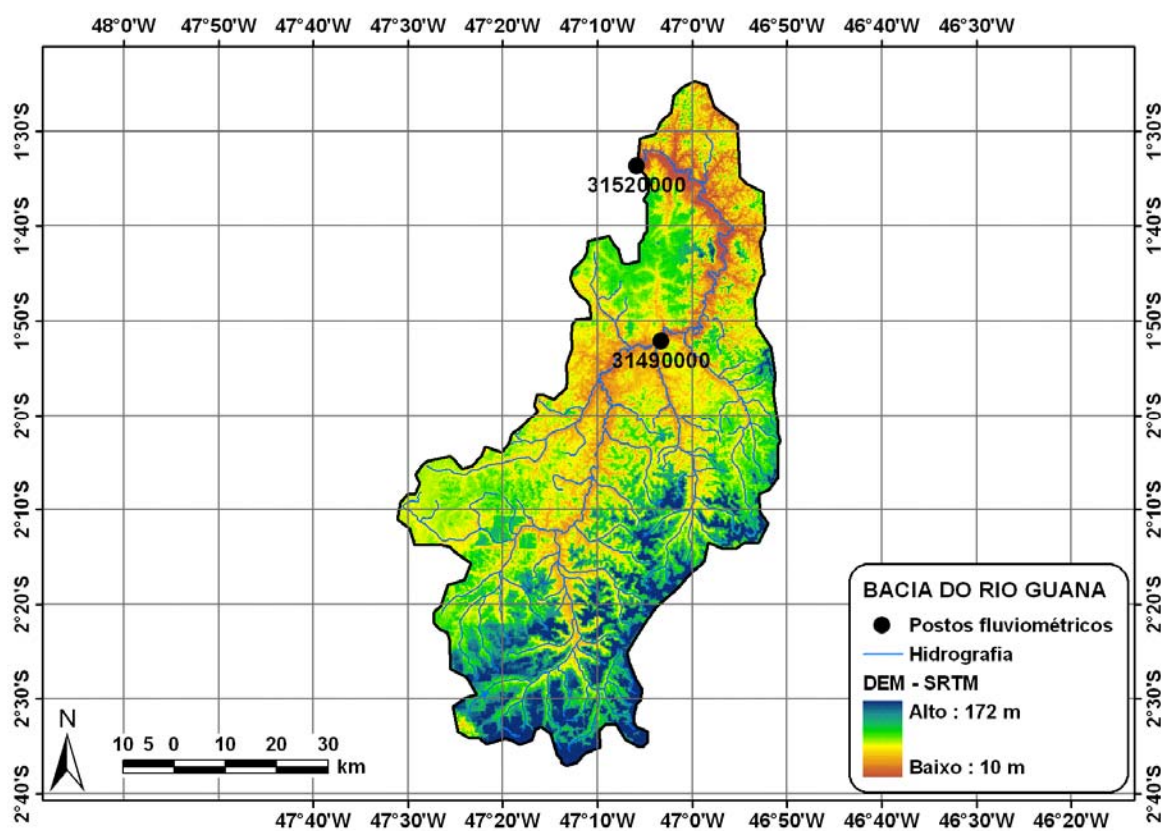


Figura 4.5 - Hipsometria das áreas de drenagem da estações fluviométricas 31520000 e 31490000.

CAPÍTULO 5 – ANÁLISE DE DADOS PLUVIOMÉTRICOS E FLUVIOMÉTRICOS

Neste capítulo, são apresentados os resultados relativos ao trabalho de consistência de dados realizado, fundamentais para a análise de balanço hídrico e modelagem hidrológica via modelos do tipo chuva-vazão. Nesse sentido, inicialmente, a partir da metodologia para obtenção dos parâmetros da curva-chave K, C e n, exposta no Capítulo 3, foram determinadas as curvas-chaves, na forma exponencial, para as estações de Vila Capoeira (Figuras 5.1 e 5.2), que está inserida na área de recorte da sub-bacia 31, e de Bom Jardim (Figuras 5.3 e 5.4), situada no exutório da área de drenagem.

Foi feita a avaliação e correção dos períodos de validade e definida uma nova configuração para os tratamentos das curvas então existentes. Anteriormente, as curvas de calibragem estavam em formato de tabela. O presente trabalho efetuou o ajuste matemático para as curvas obtidas, que serviram de base para as análises hidrológicas aqui empreendidas (Tabela 5.1).

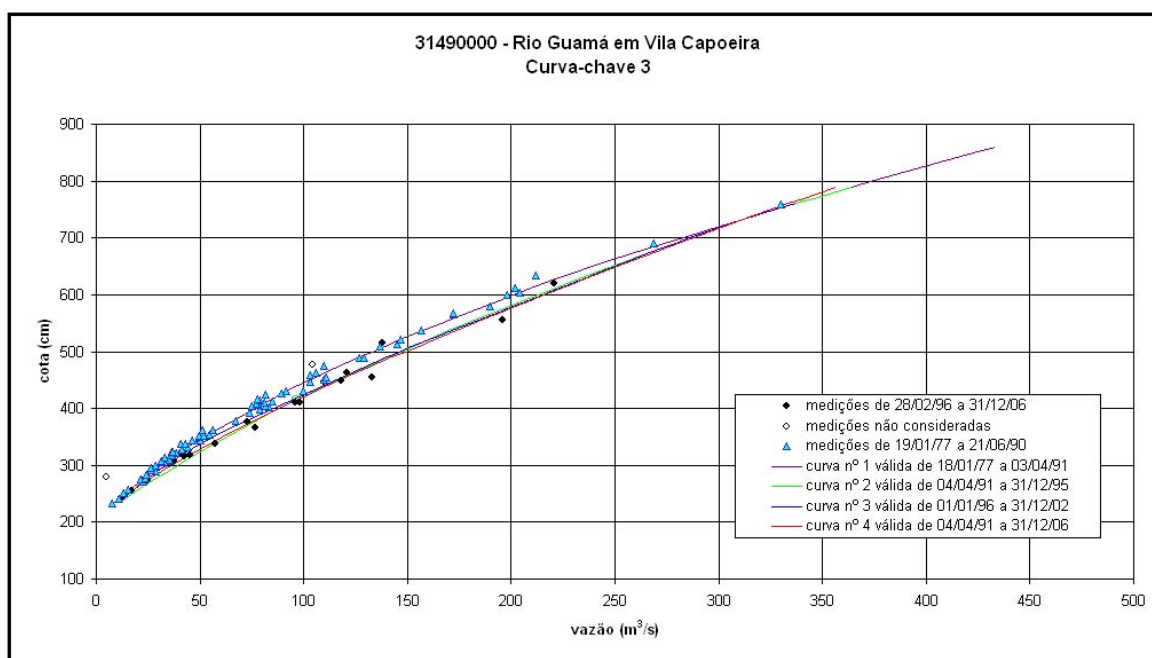


Figura 5.1 – Curva-chave da estação 31490000 – Vila Capoeira no Rio Guamá

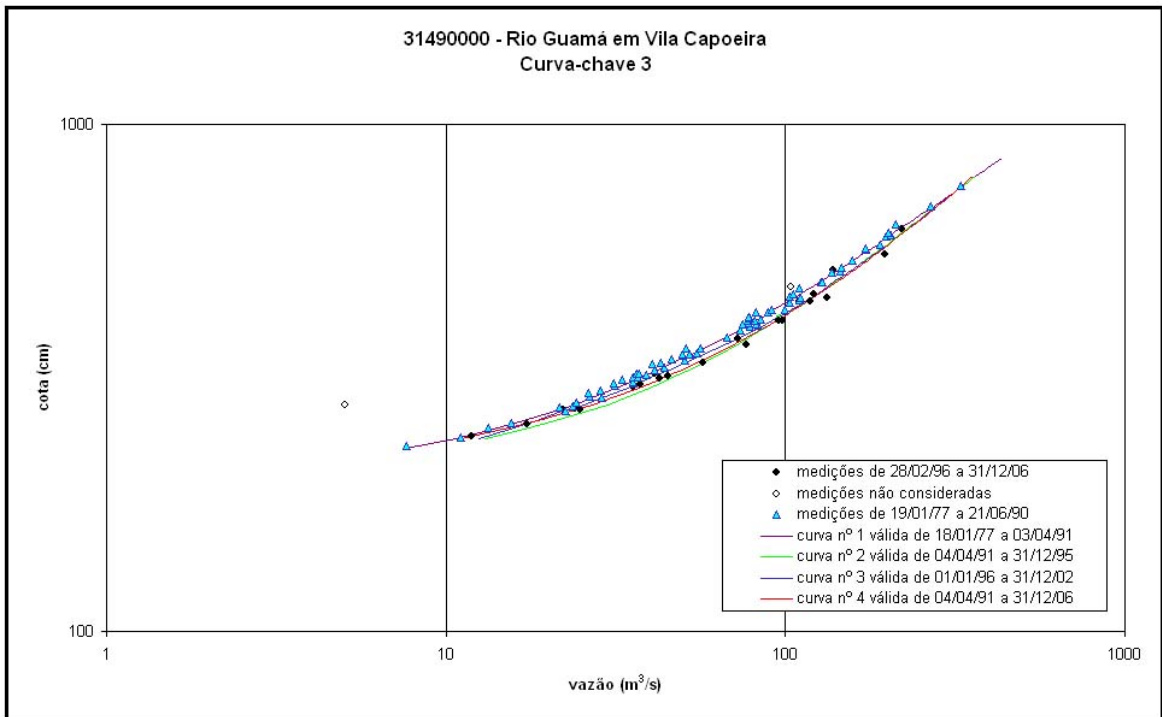


Figura 5.2 – Curva-chave em gráfico logarítmico para a estação de 31490000 – Vila Capoeira no rio Guamá

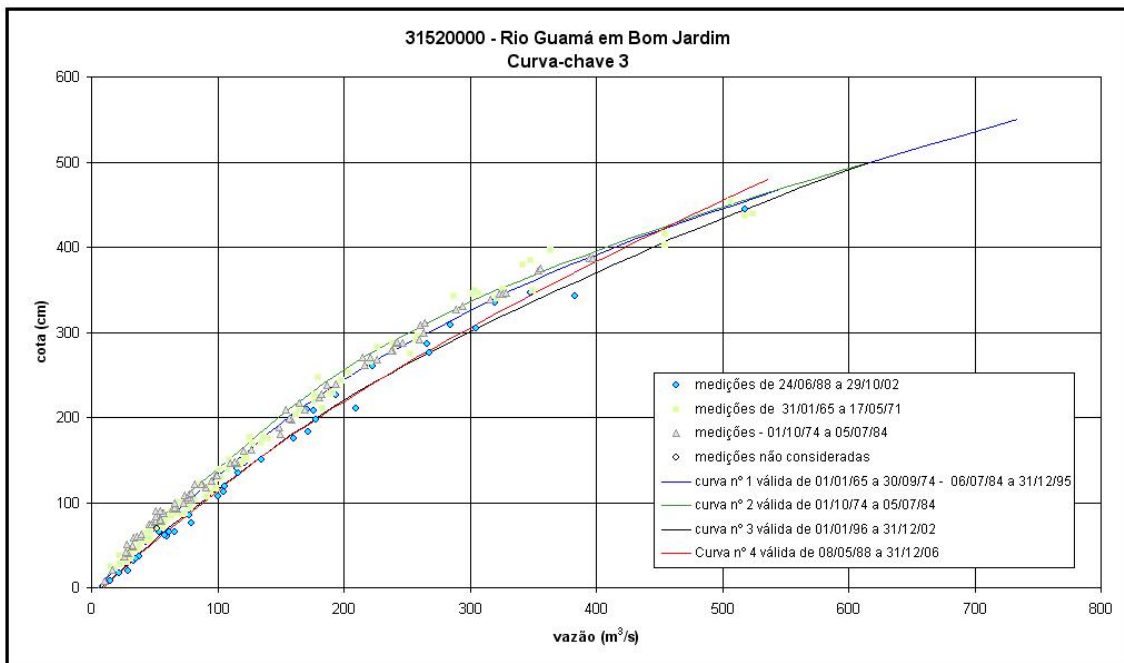


Figura 5.3 – Curva-chave da estação 31520000 – Bom Jardim no Rio Guamá

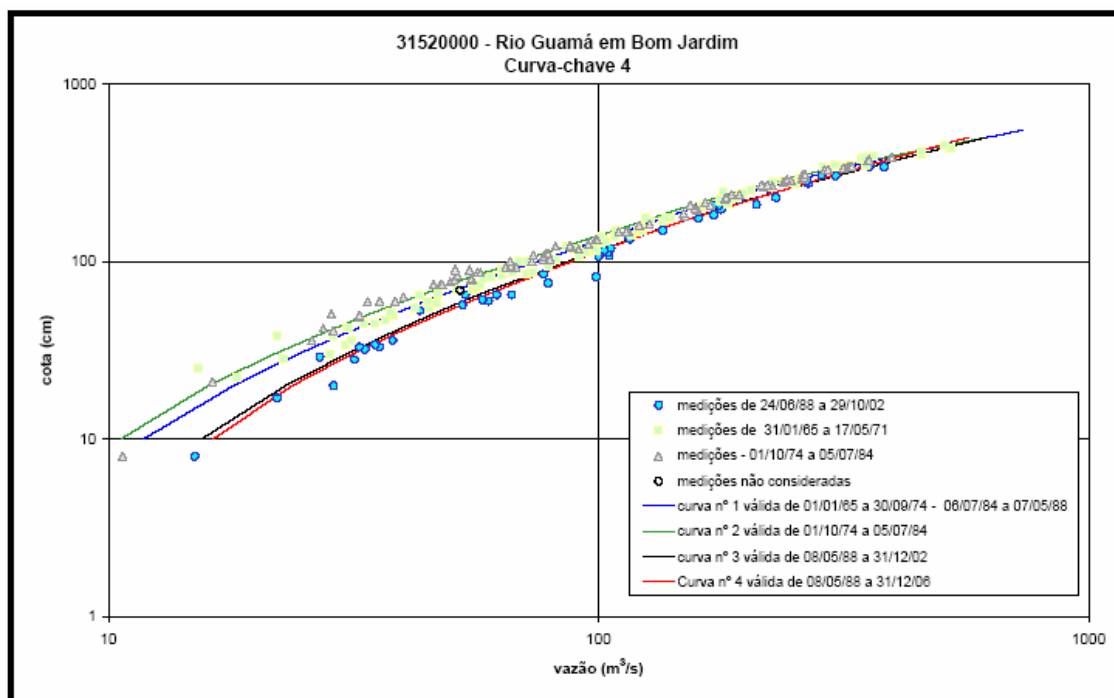


Figura 5.4 – Curva-chave em gráfico logarítmico para a estação 31520000 – Bom Jardim no rio Guamá

Tabela 5.1 - Parâmetros revisados e atualizados das curvas-chave da sub-bacia 31

Estação	K	h0	m	Intervalo
31490000	36,10	2	1,290	da cota 200 a 800
31520000	75,57	-0,15	1,103	da cota 0 a 150
	45,81	-0,54	1,469	da cota 150 a 600

A avaliação dos períodos válidos das curvas-chaves foi feita em conjunto com as informações obtidas a partir do perfil transversal (Figuras 5.5 e 5.6), verificando o grau de alteração no período. Os hidrogramas para Vila Capoeira e Bom Jardim estão nas Figuras 5.7 e 5.8, respectivamente.

Realizada a avaliação dos dados fluviométricos, conduziu a análise dos dados pluviométricos. Nesta tese, investigaram-se e contrastaram-se os dados de pluviômetros convencionais, de natureza pontual, e os dados de satélite TRMM, de natureza espacial.

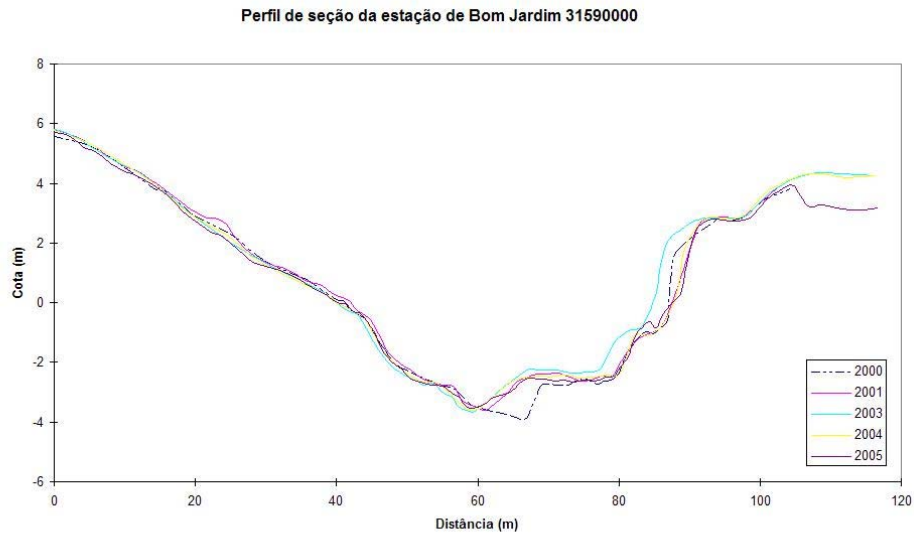


Figura 5.5 - Perfil transversal de Bom Jardim

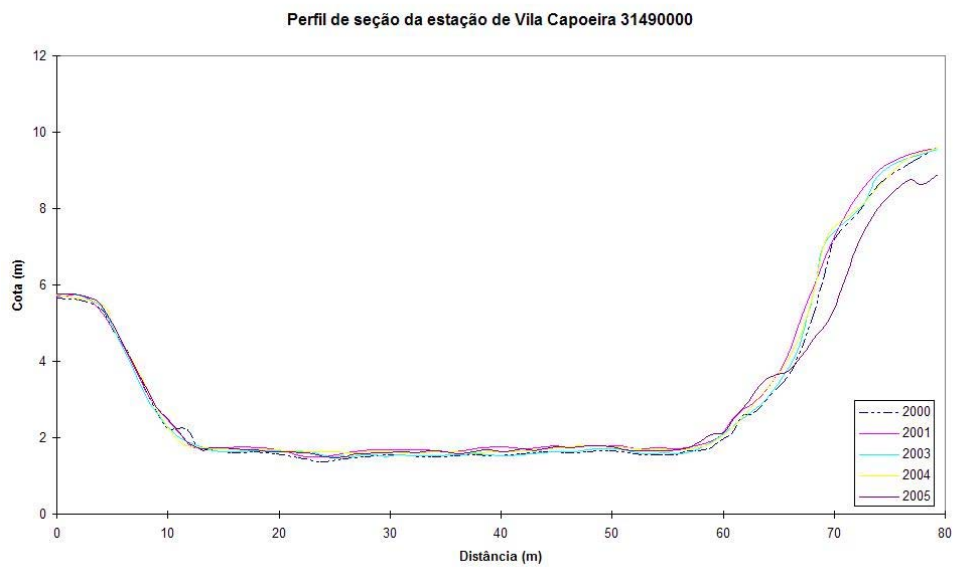


Figura 5.6 – Perfil transversal de Vila Capoeira

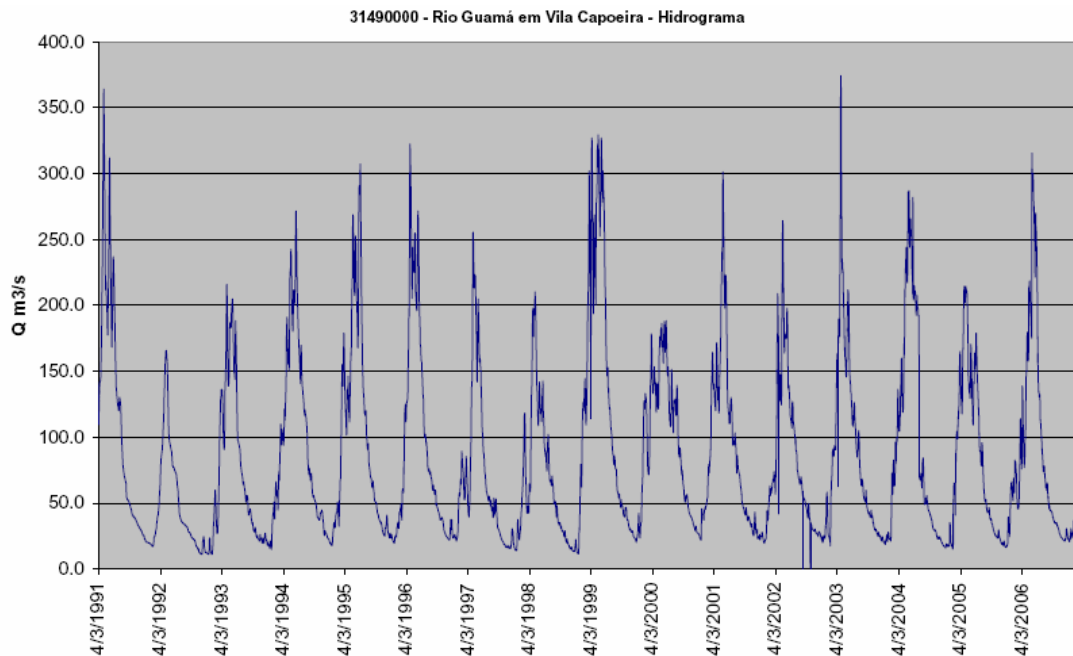


Figura 5.7 – Hidrograma de cotas brutas da estação fluviométrica de Vila Capoeira

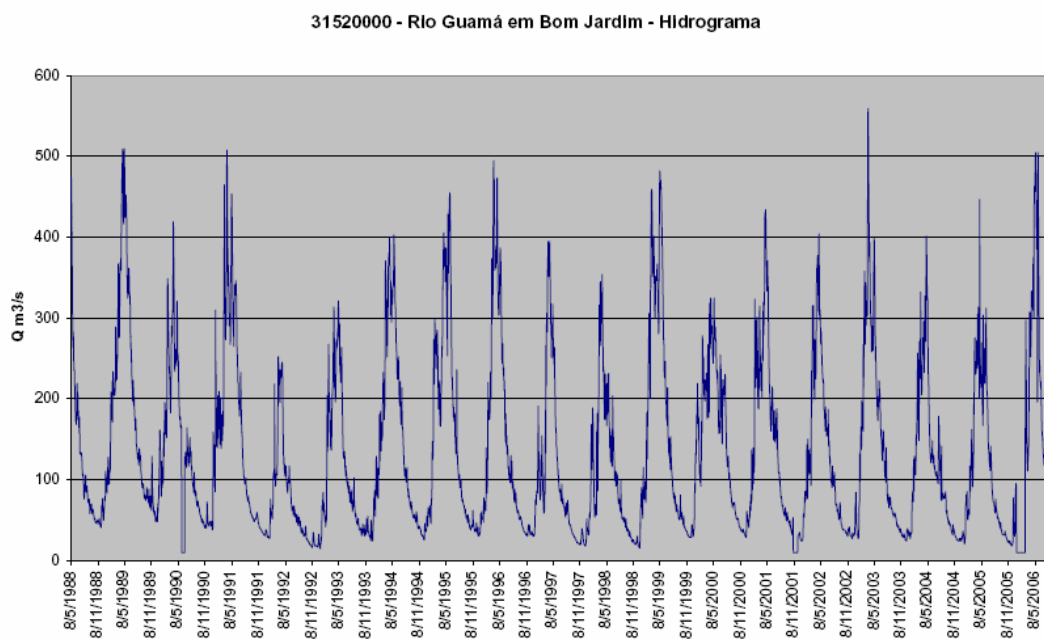


Figura 5.8 – Hidrograma de cotas brutas da estação fluviométrica de Bom Jardim

Na comparação das chuvas acumuladas entre a média aritmética dos postos pluviométricos e o satélite TRMM, foi verificada a discrepância entre as informações, conforme mostra a Figura 5.9, onde o TRMM superestima em quase 5000 mm os valores observados.

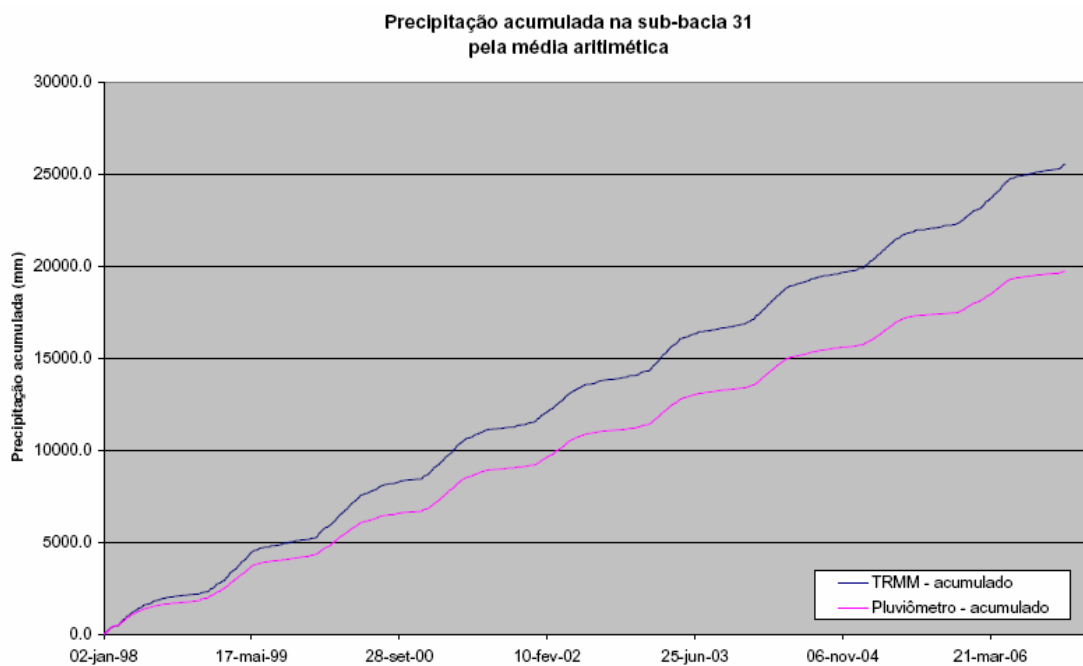


Figura 5.9 - Comparação entre as precipitações médias acumuladas via pluviômetros e via TRMM na sub-bacia 31

Na comparação dos dados dos pluviômetros com os dados espacializados do satélite TRMM, foi conduzido um estudo que abrangeu a bacia 31, embora o enfoque de balanço hídrico adotado nesta dissertação tenha se concentrado nas sub-bacias definidas pelos postos fluviométricos de Bom Jardim e Vila Capoeira. Em anexo a esta dissertação, consta um arquivo digital com todas as análises realizadas. Pôde-se observar que as estações com os dados mais consistentes e com menos falhas em seu histórico tinham os coeficientes de correlação maiores e erros relativos menores em relação aos dados satelitais, tendo, em média, para esses casos, uma correlação de 0,50, enquanto o erro relativo médio ficou em 30%.

Quanto à escala temporal dos dados, quando contrastam-se as análises diária, mensal e anual, a melhor representatividade espaço-temporal foi obtida com o emprego

de dados mensais. No caso dos dados diários e anuais, os valores foram mais discrepantes.

A título de ilustração, no caso da estação de Ourém (Figura 5.10), coordenadas -1,5517S; -47,1172W, situada próxima ao exutório da bacia de estudo, os valores de chuva obtidos na estação e na célula interpretada pelo satélite, com as coordenadas -1.625S, -47.125W, apresentam um grau de correlação de 0,46 e erro relativo de 37%, indicando uma média anual, no período de 2000 a 2005, de 2053 mm no pluviômetro e de 2819 mm nas informações satelitais. Os resultados, para outras estações na sub-bacia, encontram-se sintetizados no Anexo A.

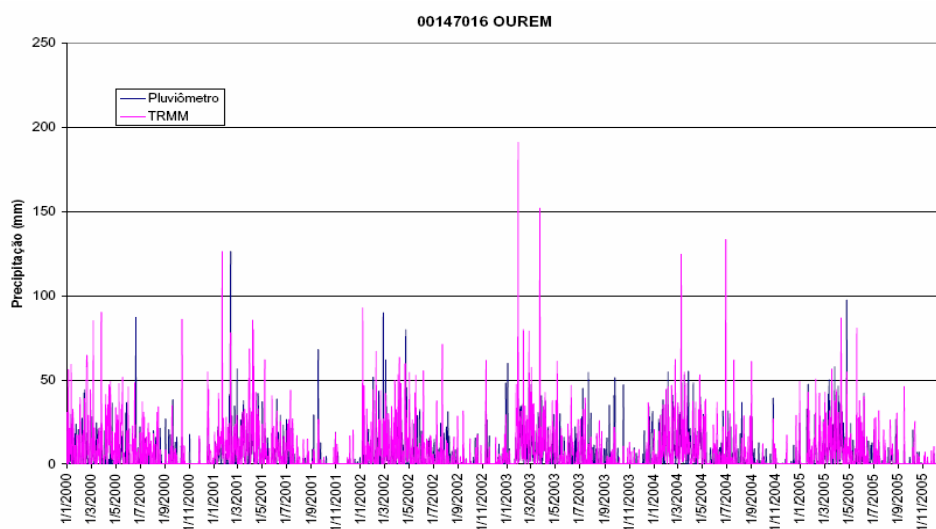


Figura 5.10 - Comparação entre a precipitação diária observada no pluviômetro e pelo satélite TRMM no período de 2000 a 2005.

No ano de 2005, houve um padrão atípico de chuvas na região Norte, quando ocorreu um evento extremo de seca. Não foi tão pronunciado na região do Atlântico, trecho Norte/Nordeste, mas chegou a ser detectada nessa região. Para os dados diários, esse foi o período em que as duas informações tiveram o padrão espacial mais próximo, com grau de correlação de 0,60.

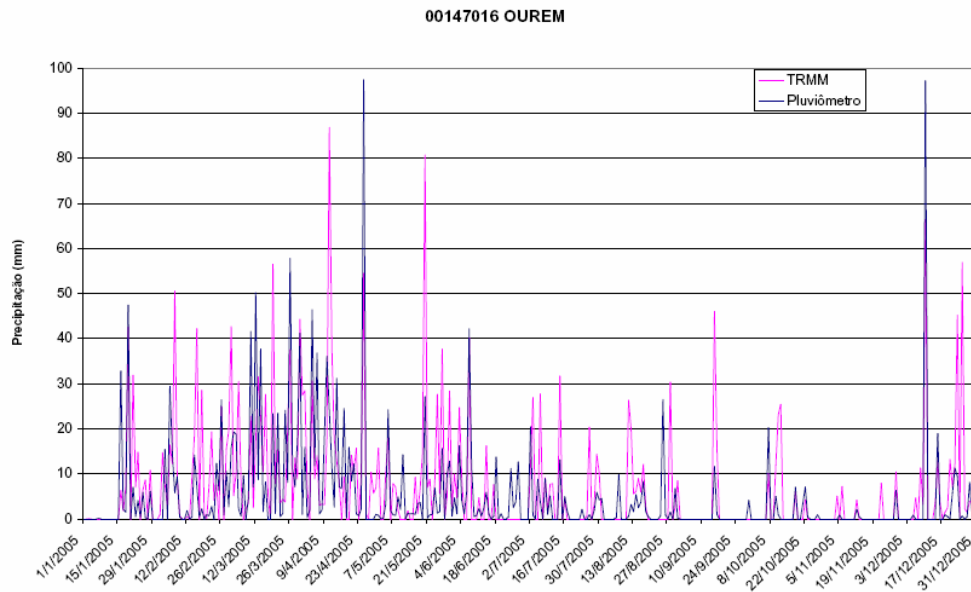


Figura 5.11 - Comparação entre a precipitação diária observada no pluviômetro e do satélite TRMM no ano de 2005.

A comparação mensal no período de 2000 a 2005 apresentou a melhor correlação, com valor de 0,83, enquanto o erro relativo entre as informações foi de 37%. No ano de 2000, apresentaram-se os maiores afastamentos. Por outro lado, nos anos de 2003 e 2005, obtiveram-se séries mais próximas. Apenas em breves períodos as informações satelitais são quantitativamente inferiores que as chuvas determinadas pelo pluviômetro, conforme observado na Figura 5.12.

As informações analisadas na escala anual, no período de 2000 a 2005, apresentou valores superiores do satélite TRMM (Figura 5.13), com correlações em torno de 0,30, excetuando o ano de 2000, em que a correlação atinge o valor de 0,77.

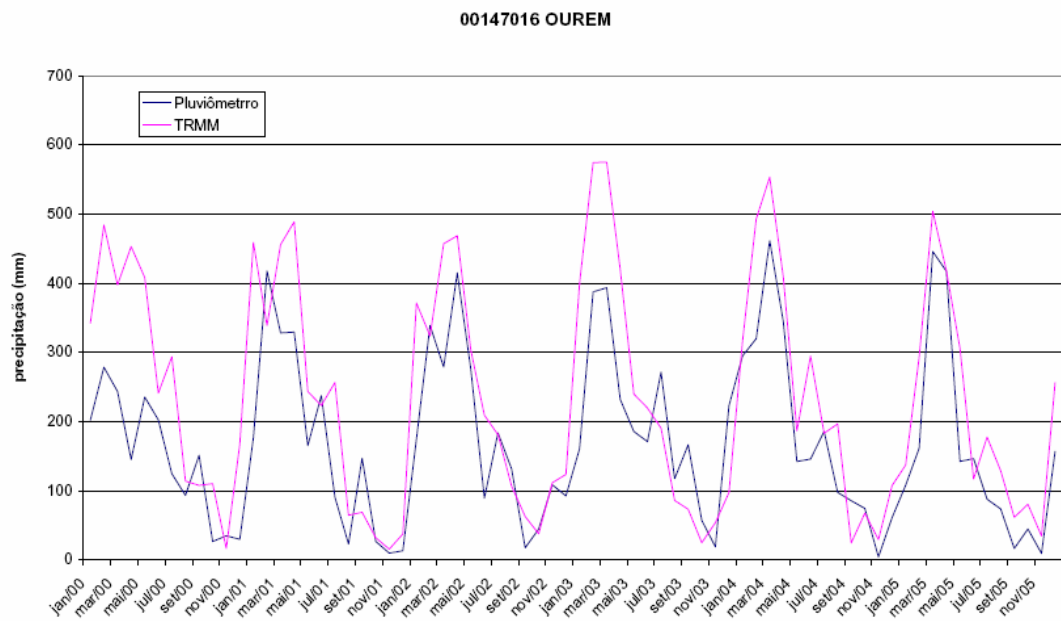


Figura 5.12 - Comparação entre a precipitação mensal acumulada observada no pluviômetro e do satélite TRMM entre 2000 e 2005.

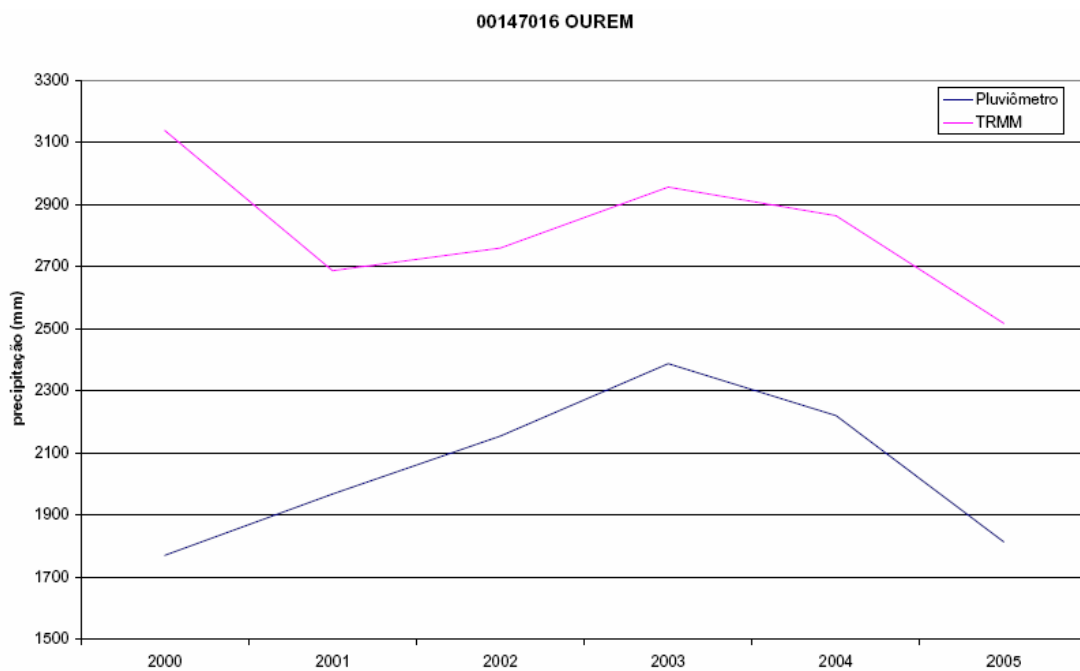


Figura 5.13 - Comparação entre a precipitação anual acumulada observada no pluviômetro e do satélite TRMM entre 2000 e 2005.

Adicionalmente, para efeito de análise comparativa, as chuvas nos pluviômetros instalados nas proximidades da área de drenagem da estação de Bom Jardim foram espacializados e organizados de forma a serem compatíveis com as informações do satélite TRMM, tendo sido comparados para um período chuvoso e para um período

seco. Como ilustração, para um mês chuvoso, como o de março de 2003, a variação foi de 300 mm a 680 mm, conforme indicado na Figura 5.14.

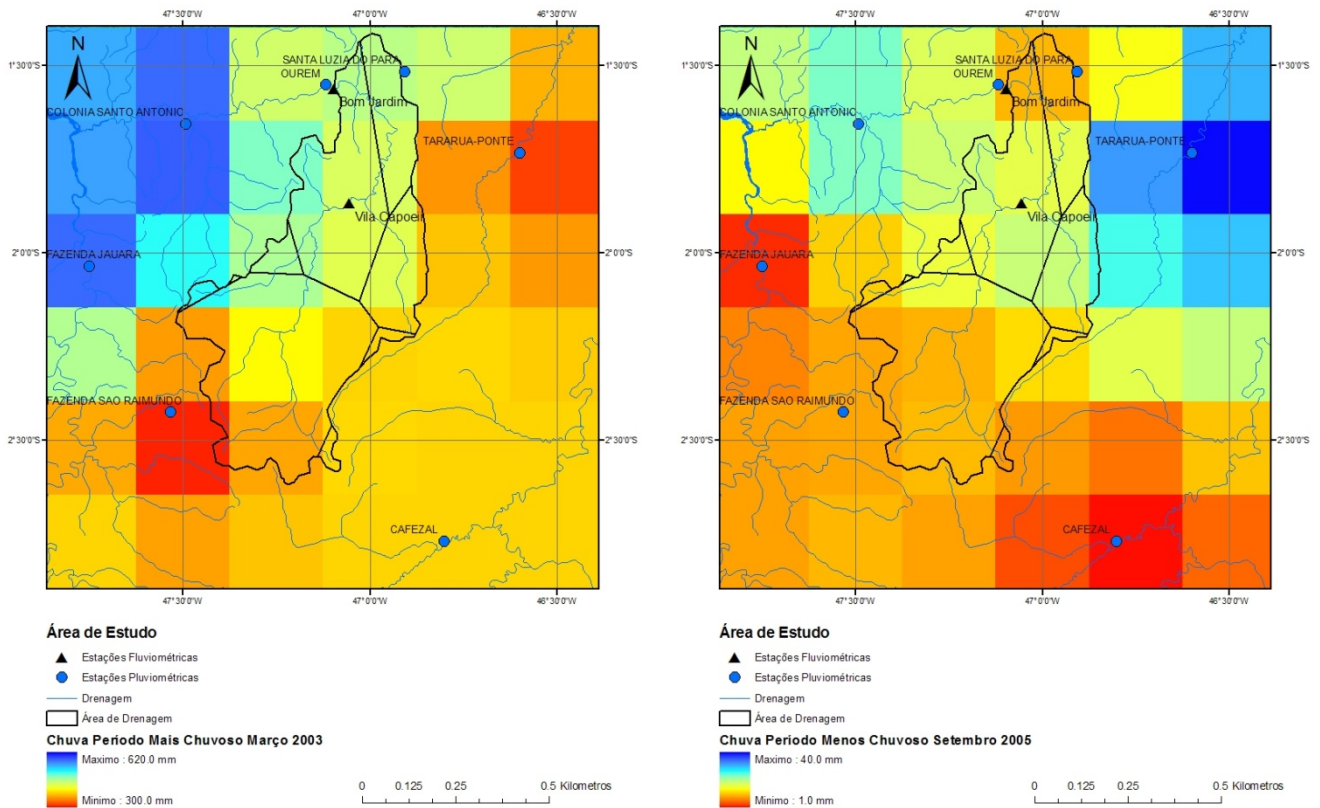


Figura 5.14 - Dados dos pluviômetros para um período chuvoso e para um período seco.

No contraste de informações especializadas do TRMM e dos pluviômetros, indicado na Figura 5.15, foi encontrado uma variação entre -1% e 50%, com resultados que mostram proximidade entre os dados do pixel e dos pluviômetros, seja para um período chuvoso seja para um período seco.

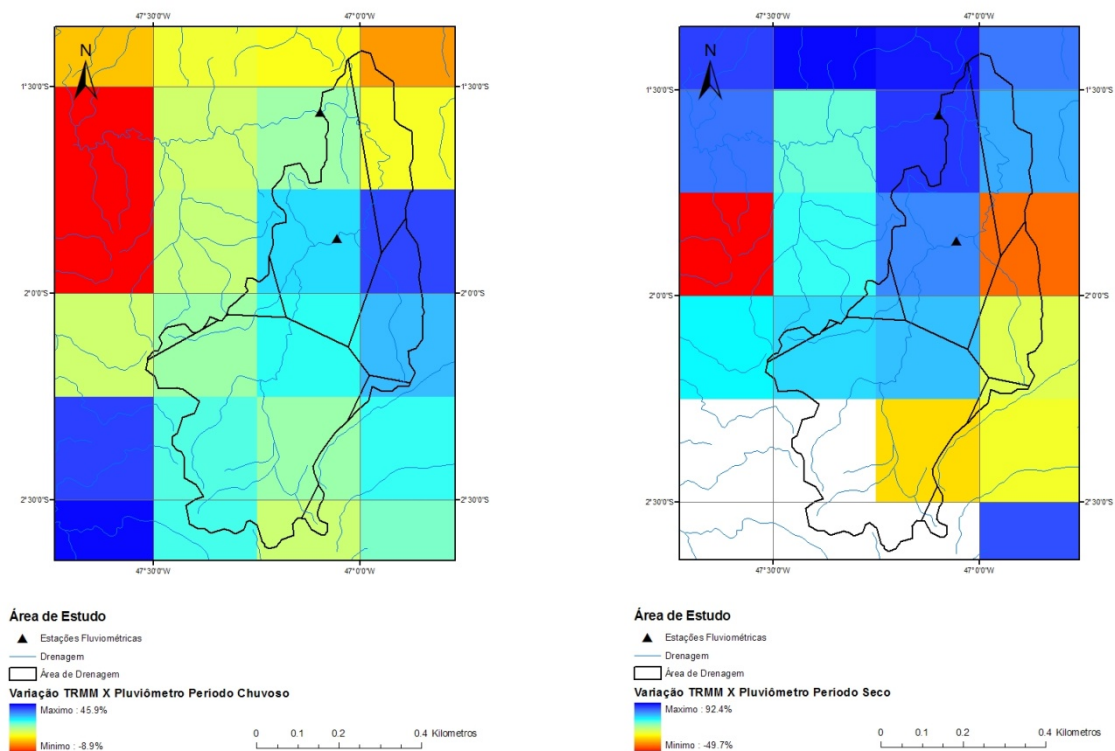


Figura 5.15 – Contraste entre as informações espacializadas do satélite TRMM e dos pluviômetros.

Após as análises empreendidas para os dados fluviométricos e pluviométricos, incluindo os dados de satélite TRMM, cujo objetivo foi o conhecimento da realidade hidrológica da bacia do rio Guamá, consolidaram-se as séries de precipitação e de vazão. No Capítulo 6, a partir dessas informações, emprega-se o balanço hídrico sazonal, permitindo determinar a evapotranspiração real da bacia hidrográfica. Esse procedimento permitirá completar o conjunto de dados de entrada do modelo chuva-vazão concentrado SMAP, adotado, nesta dissertação, para a realização de estudos de calibração e validação bem como simulações e avaliação crítica dos resultados do modelo SMAP para as vazões geradas nas estações fluviométricas de Bom Jardim (31520000) e Vila Capoeira (3149000), resultados também apresentados no próximo capítulo.

CAPÍTULO 6 – RESULTADOS DA MODELAGEM HIDROLÓGICA

Neste capítulo, enfoca-se o procedimento de emprego do modelo hidrológico do tipo chuva-vazão SMAP no nível da escala diária. Nesse modelo, são necessários dados de precipitação, vazão e evapotranspiração. Tendo em vista que os dados pluviométricos e fluviométricos foram analisados e consolidados no Capítulo 5, resta a obtenção da série de dados de evapotranspiração. Optou-se pela metodologia do balanço hídrico sazonal (Dias e Kan, 1998), que, empregando apenas dados de chuva e vazão, permite calcular a evapotranspiração associada a uma dada bacia hidrográfica.

Nesse sentido, essa metodologia foi aplicada para a bacia do posto de Bom Jardim (31520000). As séries de dados de precipitações, vazões e evapotranspirações calculadas para essa bacia, no período de 2000 a 2005, em mm/dia, são apresentadas na Figura 6.1. Como se pode perceber através da figura, a evolução sazonal da evapotranspiração respeita os períodos de cheias e estiagens da bacia, captando o sinal hidrológico da região.

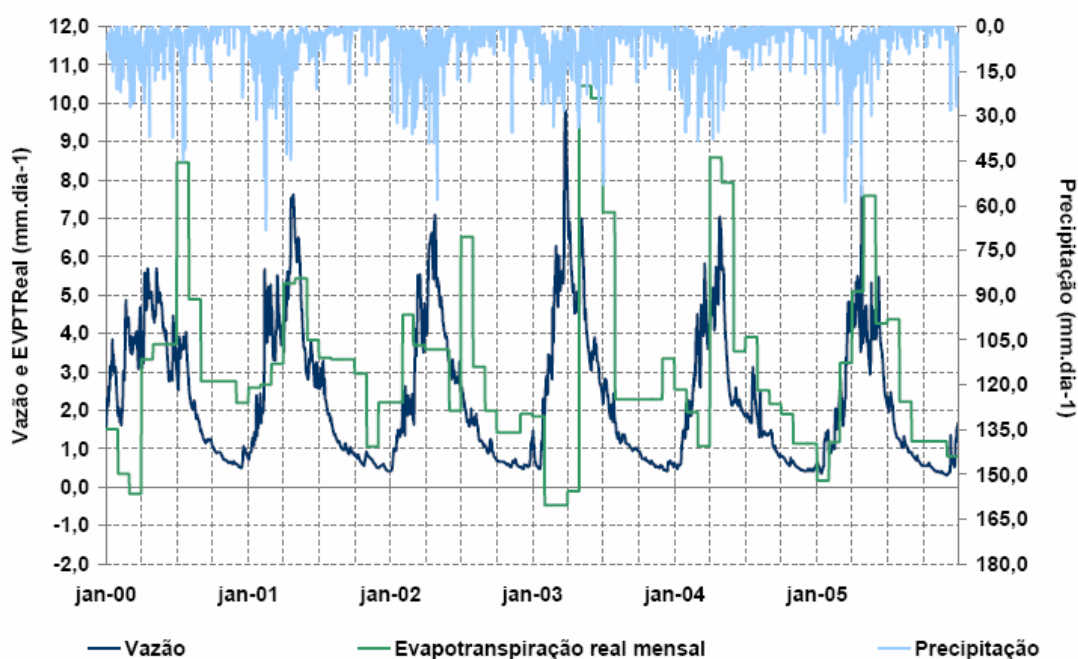


Figura 6.1 – Evapotranspiração obtida a partir do BHS.

Uma análise crítica mais apurada sobre o desempenho do método BHS pode ser realizada através da verificação do balanço de massa acumulado realizado pelo modelo. Para tal, a Figura 6.2 apresenta a comparação entre os valores acumulados da

evapotranspiração calculada pelo BHS e os totais acumulados da diferença diária entre precipitação e vazão, em mm/dia, para o posto de Bom Jardim.

Para esse posto, os resultados evidenciam algumas diferenças entre as curvas, denotando uma subestimativa dos valores de evapotranspiração, provavelmente causada por uma propagação de erros na rotina escolhida para cálculo do armazenamento de água no solo. Contudo, os resultados podem ser considerados aceitáveis dentro da margem de erros admitida na modelagem hidrológica a que os dados se destinam.

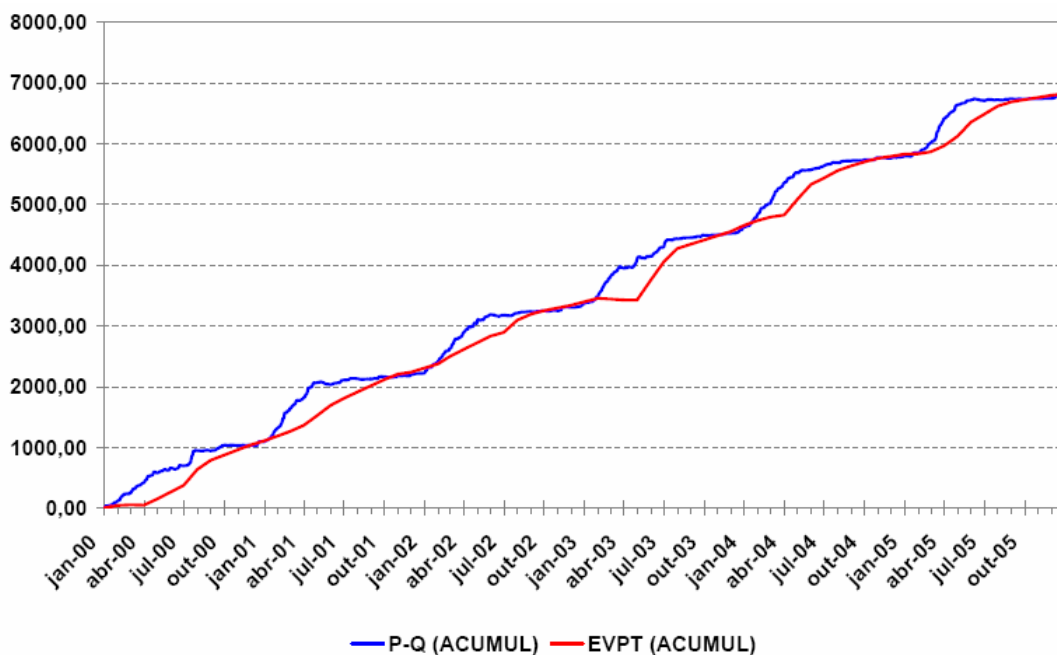


Figura 6.2 – Evapotranspiração BHS acumulada comparada à [P-Q] acumulada

Feita essa análise de balanço hídrico, obtiveram-se as séries de precipitação, vazão e evapotranspiração, chegando-se à fase de realização das simulações e avaliação crítica dos resultados do modelo SMAP. Ressalte-se que a aplicação do BHS permitiu a identificação dos valores iniciais de alguns parâmetros do modelo SMAP.

Saliente-se ainda, que, nesta dissertação, procurou-se identificar um conjunto inicial de parâmetros iniciais para o SMAP com base física, que serviu para gerar a simulação de referência. O processo de calibração automático com o método de Rosenbrock e posterior de validação foi contrastado com esse referencial para avaliar o progresso obtido na representação do comportamento hidrológico das bacias estudadas.

Com relação aos parâmetros mais sensíveis do modelo, Rotunno Filho (1989) identificou dois parâmetros essenciais, KSUP e KSUB, que correspondem aos coeficientes de recessão dos reservatórios superficial e subterrâneo, respectivamente. Esses parâmetros produzem efeitos que não podem ser substituídos ou compensados

pelos demais. Em particular, esses parâmetros podem ser obtidos via aplicação do balanço hídrico sazonal.

Em uma posição intermediária, em termos de importância para os resultados do modelo, encontra-se o parâmetro ABSI, que está ligado à retenção de água na superfície do solo. Já os parâmetros CPER e KPER, segundo essa análise de Rotunno Filho (1989), podem ser substituídos ou mantidos constantes, sem maiores problemas para o resultado final da modelagem, ou seja, são parâmetros redundantes e talvez desnecessários ao modelo, adotando-se a média entre os limites superior e inferior, definidos como um e zero respectivamente.

Com base nessas informações preliminares, foram escolhidos os valores iniciais dos parâmetros e condições iniciais a serem calibrados pelo modelo SMAP.

Devido à falta de dados que permitissem estimar melhor a variável ABSI, que reflete a retenção de água na superfície do solo, incluindo a parcela da precipitação ocorrida antes do escoamento inicial, adotou-se o valor cinco para todas as simulações desta dissertação, considerando-se, portanto, um valor médio entre a faixa de valores normalmente adotada, ou seja, de 0 a 10 mm.

Por outro lado, como destacado anteriormente, os parâmetros KSUB e KSUP, constantes de recessão dos escoamentos subterrâneo e superficial, respectivamente, puderam ser estimados com base nos estudos realizados para a aplicação do método de balanço hídrico sazonal – BHS. Através da análise das recessões dos hidrogramas para o cálculo da constante de tempo da recessão T em cada uma das bacias, obtiveram-se os valores das constantes K dos gráficos $Q(t) \times Q(t+\Delta t)$. Para a estimativa de KSUB inicial, o valor de K foi tomado como o coeficiente angular da reta envoltória de 99% dos pontos, enquanto, para a estimativa de KSUP inicial, o valor de K foi tomado como o coeficiente angular da reta envoltória de 1% dos pontos. A Figura 6.3 apresenta o procedimento adotado, ilustrando-o para alguns períodos do histórico do posto fluviométrico Bom Jardim.

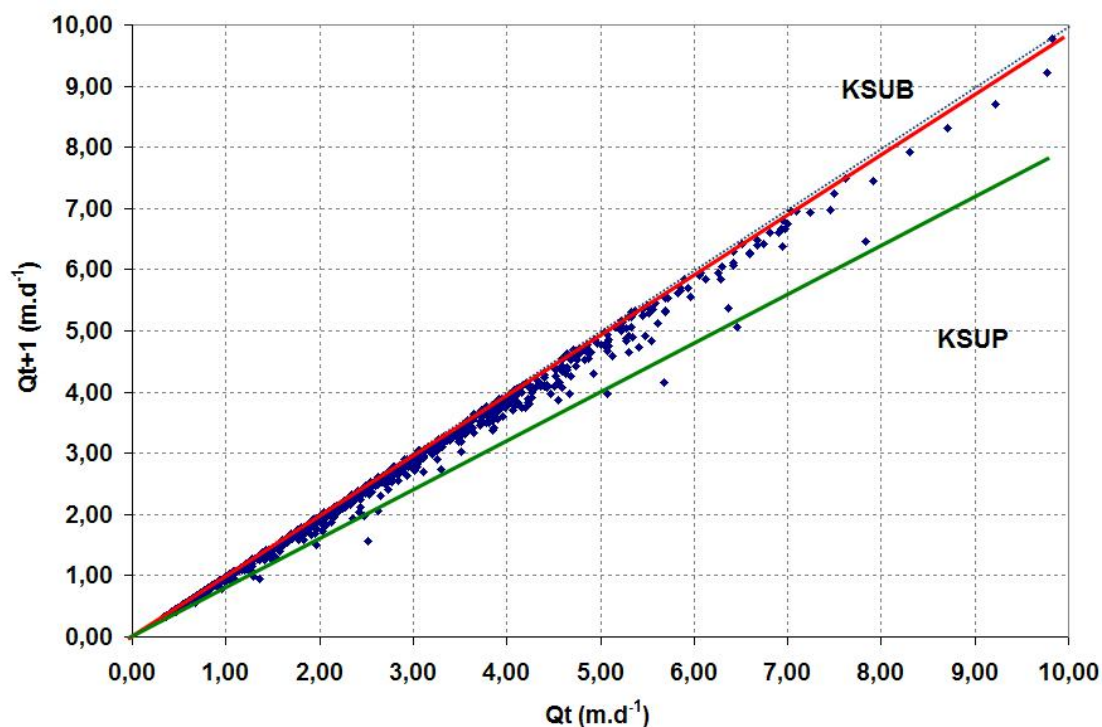


Figura 6.3 – Estimativa de KSUP e KSUB através da análise das recessões

Para obtenção das condições iniciais de alguns reservatórios do modelo SMAP, foram feitas algumas considerações. Para a vazão básica inicial (QSUB), por exemplo, foi considerada a vazão observada do primeiro dia de análise, 01/01/2000, ou seja, 1,5034 mm/dia. O armazenamento NSOL, obtido também a partir do Qf do BHS, tem como valor 179,41 mm. Na Tabela 6.1, encontram-se os valores dos parâmetros obtidos via base física e via calibração automática de Rosenbrock, considerando-se, no caso, diferentes períodos de calibração identificados como primeira hipótese (2000-2002) e segunda hipótese (2000-2001).

Tabela 6.1 - Parâmetros utilizados no modelo SMAP para Bom Jardim

Ksup	Kper	Ksub	ABSI	CPER	NSAT	NSOL	TSOL
Parâmetros utilizados inicialmente no modelo							
0,9893	0,5000	0,9941	5,0000	0,5000	944,2630	179,4100	0,1900
Parâmetros fornecidos pelo modelo para 1º hipótese							
0,9539	0,0001	0,9911	0,0002	0,907	657,9232	179,4100	0,1900
Parâmetros fornecidos pelo modelo para 2º hipótese							
0,9988	1,0000	0,9855	8,3598	0,9317	470,0038	179,4100	0,1900

Assim, com a escolha dos parâmetros iniciais, de base física, foi feita a avaliação das vazões geradas pelo modelo, que acompanhou a sazonalidade dos períodos de cheia e estiagem. No entanto, na visualização do hidrograma (Figura 6.4), observa-se que os valores de recessão são superestimados e os de pico subestimados, porém com um bom grau de aderência entre os valores de vazão gerados e observados.

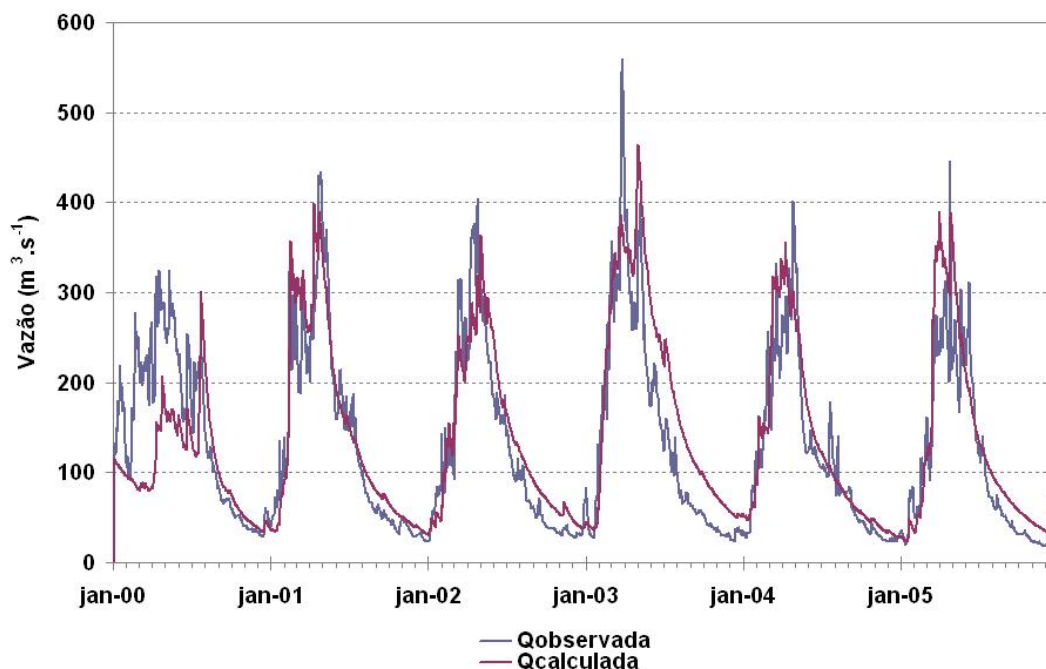


Figura 6.4 – Simulação das vazões para os dados iniciais

Após essa análise inicial de referência, procedeu-se a avaliação testando duas hipóteses, que diferem basicamente no período de calibração e validação dos postos. Uma hipótese considera o período de calibração de 3 anos, de 2000 a 2002, e validação de 2003 a 2005. Como segunda alternativa, emprega-se o período calibração de 2000 a 2001 e validação de 2002 a 2005. Com o modelo calibrado, foram adotados, para validação, os novos valores dos parâmetros.

Na Figura 6.5, está apresentada a calibração relativa à primeira alternativa, enquanto, na Figura 6.6, está apresentado o período de validação. A Figura 6.7 apresenta os períodos de calibração e validação conjuntamente. Na observação dos hidrogramas dessas figuras, verificou-se que as vazões de pico foram superestimadas e as vazões de estiagem subestimadas.

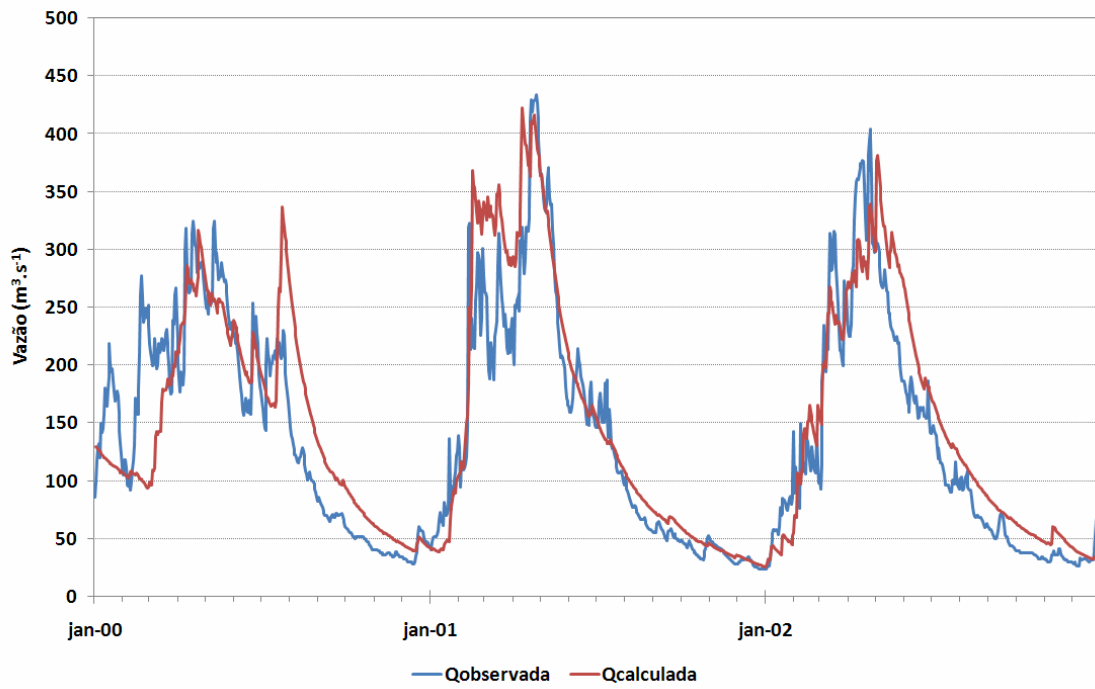


Figura 6.5 – Período de calibração de 2000 a 2002

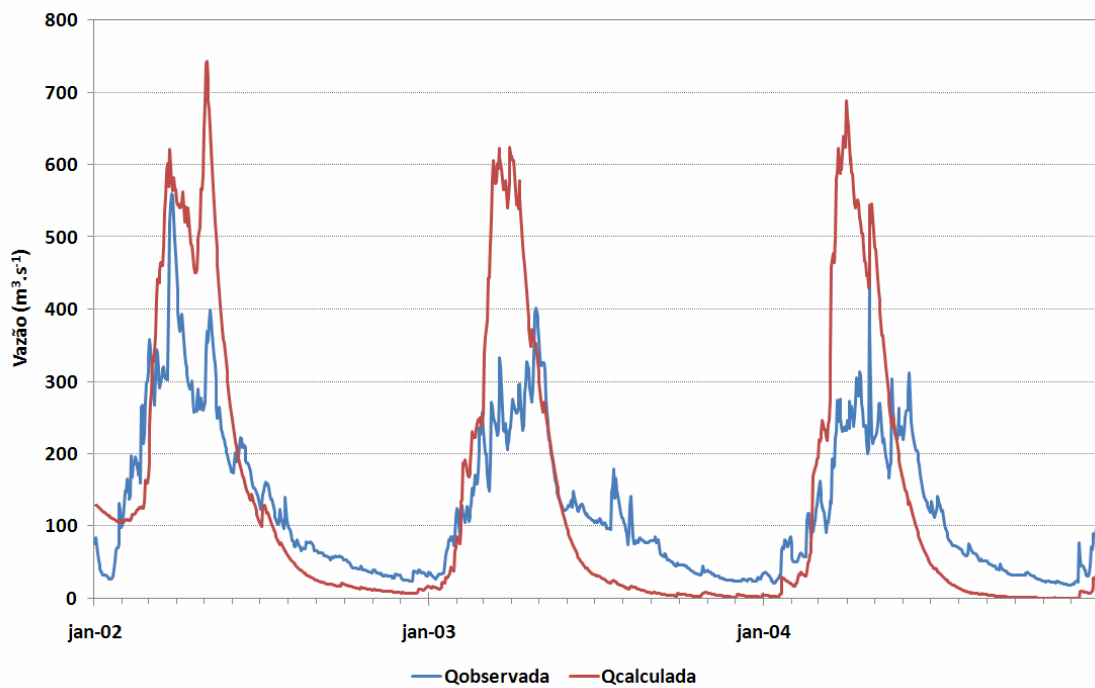


Figura 6.6 – Período de validação de 2003 a 2005

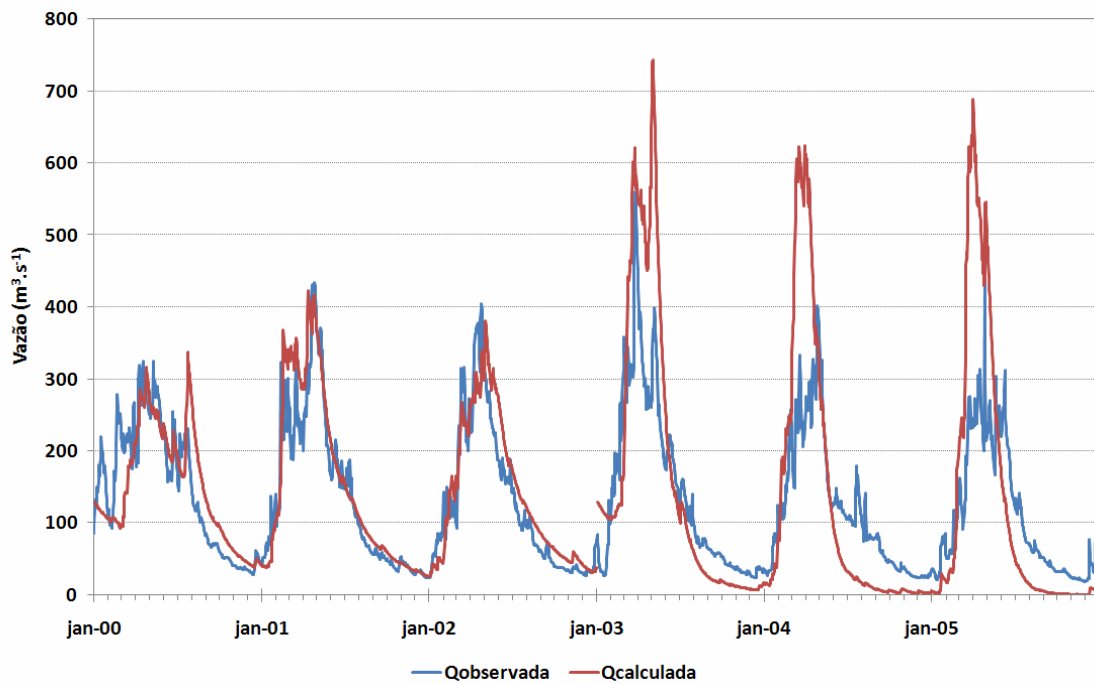


Figura 6.7 – Análise de calibração e validação para a primeira hipótese

Analogamente, para a segunda alternativa de calibração, a Figura 6.8 mostra o resultado do estudo de calibração, enquanto, na Figura 6.9, está apresentado o período de validação. A Figura 6.10 apresenta os períodos de calibração e validação conjuntamente. Na observação dos hidrogramas dessas figuras, verificou-se que as vazões de cheia foram subestimadas e as de estiagem superestimadas.

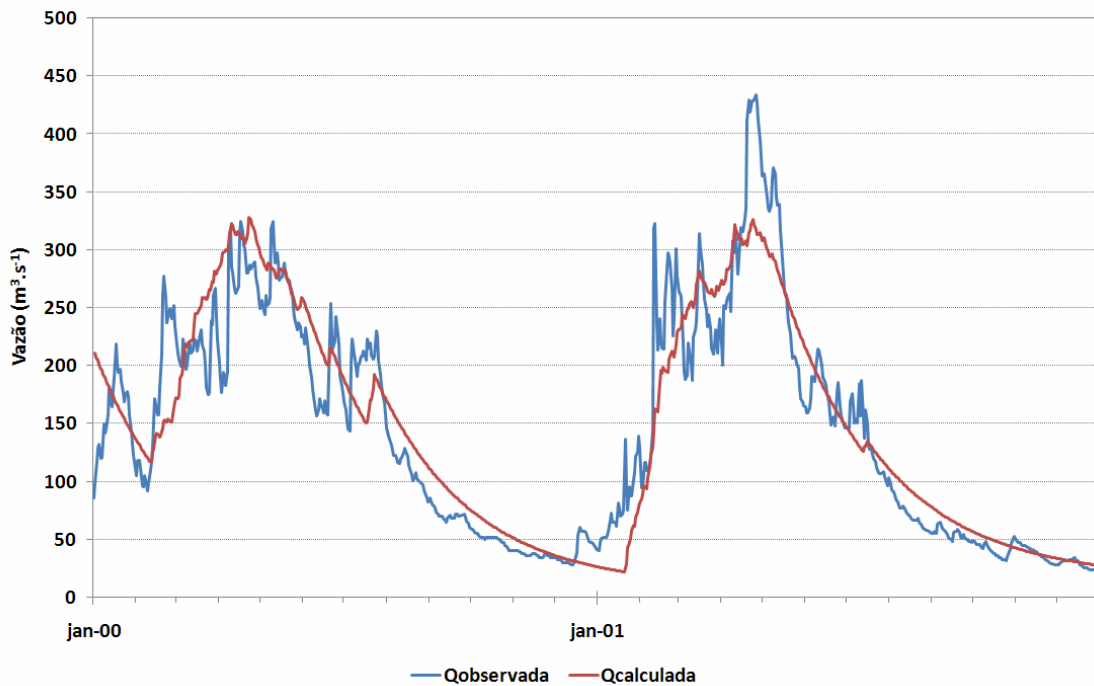


Figura 6.8 – Período de calibração de 2000 a 2001

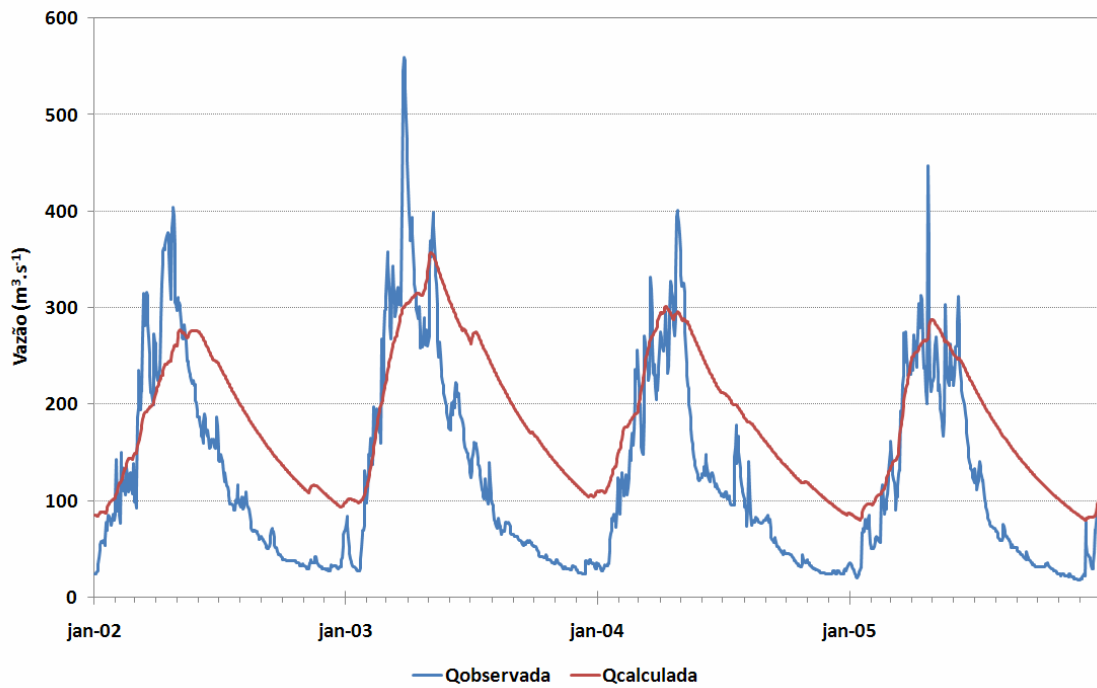


Figura 6.9 – Período de validação de 2002 a 2005

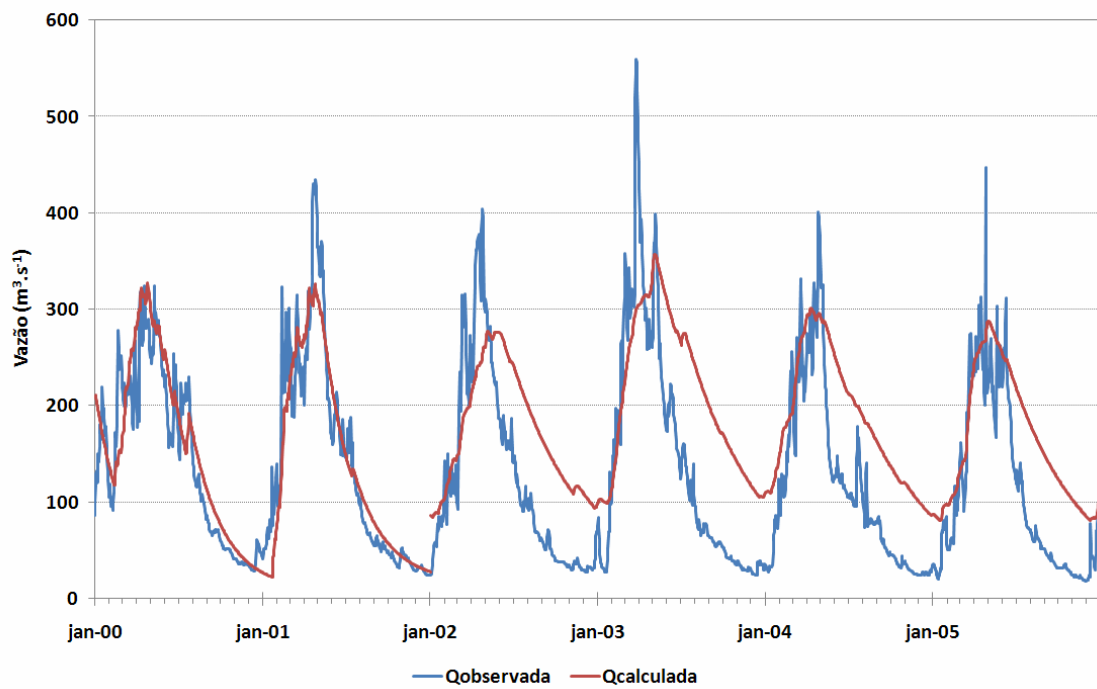


Figura 6.10 – Análise de calibração e validação para a segunda hipótese

Para analisar o potencial de regionalização a partir do emprego de modelos do tipo chuva-vazão, na parte final deste trabalho, conduziu-se estudo em que os parâmetros de Bom Jardim foram transferidos para a sub-bacia interna da estação de Vila Capoeira, com 4002,1 km². Os parâmetros transpostos foram os calculados *a priori* a partir de uma base física da bacia bem como os resultantes dos processos de calibração automática efetuados em Bom Jardim para a primeira alternativa (calibração 2000-2002), a título de ilustração.

Como dado de entrada, foi calculado a média das chuvas por Thiessen e estimou-se como evapotranspiração na bacia de Vila Capoeira o valor de 80% da evapotranspiração obtida pelo balanço hídrico sazonal (BHS) para Bom Jardim.

Como pode ser observado na Figura 6.11, os hidrogramas obtidos foram contrastados com os valores de vazão observados, mostrando que captaram a sazonalidade do comportamento hidrológico mensurado na estação de Vila Capoeira. Os valores gerados, em geral, superestimaram as vazões observadas para a época de cheia. No caso da calibração automática, as estimativas foram excessivamente altas. Na época de estiagem, os parâmetros identificados com base física superestimaram as vazões, enquanto os parâmetros identificados por meio da rotina de calibração automática geraram vazões inferiores aos valores observados.

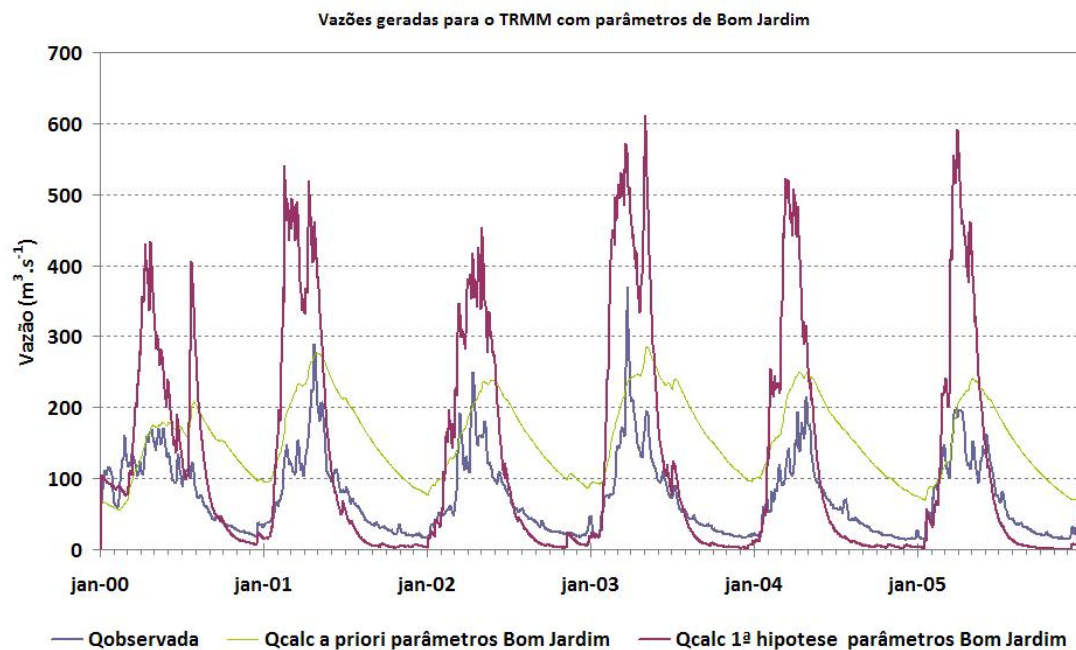


Figura 6.11 – Geração de vazões para Vila Capoeira com os parâmetros de Bom Jardim

Finalmente, explorou-se a variabilidade no cálculo das vazões tendo como entrada no modelo as informações das chuvas os dados do satélite TRMM e evapotranspiração calculada a partir do BHS. Os resultados estão na Tabela 6.2, enquanto a Figura 6.12 mostra as simulações realizadas. Os resultados mostram a capacidade da modelagem chuva-vazão de reproduzir adequadamente os padrões hidrológicos referentes à área de estudo. Diferentes períodos de calibração foram ensaiados: primeira hipótese – 2000-2002; segunda hipótese – 2000-2001; terceira hipótese – 2000-2003. O desempenho para a terceira hipótese mostrou-se superior à demais.

Tabela 6.2 - Parâmetros utilizados no modelo SMAP para os dados satelitais

Ksup	Kper	Ksub	ABSI	CPER	NSAT	NSOL	TSOL
Parâmetros utilizados inicialmente no modelo							
0,9893	0,5000	0,9941	5,0000	0,5000	944,2630	179,4100	0,1900
Parâmetros fornecidos pelo modelo para 1º hipótese							
0,9539	0,0001	0,9911	0,0002	0,907	657,9232	179,4100	0,1900
Parâmetros fornecidos pelo modelo para 2º hipótese							
0,9652	0,9999	0,9936	5,0000	0,9394	638,0050	179,4100	0,1900
Parâmetros fornecidos pelo modelo para 3º hipótese							
0,9764	0,9055	0,9999	0,1987	0,8042	174,9570	179,4100	0,1900

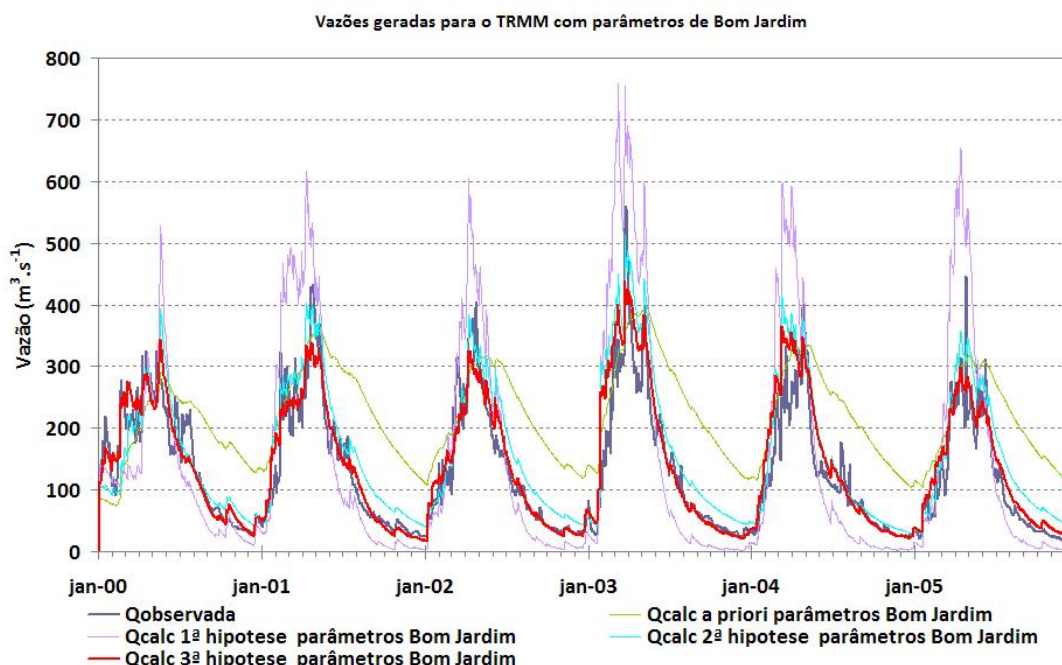


Figura 6.12 – Geração de vazões para o satélite TRMM com os parâmetros de Bom Jardim

CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

7.1 Considerações finais

O presente trabalho objetivou consolidar, inicialmente, os dados hidrológicos disponíveis para a bacia 31 – rio Guamá/PA, de grande importância econômica para a região Norte. Em particular, estão disponíveis, ainda que com certa limitação, dados de algumas estações fluviométricas e pluviométricas.

Em particular, o enfoque do estudo foi direcionado para a bacia hidrográfica delimitada pelo posto 31520000 – Bom Jardim, que abrange uma área de aproximadamente 5000 km². Nesse sentido, especial atenção foi dada à análise de consistência dos dados de chuva e vazão, monitorados pela Agência Nacional de Águas e operados pela CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais).

Adicionalmente, explorou-se o emprego de uso de dados do satélite TRMM, estando entre os primeiros trabalhos da COPPE/UFRJ a lançar mão desse tipo de informação. Essas informações foram contrastadas com dados pluviométricos oriundos da rede convencional.

Em uma segunda etapa, foi realizada a estimativa da evapotranspiração real da bacia via o método do balanço hídrico sazonal – BHS (Dias e Kan, 1998). A partir das informações de chuva, evapotranspiração e vazão foi empregado o modelo concentrado SMAP, a nível diário, para a análise do balanço hídrico integrado da bacia de Bom Jardim.

Mediante o balanço hídrico sazonal e estudo físico da bacia, foram estimados os valores iniciais dos parâmetros do modelo, denominado de parâmetros *a priori* para posto 31520000. A partir de períodos de calibração e validação escolhidos, foram avaliados os desempenhos da capacidade de encontrar os parâmetros ótimo do modelo via calibração automática - Rosenbrock. Foram, assim obtidos novos parâmetros para o modelo no sentido de melhor reproduzir o melhor comportamento hidrológico contido nos dados analisados.

Nessa análise, inclui-se ainda uma avaliação do processo de balanço hídrico via SMAP contrastando-se dados pluviométricos versus dados satelitais, tendo em vista que as análises diárias conduzidas indicaram que os valores medidos pelo TRMM

superestimaram sistematicamente os dados de pluviômetros em percentuais que variaram, em geral, entre 10% e 20%.

Na etapa final do trabalho, foi avaliada a bacia hidrográfica definida pelo posto 31490000, sub-bacia do posto 31520000, na perspectiva de estudos de regionalização de vazões. Embora, há cerca de cinquenta anos a literatura indique uma série de estudos nessa linha de pesquisa, o uso de modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão com essa finalidade ainda consiste em desafio bastante atual e motivador para futuras pesquisas.

Assim, foram avaliados, para o posto fluviométrico 31490000, cenários de emprego do modelo SMAP semelhantes àqueles empregados para o posto 31520000. Mais ainda, com a transposição dos parâmetros do posto 31520000 para a estação 31490000, foi avaliado o potencial de regionalização para a região de estudo.

7.2 Conclusões

Feito esse breve retrospecto histórico desta pesquisa, pode-se, inicialmente, afirmar, sob o ponto de vista da estimativa de chuva, que a introdução de informações satelitais do tipo TRMM são extremamente importantes servindo como complementação de rede pluviométricas nacional, que opera com diversas limitações. Ressalta-se que, neste trabalho, empregou-se dados TRMM a nível diário no sentido de comparar com os dados diários disponíveis de pluviômetros. Mas, no caso do satélite, esses dados estão disponíveis de 3 em 3 horas. Adicionalmente, o satélite tem como vantagem a cobertura espacial global, e a ausência de falhas nas séries temporais para região estudada, diferentemente das séries de pluviômetros, em que as falhas ocorrem às vezes por longos períodos, exatamente pela carência de observadores.

Mais ainda, as estimativas de precipitação fornecidas pelo satélite TRMM mostram-se consistente face os pluviômetros da região de estudo. As variações sazonais da chuva são bem representadas, tendo melhor representação para análises mensais, conforme pode ser observado nas análises contidas no trabalho. Neste trabalho, em geral, as estimativas via TRMM superestimaram a precipitação de natureza pontual, mas quando revelaram resultados de variação espacial similares àquelas obtidas por interpolação de pluviômetros.

Ainda não é possível substituir os dados de pluviômetros ou pluviógrafos pelas estimativas de precipitação por satélite, mas é uma boa alternativa complementar para casos de ausência de informações, espacialização das informações e falhas.

Feita essa discussão sobre pluviometria, salienta-se, nesta pesquisa, a premissa da fazer uma análise física do balanço hídrico da região de estudo, envolvendo apenas dados de vazão e precipitação, que via de regra são informações disponíveis para condução de estudos na hidrologia nacional. Com base nesse referencial, adotou-se o procedimento de calcular os valores obtidos para evapotranspiração real pelo BHS, que permitiu ainda, de forma simples e rigorosa sob ponto de vista conceitual, estimar parâmetros essenciais da modelagem chuva-vazão, que, no caso, envolveu o modelo concentrado SMAP os correspondentes parâmetros KSUB- coeficiente de recessão do escoamento subterrâneo e KSUP – coeficiente de recessão do escoamento superficial.

O modelo SMAP (*Soil moisture Accounting Procedure*), baseado em um método que considera a umidade do solo, como o próprio nome remete, procura representara relação não-linear entre precipitação sobre a bacia e vazão na sua seção exutórica através do balanço hídrico nas camadas da fase terrestre do ciclo hidrológico. Por conseguinte, como todo modelo matemático aplicado em engenharia, realiza simplificações diversas, oriundas de um desconhecimento perfeito do sistema que se tenta modelar.

Sob o prisma de entendimento, conhecimento físico da bacia e intervalo de variação dos parâmetros, estimaram-se os demais parâmetros do modelo. Mediante os parâmetros estimados e as séries de entrada, revelou-se o potencial e a robustez do modelo em reproduzir o comportamento hidrológico das bacias estudadas, seja no período de calibração seja no período de validação. Evidentemente, há diferentes níveis de sucesso como identificam as séries de vazão observada e calculada pelo modelo.

Como elemento motivador adicional, observou-se o grau de relativo sucesso no experimento feito em transpor os parâmetros no processo de calibração do posto 31520000 para o posto 31490000, que definem uma sub-bacia na região de estudo.

7.3 Recomendações

Uma das possibilidades mais interessantes que este trabalho trouxe à tona foi a possibilidade de fazer uma análise de consistência de dados pluviométricos sobre uma bacia e compará-las às informações satelitais.

Está previsto o lançamento de um conjunto de satélites meteorológicos de órbita similares ao TRMM, GPM – *Global Precipitation Measurement* – com o objetivo de resolver o problema da baixa amostragem temporal. A estimativa de precipitação 3B42 do TRMM possui alta resolução temporal e espacial, porém é obtida através de um algoritmo que não é trivial, combinando dados de diferentes satélites. Isso faz com que o tempo de espera para disponibilização dos dados ainda seja relativamente alto (quinze dias, na melhor das hipóteses), dificultando aplicações operacionais como simulação em tempo real e previsão de vazões, por exemplo.

Sugere-se a atualização do banco de dados *Hidroweb* da ANA, principalmente o cálculo das áreas de drenagem, já que, para os postos fluviométricos estudados, o banco de dados da ANA informa 6720 km², para estação de Bom Jardim e 4402 km² para estação de Vila Capoeira, mas delimitando-se a área a partir da base SRTM, foram encontrados respectivamente os valores de 4921 km² e 4002 km².

Sob o ponto de vista de condução de estudos que envolvam modelos do tipo chuva-vazão, sugere-se dar continuidade às análises aqui realizadas, na perspectiva da década do programa de predição das vazões em bacias não monitoradas (PUB – *prediction in ungaged basins*). Em particular, há um conjunto de atividades sendo desenvolvidas no âmbito do PUB, que incorpora experimentos com os parâmetros oriundos de modelos do tipo chuva-vazão. Esse conjunto de atividades recebeu o nome de MOPEX (*model parameter experiment*), programa conduzido no âmbito da Associação Internacional de Hidrologia (IAHS).

Essencialmente, o desafio atual continua no sentido de desenvolver relações físicas entre os parâmetros dos modelos chuva-vazão e acessar a capacidade desses modelos na produção de vazões regionalizadas.

Nessa perspectiva, recomenda-se ainda o uso de modelos concentrados, como foi o emprego do modelo SMAP nesta dissertação, modelos distribuídos, e dados de sensoriamento remoto das bacias pouco ou não monitoradas, que também permitam

melhor assimilar dados de natureza espacial, como foi o caso do dado de chuva obtido via TRMM examinado no presente trabalho em especial na região Norte do Brasil e na Amazônia, ainda bastante carentes de estudos dessa natureza.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABBOTT, M. B., BATHURST, J. C., CUNGE, J. A., et al., 1986, “**An Introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique European, ‘SHE’, 1. History and Philosophy of a Physically-Based, Distributed Modelling System**”, *Journal of Hydrology*, v. 87, pp. 45-49.

ABREU, G. F., 2000, **Sensoriamento Remoto Aplicado na Classificação da Cobertura do Solo de uma Bacia Hidrográfica**, Tese de Mestrado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ.

AITKEN, A. P., 1973, “**Assessing Systematic Errors in Rainfall-Runoff Models**”, *Journal of Hydrology*, v. 20, pp. 121-136.

ANDERSON, E. A., 1973, **National Weather Service River Forecast System – Snow Accumulation and Ablation Model**. NOAA Tech. Memo – NWS. HIDRO – 17, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., U.S. Dep of comer, Washington, D.C.

ANEEL, 1997, **Agência Nacional de Energia Elétrica. Relatório Técnico Final de Consistência de Dados Fluviométricos da Sub-Bacia 31**. Belém.

ANEEL, 1996, Agência Nacional de Energia Elétrica. **Inventário das Estações Fluviométricas e Pluviométricas**. Brasília.

ARAUJO, A.A.M., ROTUNNO FILHO, O.C.R., XAVIER, L.N.R., et al., 2001, “**Análise de Sensibilidade de Modelos Hidrológicos na Perspectiva de SVATS de Modelos Atmosféricos**”, XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos – IV Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa, Aracaju, SE, Brasil.

ARAUJO, A.A.M., ROTUNNO FILHO, O.C.R., SANTOS, I.A., et al., 2003, “**Obtenção dos Campos Espaciais de Umidade do Solo Condicionados pela**

Topografia Utilizando Krigagem Bayesiana”, XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Curitiba, PR, Brasil, 23 a 27 de novembro.

ARAÚJO, A. A. M., 2006, **Um Novo Esquema de Parametrização Hidrológica da Superfície Terrestre com Redistribuição Lateral da Água no Solo**. Tese de Doutorado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro.

BARBOSA, M. C. D., 2000, **Geostatística Aplicada a Dados de Radar Meteorológico**, Tese de Mestrado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro.

BARD, Y., 1974, **“Nonlinear Parameter Estimation”**. Academic New York.

BEVEN, K. J., KIRKBY M. J., 1979, **“A Physically Based Variable Contributing Area Model of Basin Hydrology”**. Hydrol. Sci. Bull., 24, 43 – 69.

BEREN, K. J., O’CONNELL P. E., 1982, **“On the Role of Physically – Based Distributed Modeling in Hydrology”**. Report nº 81. Institute of Hydrology, UK, 1- 36.

BEVEN, K.J., MOURE I. D., 1984, **“Terrain Analysis and Distributed Modeling in Hydrology – Advances in Hydrological Process.”** J. Willey Ed. 249p.

BEVEN, K. J., 1989, **“Changing Ideas in Hydrology: The Case Of Physical – Based Models”**. Journal of Hydrology, 105 157 – 172.

BATHURST, J. C., O’CONNELL P. E., 1992, **“Future of Distributed Modelling: the Système Hydrologique Europeen”**, Hydrological Processes, 6, pp. 265-277.

BEVEN, K. J., A. BINLEY, 1992, **“The Future of Distributed Models: Model Calibration and Uncertainty Prediction”**, Hydrological Processes, 6, pp. 279-298.

BEVEN, K., LAMB, R., QUINN, P., et al., 1995, **“TOPMODEL”**, In: Singh, V. P. (ed.), Computer Models of Watershed Hydrology”, Water Resources Publications, Colorado, pp. 627-668.

BRASIL, 1997, Leis, **Política Nacional de Recursos Hídricos: Lei n. 9.433, de 08 de janeiro de 1997**. Brasília, Diário Oficial da União de 09 de janeiro de 1997.

CANEDO, P. M., 1989, “**Hidrologia Superficial**”.ABRH . UFRJ 281 – 289.

CANEDO, P. M., 1979, **The Reliability of Conceptual Catchments Model Calibration**. Ph.D. Dissertation, University of Lancaster, U.K.

CHOW, V. T., 1964, **Handbook of Applied Hydrology**, McGraw Hill, New York, N.Y.

CLARKE, R. T., 1973, “**A Review of Some Mathematical Models Used in Hydrology with Observation on their Calibration and Use**”, Journal of Hydrology, v. 19, pp. 1-20.

COLLIER, C. G., 1989, **Applications of Weather Radar Systems – A Guide to Use of Radar Data in Meteorology and Hydrology**, Ellis Horwood Limited.

COLLINGE, V. K., KIRKBY, C., 1987, **Weather Radar and Flood Forecasting**, John Wiley e Son.

COLLINS, D. C, AVISSAR, R., 1994, “**An Evaluation With the Fourier Amplitude Sensitivity Test (FAST) of Which Land Surface Parameters are of Greatest Importance in Atmospheric Modeling**”. J. Climate. v.7,n.5,pp.681-703.

COLLISCHONN, B., 2006, **Uso de Precipitação Estimada Pelo Satélite TRMM em Modelo Hidrológico Distribuído**, Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, UFRGS, Porto Alegre, RS.

CPRM/ANA, 2004, **Diretrizes para Análise de Dados Hidrométricos e Normas Para Identificação e Preenchimento de Falhas**. Brasília, DF.

CRAWFORD, N. H., LINSLEY, R. K., 1966, “**Digital Simulation in Hydrology**”, Stanford Watershed Model IV, Department of Civil Engineering, Stanford University, Technical Report 39.

DAWDY, D. R., O’DONNELL T., 1965, “**Mathematical Model of Catchments Behavior**”. J. of Hydrology. Dir Am. Soc. Civ. Eng., 91, 123 – 137.

DIAS, N.L., KAN, A., 1999, “**A Hydrometeorological Model for Basin-Wide Seasonal Evapotranspiration**”. Water Resources Research, v. 35 (11), pp. 3409-3418.

DI BELLO, R. C., 2005, **Análise do Comportamento da Umidade do Solo no Modelo Chuva-Vazão SMAP II – Versão com Suavização Hiperbólica. Estudo de Caso: Região de Barreiras na Bacia do rio Grande – BA**. Tese de Mestrado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro.

DIRMEYER, P. A., 2001, “**Climate Drift in a Coupled Land-Atmosphere Model**”. American Meteorological Society. February. Pg 89-99.

DISKIN, M. H., SIMON E., 1977, “**A Procedure for the Selection of Objective Functions for Hydrologic Simulation Models**”, J. of Hydrology, 20, pp. 129-149.

DNAEE, 1983, **Sistemática para Análise de Consistência de Dados Fluviométricos**, Brasília.

DONALD, J. R., SOULIS E. D., KOUWEN N., PIETRONIRO A., 1995, “**A Land Cover-Based Snow Cover Representation for Distributed Hydrologic Models**”, Water Resources Research, 31, No. 4, pp. 995-1009.

DOOGE, J.C.I., 1986, “**Looking for Hydrology Laws**”. Water Rescur. Res. 22, 465 – 585.

DONNER, L. J., 1998, “**An Initialization for Cumulus Convection in Numerical Weather Prediction Models**”. Mon. Wea. Rev., 116 (2): 377-385.

DUAN, Q., SOROOSHIAN S., GUPTA V., 1992, “**Effective and Efficient Global Optimization for Conceptual Rainfall-Runoff Models**”, Water Resources Research, 28, pp. 1015-1031.

ELETROBRÁS – Ministério das Minas e Energia, 1985, **Metodologia para Regionalização de Vazões**, Rio de Janeiro, RJ.

ENGMAN, E. T., 1990, “**Use of Microwave Remotely Sensed Data in Hydrologic Modeling**”, In: Proceedings of the Workshop on Applications of Remote Sensing in Hydrology, Saskatoon, Saskatchewan, pp. 259-278.

FLAMING, G. M., 2004, “**Measurement of Global Precipitation**”. Publicação da Administração Aeroespacial dos EUA (NASA).

FORTIN, J .P., GUILBOT A., SEGUIN E B., 1986, “**Development of a Modular Hydrological Forecasting Model Based on Remotely Sensed Data for Interactive Utilization on a Microcomputer**, Proceedings Cocoa Beach workshop 1985: Hydrologic Applications of Space Technology, A.I.Johnson, ed. JAHS Publication n° .160”. Int Assoc of Hydrologic. Pp 307 – 319.

GAO, X., SOROOSHIAN S. e GUPTA, H.V., 1996, “**Sensitivity Analysis of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme**”. J. Geophys. Res. v.101, n.D3, pp.7279-7289.

GARLAND, G., 1986, **Resolution Considerations in Using Radar Rainfall Data for Hydrologic Modelling**, M. Sc. Thesis, Dept of Civil Engineering, University of Waterloo, Waterloo, Ontário, Canadá.

GRAYSON, R. B., I.D. MOORE, AND T.A. MCMAHON., 1992a, “**Physically Based Hydrologic Modeling, 1, A Terrain Based Model for Investigative Purposes**”, Water Resour. Res. 28, 2639 – 2658.

GRAYSON, R. B., I.D. MOORE, AND T.A. MCMAHON., 1992 b, “**Physically Based Hydrologic Modeling, 2, Is the Concept Realistic?**”. Water Resour. Res.28, 2659 – 2666.

GUPTA, S. K., AND S. I. SOLOMON, 1977, “**Distributed Numerical Model for Estimating Runoff and Sediment Discharge of Ungaged Rivers**”, 1, The information system, Water Resources Research, 13, pp. 613-618.

GUPTA, R. P., 1991, **Remote Sensing Geology**, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York.

HARVEY, K. D., SOLOMON S. I., 1984, “**Satellite Remotely-Sensed Land Use Data for Hydrologic Modelling**”, Canadian Journal of Remote Sensing, v. 10, n 1.

HILLEL, D., 1986, **Modelling in Soil Physics: a Critical Review**, in Future Developments in Soil Science Research, pp. 35-42, Soil Science Society of America, Madison, Wis.

JACKSON, T. J., RAGAN, R. M., FITCH, W. N., 1977, “**Test of Landsat-Based Urban Hydrologic Modelling**”, Journal of Water Resources Planning Management Div., ASCE, 103 (WR1), pp. 141-158.

JACKSON, T. J., 1997, “**Soil Moisture Estimation Using SSM/I Satellite Data Over a Grass Land Region**”, Water Resources Research, vol.33, 1475-1484.

JAKEMAN, A. J., HORNBERGER, G. M., 1993, “**How Much Complexity is Warranted in a Rainfall-Runoff Model?**”. Water Resources Research, 29, 2637-2649.

JENSEN, K. H., AND A. MANTOGLOU, 1992, “**Future of Distributed Modelling**”, Hydrological Processes, 6, pp. 255-264.

JOHNSTON, P. R., PILGRIM, D. H., 1976, “**Parameter Optimization for Watershed Models**”, Water Resources Research, v. 12, n. 3, pp. 477-486.

JOURNEL, A. G., HUIJBREGTS, C. J, 1978, **Mining Geostatistics**, Academic Press.

KITE, G. W. e N. KOUWEN, 1992, “**Watershed Modeling Using Land Classifications**”, *Water Resources Research*, v. 28, No. 12, pp. 3193-3200.

KLEMES, V., 1983, “**Conceptualization and Scale in Hydrology**”, *J. of Hydrology*”, 65, pp. 1-23.

KOTTEGODA, N. T., 1980, **Stochastic Water Resources Technology**, Department of Civil Engineering, University of Birmingham, The MacMillan Press Ltd.

KOUWEN, N., 1988, “**WATFLOOD: a Micro-Computer Based Flood Forecasting System Based on Real-Time Weather Radar**”, *Canadian Water Resources Journal*, 13, No. 1, pp. 62-77.

KUCZERA, G., 1983a, “**Improved Parameter Inference in Catchment Models, 1. Evaluating Parameter Uncertainty**”, *Water Resources Research*, v. 19, pp. 1151-1162.

KUCZERA, G., 1983b, “**Improved Parameter Inference in Catchment Models, 2. Combining Different Kinds of Hydrology Data and Testing their Compatibility**”, *Water Resources Research*, v. 19, pp. 1163-1172.

KUMMEROW, C., SIMPSON, J.; THIELE, O.; et al, 2000, “**The Status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) After Two Years in Orbit**”. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 39, pp. 1965-1982.

LARSEN, J. E., SIVAPLAN M., COLLES N. A., LINNET P.E., 1994, “**Similarity Analysis of Runoff Generation Processing Real – Word Catchments**”. *Water Rescur. Res.*,30,1641 – 1652.

LEAVESLEY, G. H., STANNARD L. G., 1990, “**Applications of Remotely Sensed Data in a Distributed Parameter Watershed Model**”, *Proceedings of the Workshop on*

Applications of Remote Sensing in Hydrology, editors: G. W. Kite and A. Wankiewicz, National Hydrology Research Institute, Saskatoon, Saskatchewan, pp. 47-68.

LIBOS, M. I., 2002, **Modelagem da Poluição Não Pontual na Bacia do Rio Cuiabá Baseada em Geoprocessamento**, Tese de Mestrado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro.

LINK, L.E., 1983, “**Compatibility of Present Hydrologic Models With Remotely Sensed Data**”, Seventeenth International Symposium on Remote Sensing of Environment, Ann Arbor, Michigan.

LINSLEY JR., KOHLER R.K., PAULHUS M.A., 1949, **Applied Hydrology**, First Edition, New York-Toronto-London, Mc Graw-Hill Book Company, Inc.

LOAGUE, K., 1991, “**Space-Time Tradeoffs Across the Hydrologic Data Sets of Competing Rainfall-Runoff Models: a Preliminary Analysis**”, Water Resources Bulletin, 27, pp. 781-789.

LOPES, J.E.G., BRAGA, B.P.F., CONEJO, J.G.L., 1981, “**SMAP - a Simplified Hydrological Model**”, Proceedings of the International Symposium on Applied Modelling, Mississippi, USA.

LOU, A. P. F., 2004, **Modelagem Geoestatística Aplicada à Integração entre Dados de Postos Pluviométricos e Radar Meteorológico**, Tese de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

LUZ, R. S., 1970, **Notas de Aula de Hidrometria Aplicada**, IPH/UFRGS.

MAGGETE, W. L., SHANHOLTZ V. O., CARR J. C., 1976, “**Estimating Selected Parameters for the Kentucky Watershed Model for Watershed Characteristics**”, Water Resources Research, 12, pp. 472-476.

MARTINEC, J., RANGO A., 1986, “**Parameter Values for Snowmelt Runoff Modelling**”, Journal of Hydrology, v. 84, pp. 197-219.

MATHERON, G., 1971, “**A Theory of Regionalized Variables and Applications**”, Cahier du Centre de Morphologie Mathématique Ecole des Mines, Fontainebleau, France.

MEIN, R. G., and B. M. BROWN, 1978, “**Sensitivity of Optimized Parameters in Watershed Models**”, Water Resources Research, 14, No. 2, pp. 299-303.

MESSAOUD, M., POINTIN, Y. B., 1990, “**Small Time and Space Measurement of the Mean Rainfall Rate Made by a Gauge Network and by a Dual-Polarization Radar**”, Journal Applied Meteorology, n. 29, pp. 830-841.

MOORE, R. J., CLARKE R. T., 1981, “**A Distribution Function Approach to Rainfall-Runoff Modelling**”, Water Resources Research, 17, pp. 1367-1382.

MULDERS, M. A., 1987, **Remote Sensing in Soil Science**, Elsevier Science Publishing Company Inc., New York.

NATHANSON, M. H., SAIDEL G. M., 1982, “**Criteria for Optimal Experimental Design: Application to Ferrokinetics**”, internal report, Dept. of Biomed. Eng. Case Western Reserve Univ., Cleveland, Ohio.

O'DONNELL T., CANEDO, P., 1980, “**The Reability of Conceptual Calibration**”, Hydrological Forecasting, Proceedings of the Oxford Symposium, IAHS Publication, 129.

OLIVEIRA, L.C.K, 2003, **O Papel do Monitoramento e da Previsão de Vazões no Gerenciamento de Bacias Hidrográficas**, Tese de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

ONS, 2004, “**Previsões Hidrometeorológicas e de Carga – Texto Provocativo para as discussões do tema 2**”, 1o Seminário de Prospecção Tecnológica do ONS – 1o SPTO, 08 de dezembro, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

PEREIRA FILHO, A J., CRAWFORD, K. C., 1999, “**Mesoscale Precipitation Fields. Part I: Statistical Analysis and Hydrologic Response**”, Journal Applied Meteorology, n. 38, pp. 82-101.

PITMAN, A. J., 1993, “**The Sensitivity of the Land Surface to the Parameter Values : a Reassessment**”. In: Wilkinson, W.B. (ed.) Macroscale modelling of the hydrosphere. Proceedings of the Yokohama Symposium, IAHS Publication n.214, pp. 125-132.

RAGAN, R.M., T.J. JACKSON., 1980, “**Runoff Synthesis Using Landsat and SCS Model**”. J Hydral Div., ASCE, 106 (HYS): 667 – 678.

RANGO, A., FELDMAN A., GEORGE III T. S., RAGAN R. M., 1983, “**Effective Use of Landsat Data in Hydrologic Models**”, Water Resources Bulletin, 19, No. 2, pp. 165-174.

RIBEIRO, C. B. M., 2001, **Sensoriamento Remoto Aplicado à Detecção de Mudanças na Cobertura do Solo de uma Bacia Hidrográfica**, Tese de Mestrado, Engenharia Civil, COPPE / UFRJ, Rio de Janeiro.

ROTUNNO FILHO, O. C., 1989, **Comparação de Dois Métodos de Otimização em Modelos Hidrológicos do Tipo Chuva-Vazão**, Tese de mestrado, Programa de Engenharia Civil, COPPE/UFRJ.

ROTUNNO FILHO, O. C., 1995, **Soil Moisture Mapping Using Remote Sensing and Geostatistics Applied To Distributed Hydrological Modelling**, Tese de doutorado, Departamento de Engenharia Civil, University of Waterloo, Canadá.

SANTOS, I., 2001, **Hidrometria Aplicada**. Instituto de Tecnologia Para o Desenvolvimento. Curitiba – PA.

SANTOS, R. C., 2002, **Classificação Textural Aplicada à Cobertura do Solo de uma Bacia Hidrográfica Usando Sensoriamento Remoto**, Tese de Mestrado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ.

SECTAM, 2001, **Análise Pluviométrica da Bacia Guamá-Moju**. Belém.

SEREBRENICK, R.; CARVALHO, N. O., 1970, **Guia Prático para Estabelecimento de uma Curva-Chave**. Rio de Janeiro; DNAEE.

SOLOMON, S.I., GUPTA, S.K., 1977, “**Distributed Numerical Model for Estimating Runoff and Sediment Discharge of Ungauged Rivers**”, 2, Model Development”. Water Resour. Res, 13, 619 – 629.

SOROOSHIAN, S., ARFI, F., 1982, “**Response Surface Parameter Sensitivity Analysis Methods for Postcalibration Studies**”, Water Resources Research, 18, pp. 1531-1538.

SOROOSHIAN, S., DRACUP, J.A., 1980, “**Stochastic Parameter Estimation Procedures for Hydrologic Rainfall – Runoff Models: Correlated and Heteroscedastic Error Cases**”. Water Resour. Res., 16, 430 – 442.

SOROOSHIAN, S., V.K. GRUPTA, J.C.FULTON., 1983, “**Evaluation of Maximum Likelihood Parameter Estimation Techniques for Conceptual Rainfall – Runoff Models: Influence of Calibration Data Variability and Length on Model Credibility**”. Water Resour, Res., 10, 251 – 259.

SOROOSHIAN, S., DUAN, Q., GUPTA, V. K., 1983, “**Calibration of Rainfall-Runoff Models: Application of Global Optimization to the Sacramento Soil Moisture Accounting**”, Water Resources Research, v. 29, pp. 1185-1194.

SOROOSHIAN, S., GUPTA, V. K., 1986, “**Improving the Reability of Compartmental Models: Case of Conceptual Hydrologic Rainfall-Runoff Models**”, Research Project Report, University of Tucson, Arizona.

TAO, T., AND N. KOUWEN, 1989, **Remote Sensing and Fully Distributed Modelling for Flood Forecasting**, J. of Water Resources Planning and Management, ASCE, 115, pp. 809-823.

THIESSEN, A. H., 1911, “**Precipitation Average for Large Areas**”, Monthly Weather

Rev., v. 39, pp. 1082-1084.

TROUTMAN, B. M., 1985, “**Errors and Parameter Estimation in Precipitation-Runoff Modelling**”, 1, Theory, Water Resources Research, 21, pp. 1214-1222.

TSANIS, I. K., GAD, M. A., 2001, “**A GIS Precipitation Method for Analysis of Storm Kinematics**”, Environmental Modelling & Software, v. 16, pp. 273-281.

TUCCI, C. E., 1997, “**Regionalização de Vazões In: Hidrologia: Ciência e Aplicação**”. Porto Alegre, Ed. UFRG/ABRH/EDUSP, p.573-619.

TUCCI, C. E., 2000, **Regionalização de Vazões**. Porto Alegre - Brasília, Ed. ANEEL/IPH/ UFRGS.

UFPA, 1997, **Relatório Técnico de Análise Pluviométrica da Sub-Bacia 31 – Área de Drenagem Compreendida Entre a Confluência do Rio Tocantins, exclusive e a Confluência do Rio Guamá, inclusive**. Belém, PA.

U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS, 1976, “**Urban Storm Water Runoff Model (STORM) – Computer program 723-S8-L2520**”, Hydrologic Engineering Center, Davis, California.

U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS, 1981, **HEC – 1 Flood Hydrograph Package** hydrologic Engineering center, Davis, California.

VAZKEN A., HALL A., CHAHINIAN N., SCHAAKE J., 2006, “**Large Sample Basin Experiments for Hydrological Model Parameterization: Results of the Model Parameter Experiment –MOPEX**”, IAHS Publication 307.

VIANA, F. L., 1986, **Comportamento Hidrológico das Pequenas Bacias do Nordeste**, Tese de M.Sc., Coordenação do curso de pós-graduação em engenharia civil – área de concentração recursos hídricos, UFC, Fortaleza, CE, Brasil.

WEBB, R. P., LERMAK R., FELDMAN A., 1980, “**Determination of Land Use From Satellite Imagery for Input Into Hydrologic Models**”, Fourteenth International Symposium on Remote Sensing of the Environment, Anne Arbour.

WILSON, M.F., HENDERSON-SELLERS, A., DICKINSON, R.E., KENNEDY, P.J., 1987, “**Sensitivity of the Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) to the Inclusion of Variable Soil Characteristics**”. J. Climate and Applied Meteorology, n.26, pp.341-362.

WOOD, E. F., SIVAPALAN M., BEVEN K., 1990, “**Similarity and Scale in Catchment Storm Response**”, Rev. of Geophysics, 28, pp. 1-18.

XAVIER, L. N. R., 2002, **Análise da Incerteza Causada Pela Representação da Precipitação no Modelo TOPMODELW**, Tese de Mestrado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro.

XAVIER, A.E., ROTUNNO FILHO, O.C., CANEDO, P.M., 2005, “**A New Deterministic Approach In Calibration Of Rainfall-Runoff Models: The Hyperbolic Smoothing Method**”, trabalho submetido à Water Resources Research.

YEVJEVICH, V., 1974, “**Determinism And Stochasticity In Hydrology**”, J. of Hydrology, 22, pp. 225-238.

Anexo A – Avaliação do comportamento das informações de chuvas das estações pluviométricas e do satélite TRMM (consta no cd em anexo)

CÓDIGO / ESTAÇÃO	Diário			
	correlação	erro relativo	média diária plu	média diária sat
00047007 MAGALHAES BARATA	0,395	-21,1	8,9	7,0
00048006 VIGIA	0,495	-1,0	7,6	7,6
00146005 TARARUA-PONTE	0,491	33,5	5,4	7,2
00146011 SANTA LUZIA DO PARA	0,418	3,8	7,1	7,3
00147008 SAO DOMINGOS DO CAPIM	0,532	36,4	6,2	8,5
00147011 COLONIA SANTO ANTONIO	0,467	32,4	6,2	8,3
00147016 OUREM	0,457	36,8	5,6	7,6
00148003 SANTA ISABEL DO PARA	0,361	16,8	7,8	9,1
00148009 ACARA	0,423	21,6	7,6	9,2
00148010 ABAETETUBA	0,376	25,8	7,6	9,5
00148011 VILA DO CONDE	0,270	103,1	4,5	9,1
00148011 MOSQUEIRO	0,364	1,1	7,9	7,9
00148017 BUJARU	0,414	42,2	6,4	9,1
00148018 IGARAPE MIRI	0,468	43,1	6,6	9,5
00247000 BADAJOS (PCD-SIVAM)	0,532	22,6	6,4	7,8
00247003 FAZENDA JAUARA	0,438	31,6	6,4	8,5
00247004 FAZENDA SAO RAIMUNDO	0,289	43,7	5,1	7,4
00247005 CAFEZAL	0,486	15,0	5,2	5,9
00247006 PA-256 RIO CAPIM	0,474	18,2	6,3	7,5
00247008 ACAMP MENDES JUNIOR	0,468	2,0	8,0	8,1
00248001 FAZENDA URUCURE	0,566	23,3	7,1	8,8
00248003 TOME ACU	0,475	15,2	7,3	8,4
00248006 PA-256 RIO ACARA-MIRIM	0,436	34,1	6,3	8,4
00249002 VILA ELIM	0,551	34,7	5,9	7,9
00347000 PARAGOMINAS	0,567	10,4	4,8	5,3
00347002 FAZ,PLANALTO	0,388	-1,1	5,0	4,9
00348001 FAZENDA MARINGA	0,398	33,2	5,3	7,0
00348002 TAILANDIA	0,417	50,3	5,3	7,9
00349001 CACHOEIRA TRACAMBEUA	0,516	18,4	5,9	7,0
00349002 GOIANESIA	0,563	24,1	5,5	6,9
00448000 RONDON DO PARA	0,406	15,1	4,7	5,4

CÓDIGO / ESTAÇÃO	Mensal			
	correlação	erro relativo	média diária plu	média diária sat
00047007 MAGALHAES BARATA	0,903	-20,1	263,1	210,8
00048006 VIGIA	0,891	-0,2	228,1	227,7
00146005 TARARUA-PONTE	0,825	33,4	161,5	215,5
00146011 SANTA LUZIA DO PARA	0,564	25,1	178,2	222,9
00147008 SAO DOMINGOS DO CAPIM	0,866	37,0	186,7	255,8
00147011 COLONIA SANTO ANTONIO	0,911	31,9	189,0	249,3
00147016 OUREM	0,827	36,9	167,6	229,4
00148003 SANTA ISABEL DO PARA	0,751	18,2	232,7	275,1
00148009 ACARA	0,852	21,7	227,7	277,1
00148010 ABAETETUBA	0,865	25,4	228,4	286,5
00148011 VILA DO CONDE	0,663	103,2	135,7	275,7
00148011 MOSQUEIRO	0,593	4,5	228,8	239,1
00148017 BUJARU	0,548	88,6	145,7	274,7
00148018 IGARAPE MIRI	0,839	41,3	202,8	286,5
00247000 BADAJOS (PCD-SIVAM)	0,912	22,6	191,5	234,9
00247003 FAZENDA JAUARA	0,860	31,6	193,9	255,1
00247004 FAZENDA SAO RAIMUNDO	0,772	47,3	150,6	221,7
00247005 CAFEZAL	0,874	15,0	155,8	179,2
00247006 PA-256 RIO CAPIM	0,886	19,3	188,6	225,1
00247008 ACAMP MENDES JUNIOR	0,767	14,1	214,4	244,6
00248001 FAZENDA URUCURE	0,691	45,0	182,2	264,3
00248003 TOME ACU	0,894	13,7	222,8	253,3
00248006 PA-256 RIO ACARA-MIRIM	0,883	33,7	189,4	253,3
00249002 VILA ELIM	0,599	87,2	126,9	237,6
00347000 PARAGOMINAS	0,921	10,5	143,4	158,6
00347002 FAZ,PLANALTO	0,844	0,6	148,0	149,0
00348001 FAZENDA MARINGA	0,702	43,6	147,4	211,7
00348002 TAILANDIA	0,851	56,0	153,0	238,7
00349001 CACHOEIRA TRACAMBEUA	0,765	43,4	148,0	212,3
00349002 GOIANESIA	0,924	23,7	167,2	206,8
00448000 RONDON DO PARA	0,779	26,1	129,9	163,8

CÓDIGO / ESTAÇÃO	Anual			
	correlação	erro relativo	média diária plu	média diária sat
00047007 MAGALHAES BARATA	0,564	-21,6	3157,8	2529,7
00048006 VIGIA	0,436	-0,2	2737,3	2731,8
00146005 TARARUA-PONTE	0,085	33,4	1938,3	2586,3
00146011 SANTA LUZIA DO PARA	-0,401	25,1	2119,1	2650,5
00147008 SAO DOMINGOS DO CAPIM	0,647	37,0	2240,4	3069,2
00147011 COLONIA SANTO ANTONIO	0,792	31,9	2267,7	2992,2
00147016 OUREM	0,062	36,9	2011,6	2752,9
00148003 SANTA ISABEL DO PARA	0,632	18,2	2792,0	3301,2
00148009 ACARA	0,734	21,7	2732,6	3324,8
00148010 ABAETETUBA	0,461	25,4	2740,8	3437,7
00148011 VILA DO CONDE	-0,213	103,2	1628,4	3308,9
00148011 MOSQUEIRO	-0,454	4,5	2746,0	2869,3
00148017 BUJARU	-0,474	88,6	1747,9	3296,5
00148018 IGARAPE MIRI	0,788	41,3	2433,4	3437,7
00247000 BADAJOS (PCD-SIVAM)	0,368	22,6	2298,4	2818,3
00247003 FAZENDA JAUARA	0,565	31,6	2327,0	3061,5
00247004 FAZENDA SAO RAIMUNDO	0,772	47,3	1806,7	2660,6
00247005 CAFEZAL	0,377	15,0	1869,8	2150,4
00247006 PA-256 RIO CAPIM	0,434	19,3	2263,1	2701,0
00247008 ACAMP MENDES JUNIOR	0,463	14,1	2573,1	2934,9
00248001 FAZENDA URUCURE	-0,277	45,0	2186,7	3171,5
00248003 TOME ACU	0,454	13,7	2674,0	3039,5
00248006 PA-256 RIO ACARA-MIRIM	0,405	33,7	2272,9	3039,5
00249002 VILA ELIM	-0,408	87,2	1523,1	2851,6
00347000 PARAGOMINAS	0,513	10,5	1721,4	1902,9
00347002 FAZ,PLANALTO	0,551	0,6	1776,5	1787,5
00348001 FAZENDA MARINGA	-0,038	43,6	1769,1	2540,1
00348002 TAILANDIA	0,722	56,0	1835,7	2864,5
00349001 CACHOEIRA TRACAMBEUA	0,346	43,4	1776,3	2547,1
00349002 GOIANESIA	0,842	23,7	2006,6	2481,3
00448000 RONDON DO PARA	0,244	26,1	1559,2	1965,9